

КРАСНОЯРСКОЕ КРАЕВОЕ ПРАВЛЕНИЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

550.4+553.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ**

Handwritten scribble

КРАСНОЯРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
1964

КРАСНОЯРСКОЕ КРАЕВОЕ ПРАВЛЕНИЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

1420
0241

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

(Сборник статей)

КРАСНОЯРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

1964



Комплексная тематическая экспедиция (КТЭ) Красноярского геологического управления ежегодно проводит научно-производственные сессии, посвященные геологии и полезным ископаемым Красноярского края.

В основу настоящего сборника легли доклады, обсуждавшиеся на третьей научно-производственной сессии, проходившей 2—3 апреля 1963 года.

Третья сессия, как и две предыдущие, была организована и проведена по инициативе комсомольской организации и Совета НТО «Горное» КТЭ. Идея опубликования материалов сессии была горячо поддержана Красноярским городским комитетом ВЛКСМ, оказавшим большую помощь по изданию настоящего сборника.

Редколлегия.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. В. БОГАЦКИЙ (ответственный редактор),
Ю. И. ГОРЬКИЙ (ответственный секретарь),
М. Н. ДОБРОВОЛЬСКИЙ, И. П. КОРОПЕЦ,
Ш. Д. КУРЦЕРАЙТЕ, Е. И. ПЕЛЬТЕК,
Ф. С. ФАЙНБЕРГ, А. М. ХАЗАГАРОВ,
Ю. Г. ШЕСТАКОВ

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ
РАЗМЕЩЕНИЯ**

В. В. БОГАЦКИЙ

О ПЛАТФОРМЕННОМ РАЗВИТИИ И ПЛАТФОРМЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ БАЙКАЛИД И КАЛЕДОНИД ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ¹

Открытия последних лет — крупного промышленного свинцово-цинкового оруденения в Енисейском краже, ийолит-уртитового Кия-Шалтырского массива в отрогах Кузнецкого Алатау, посленижнекарбонных трубок взрыва и даек щелочно-ультраосновных пород в Северо-Минусинской впадине — показывают, что типичные для платформенных областей магматические образования и месторождения размещаются в складчатых структурах восточных районов Алтае-Саянской области. Отсюда, естественно, возникает вопрос о южной границе Сибирской платформы в верхнепалеозойское и мезокайнозойское время.

Проблема развития Сибирской платформы как крупной единой структуры — весьма трудоемкая и многогранная проблема, расшифровка которой, даже в первом приближении, требует привлечения огромного и разностороннего материала. Однако уже сегодня для решения конкретных практических задач приходится — пусть очень грубо — оценивать историю развития байкалид и каледонид юга Средней Сибири в послекаледонское время.

Для южных районов Минусинской котловины несколько лет назад доказан тарбаганский послеэйфельский интрузивный комплекс, в составе которого известны одиночные малые габбро-диоритовые интрузии и

¹ Доложено впервые 24 марта 1960 года в г. Иркутске на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы.

многочисленные дайки диабазов. Формирование тарбаганского комплекса началось в конце среднего — начале верхнего девона и продолжалось, по-видимому, до нижнего карбона включительно. Интрузивные и дайковые тела тарбаганского комплекса формировались в обстановке малых глубин среди вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего палеозоя, которые слагали верхний структурный этаж; его мощность на большей части консолидированных каледонид не превышала 1,5—2,0 км.

Эндогенное оруденение, локализованное среди девонских пород, представлено или ассоциациями низкотемпературных минералов, образующих жильные тела, или — в случае магнетитовых руд — имеет крайне незначительные размеры, приурочиваясь непосредственно к контакту даек.

Заведомо последевонский возраст имеет медно-кобальтовое оруденение Хараджиль-Бутрахтинского района (юг Минусинской котловины), а также Карасукские и Улутай-Чезские сидерито-барито-флюоритовые месторождения Тувы, приуроченные к зонам брекчированных пород силурийского и среднедевонского возраста.

В северной части Минусинской котловины и на восточном склоне Кузнецкого Алатау послекаледонские щелочные интрузивные породы, где они известны с начала двадцатого столетия (Котельников, 1936), образуют как небольшие пластовые тела и дайки, так и значительных размеров интрузивные массивы. К числу последних относятся оливин-нефелин-полевошпатовые породы г. Горячей (тералито-сиениты, по И. В. Лучицкому) и ийолит-уртиты истоков р. Кийского Шалтыря.

По А. М. Прусевичу (1959) дифференцированный Кия-Шалтырский массив, размером 2,5×1,5 км, сложен на юге и юго-западе уртитам с площадью выхода 0,35 кв. км; по направлению к центру уртиты сменяются тералитами, содержащими шпиделины и линейно-вытянутые участки эссекситов, пироксенитов, якупирангитов, ийолитов и полевошпатовых уртитов. Центральная часть массива, площадью около 2 кв. км, образована эссекситами. Массив пересекают жилы ийолит-порфиоров, нефелиновых камптонитов, шонкинитов, нефелиновых сиенитов, эссексит-диабазов, тералитовых порфи-

ритов и тингуантов. В сложении массива г. Горячей принимают участие аналогичные породы, однако заметно обогащенные полевыми шпатами (И. В. Луцицкий, 1959, 1960).

В северной части Минусинской котловины известны послекарбоновые дайки, пластовые залежи и трубообразные тела (некки и трубки взрыва) основного и ультраосновного состава, приуроченные к полям развития девонских и карбоновых отложений. По составу послекарбоновые дайки в большинстве случаев близки к типичным плато-базальтам (И. В. Луцицкий, 1957). Отдельные тела хорошо раскристаллизованы, и слагающие их породы не отличимы от габбро. Весьма обычными для некков и некоторых даек являются угловатые обломки — ксенолиты мергелей, известняков и перидотитов, достигающие 20—25 см в поперечнике.

Н. А. Охалкин и В. Л. Чубугина для Северо-Минусинской впадины описали посленижнекарбоновые дайки эссекситовых диабазов и тешенито-пироксенитов, а также овальные тела кимберлитоподобных пород, которые связаны с посленижнекарбоновыми базальтами единством условий образования. Как те, так и другие образуют некки и дайки, приуроченные или к разломам, или к флексурным перегибам средне- и верхнепалеозойских пород. Трубки взрыва имеют базальтоидные с перидотитовыми включениями центральные ядра, отороченные вулканическими брекчиями. Цементом служат лимбургиты и щелочные пикрито-базальты. В породах, слагающих трубки взрыва, присутствуют гранаты пироповой группы и хромдиопсид (Н. А. Охалкин и В. Л. Чубугина, 1960, 1961).

Образование молодых базальтовых даек и щелочно-ультраосновных интрузий происходило после консолидации Минусинского прогиба, т. е. в эпоху, начало которой приходится на верхнепермское, а окончание на верхнеюрское — нижнемеловое — время. С некоторой долей условности молодые изверженные породы Минусинской котловины основного и щелочно-ультраосновного состава можно именовать киммерийскими.

В отличие от киммерийских, часто дифференцированных образований, герцинские дайки и малые интрузии тарбаганского комплекса, петрохимически сходные с девонскими эффузивами, характеризуют субплатфор-

менный магматизм девонского и нижнекарбонového времени. Для более полной характеристики герцинского вулканизма Минусинской котловины следует упомянуть о трахидолеритах и эссекситовых диабазах, содержащих анальцит, натролит, санидин (или ортоклаз), а иногда и нефелин.

Герцинский магматизм Минусинской котловины можно, по-видимому, параллелизовать с первыми стадиями траппового вулканизма Сибирской платформы. Еще более очевидной является общность дифференцированных киммерийских магматических образований Минусинских впадин и дифференцированных основных и щелочно-ультраосновных интрузий Сибирской платформы.

В середине — конце девона, когда восточная часть геосинклинальной Алтае-Саянской области превратилась в складчатое сооружение, наступило время (конец верхнего палеозоя — начало мезозоя) господства режима завершенной складчатости. Этот режим, в конечном итоге, привел к тому, что каледониды перестали структурно отличаться от расположенной севернее древней Сибирской платформы. Иными словами, в конце палеозоя — начале мезозоя каледонская складчатая область, пройдя через режим субплатформенного развития, приобрела платформенный характер. Отсюда очевидно, что значительная часть каледонских складчатых структур юга Красноярского края является областью, потенциально перспективной в отношении эндогенных месторождений платформенного типа.

Не меньший интерес, как платформенная область, представляют байкалиды Енисейского края, которые в последние годы прослежены западнее р. Енисей. Здесь, в частности, работами Красноярского геологического управления установлены под толщей рыхлых осадков проявления траппового вулканизма.

В Енисейском крае проявления траппового вулканизма известны давно, однако им, как правило, не придают значения; эту область байкалид многие геологи, не считая платформенной, оценивают как бесперспективную в отношении платформенного оруденения. Уместно напомнить, что даже алмазы, впервые установленные еще в конце XIX века в аллювии р. Мельничной, а затем неоднократно обнаруженные в бассей-

не р. Б. Пита, рассматриваются некоторыми геологами и сейчас как привнесенные с востока — «с Сибирской платформы».

Кроме траппов, в Енисейском кряже известно несколько массивов нефелинсодержащих пород, которые считались типичными нефелиновыми сиенитами. Исследования последних лет Кийского массива показали его весьма сложное строение. В частности, установлено, что в составе массива, кроме нефелиновых сиенитов, принимают участие как ортоклазиты, образующие центральную часть интрузивного тела, так и пироксен-амфибол-апатитовые породы, близкие по составу ийолитам, мельтейгитам и якупирангитам; установлены здесь также мончикиты, часть которых близка меймичитам. Не менее важно, что Кийский массив, прорывая отложения девона, является заведомо секущим по отношению к байкальским складчатым структурам.

Секущими, по отношению к байкалидам, являются обнаруженные в районе Кийского массива дайки ультраосновных пород, сложенные оливином, серпентином, шпинелью и гранатом.

Особый интерес представляет открытое в Енисейском кряже месторождение свинцово-цинковых руд, приуроченное к докембрийским породам. Часть галенита здесь образуется по карбонатизированным долеритам трапповой формации, и, следовательно, оруденение имеет молодой послетрапповый возраст. Эту точку зрения подтвердили в дальнейшем и определения абсолютного возраста. В свете сказанного не исключается и послекаледонский возраст Раздольнинского сурьмяного месторождения, находящегося в заангарской части Енисейского кряжа.

Весьма примечательно, что известные в Енисейском кряже рудопроявления свинца группируются цепочками и, вероятно, приурочены к линейным дизъюнктивам, которые могут иметь молодой возраст. Проявления киновари вдоль западного склона Енисейского кряжа, наличие ртутной минерализации в девонских породах восточнее гор. Красноярска также свидетельствуют о существовании послекаледонского эндогенного оруденения.

Упомянем и интрузивный массив Черная Сопка, рас-

положенный в 10 км юго-восточнее гор. Красноярска в поле развития кембрийских пород. Этот массив характеризуется округлой формой (площадь выхода около 0,2 кв. км) и концентрически-зональным строением; центральная часть сложена трахидолеритами, краевые зоны нефелиновыми и безнефелиновыми сиенитами.

Известные сегодня факты убеждают, что в послекаледонское время область южнокрасноярских байкалид (Енисейский кряж и частично Протеросаян) развивалась как платформенная структура, и, следовательно, эта территория должна оцениваться как перспективная в отношении обнаружения здесь эндогенных месторождений платформенного типа, в первую очередь массивов щелочно-ультраосновных пород, карбонатитов и коренных месторождений алмаза.

Ю. М. Шейнманн показал, что, во-первых, все платформы и щиты являются гетерогенными образованиями, где «хорошо выделяются области складчатости, ничем существенным не отличающиеся от существующих в наши дни складчатых поясов»; во-вторых, «переход от области завершенной складчатости в платформу, несомненно, медленен и постепенен» и «наметить четкую границу во времени между этими двумя состояниями невозможно. То, что область стала платформой, становится очевидным только по ее реакции на движения в новом поясе» (Ю. М. Шейнманн, 1957).

Ориентируясь на эти положения, области южнокрасноярских байкалид и каледонид можно считать — в порядке рабочей гипотезы — составными элементами центрально-сибирской гетерогенной платформенной структуры.

Центрально-сибирская платформенная структура как единое, хотя и гетерогенное, целое сформировалось, по моим представлениям, к началу юрского времени, когда на огромной территории Сибири шло накопление угленосных толщ. С начала мелового времени эта структура изменялась, по-видимому, мало, главным образом, только за счет дифференциального перемещения ее отдельных блоков.

История формирования центрально-сибирской платформенной структуры была сложной и двойственной. Так, например, байкалиды являлись в свое время не только цоколем платформенных осадков нижнего пале-

озоя, но и служили основанием салаирской геосинклинали. Своеобразный характер имела область байкалид, ограничивающая нижнепалеозойскую Сибирскую платформу от более южных районов, где господствовал в это время геосинклинальный режим. Эта область вошла в состав центрально-сибирской платформенной массы лишь после каледонской складчатости, консолидировавшей салаирскую геосинклиналь. Следующими в состав центрально-сибирской платформенной структуры вошли в послегерцинское время каледониды.

Имея в виду южную часть Средней Сибири, можно говорить о трех, по меньшей мере, этапах развития центрально-сибирской платформенной структуры: а) верхнепротерозойском — нижнепалеозойском, б) средне- и верхнепалеозойском и в) мезо-кайнозойском.

Актуальность расшифровки истории развития центрально-сибирской платформенной структуры очевидна, однако еще более важными представляются практические выводы, которые можно сделать, основываясь даже на грубо-схематичном анализе этой истории:

1. Области байкалид и каледонид южной части Красноярского края являются потенциально перспективными в отношении эндогенных месторождений платформенного типа.

2. Среди байкалид и каледонид следует ожидать трубки взрыва, массивы щелочных и щелочно-ультраосновных пород, карбонатиты и разнообразные низкотемпературные месторождения в первую очередь флюоритовые, серебро-свинцовые, ртутные, сурьмяные и т. п.

3. Для выбора первоочередных площадей под поисковые работы необходимо в кратчайший срок провести обобщающие исследования по петрологии и металлогении платформенного этапа развития байкалид и каледонид как южной части Средней Сибири, так и тяготеющих к ней районов.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В. Об особенностях размещения и металлогении щелочно-ультраосновных интрузий западной части Сибирской платформы. «Геология и геофизика». Вып. 3, 1960.

Бутакова Е. А. К петрологии маймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 83. Вып. 6, 1956.

Зайцев Н. С. и Ляхович В. В. Ультраосновные жильные породы Чадобецкого поднятия. Изд. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.

Кирюшина М. Т. О проявлении мезо-кайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 1.

Котельников Л. Г. Додевонские и посткарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 63, 1936.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд. АН СССР, 1960.

Лучицкий И. В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 10.

Лучицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные нефелиносодержащие породы юга Красноярского края. «Полезн. ископ. Красноярского края». Изд. АН СССР, 1959.

Милашев В. А. Новые данные по геологии кимберлитов. Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 12, 1958.

Моор Г. Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. Известия АН СССР, сер. геол., 1957, № 8.

Моор Г. Г. Жильные щелочные базальтоиды из северной окраины Сибирской платформы (Норильский район). ДАН СССР, т. 116, вып. 3, 1957.

Охалкин Н. А., Чубугина В. Л. О пиропсах и хромдиопсиде в базальтовых трубках Минусинского межгорного прогиба. ДАН СССР, т. 132, вып. 2, 1960.

Охалкин Н. А., Чубугина В. Л. О некоторых дайковых породах Северо-Минусинской впадины. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Вып. 2, 1961.

Полькин Я. И. Трубки взрыва щелочных базальтоидов и базальтов северо-западной части Сибирской платформы. Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики. Вып. 10, 1958.

Прусевич А. М. Кия-Шалтырское месторождение уртитов. Бюлл. научно-техн. инф. Мин. геол. и охр. недр СССР, № 2 (19), Госгеолтехиздат, 1959.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 2, 1955.

Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы. «Разведка и охрана недр», № 1, 1955.

Шейнманн Ю. М. Распределение щелочных комплексов изверженных пород. Бюлл. научно-техн. инф. Мин. геол. и охр. недр СССР, № 2 (19), Госгеолтехиздат, 1959.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. Всес. научно-иссл. ин-та золота и редких металлов. Геология. Вып. 49, Магадан, 1959.

Ш. Д. КУРЦЕРАИТЕ

О РАЗМЕЩЕНИИ КАЛЕДОНСКОГО МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО САЯНОВ

Настоящая статья является предварительным обобщением результатов работ коллектива группы черных металлов комплексной тематической экспедиции по выяснению закономерностей размещения и перспектив магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саянов в пределах геологически слабо изученной части междуречья Амыла и Кизира.

На указанной территории в последние годы геолого-геофизическими работами открыто несколько месторождений магнетитовых руд: Таятское, Табратское, Тереховское, Хабалыкское, Петропавловское и более 100 рудопроявлений неясного промышленного значения. Здесь же размещается около 140 магнитных аномалий воздушного магнитного поля, из которых большая часть является, несомненно, рудной. Перспективы Табратского и Тереховского месторождений оцениваются по геолого-геофизическим данным довольно высоко. На характеризуемой территории известно также несколько рудопроявлений титаномагнетита, непромышленного и неясного промышленного значения.

Все магнетитовое оруденение области сочленения Западного и Восточного Саянов является по способу своего образования метасоматическим. Условия же образования промышленных магнетитовых руд различны для разных месторождений. Выделяется оруденение скаполитового подтипа (в понимании Г. А. Соколова, 1957), гидросиликатового (по В. В. Богацкому, 1957) и сложно-скарново-гидросиликатового.

К скаполитовому подтипу может быть отнесено Таятское месторождение. Основная масса магнетитовых руд этого месторождения размещается в трещинной зоне среди интенсивно скаполитизированных пород. При этом устанавливается близкое временное образование скаполита и магнетита.

Типично гидросиликатовым является оруденение Табратского месторождения. Это оруденение, хотя и размещается в контакте крупного массива диоритов с известняками, ни в коей мере не связано с контактовым метаморфизмом. Рудоконтролирующей структурой Табратского месторождения является сложная сетчатотрещинная зона, а сами руды выполняют трещины разных масштабов, что обуславливает прожилково-штокверковый тип оруденения. Формирование магнетита сопровождается интенсивной амфиболизацией.

Сложными скарново-гидросиликатовыми являются Мульгинское и Тереховское месторождения. Они размещаются вне видимой связи с контактными областями крупных интрузивных массивов, в трещинных зонах, среди интенсивно пироксенизированных и слабо скаполитизированных пород. Формирование же подавляющей массы руд происходит в гидросиликатовую стадию минералообразования (одновременное образование магнетита и амфибола).

Несмотря на различие характера околорудных изменений, большинству из названных месторождений присуща, хотя в ничтожных масштабах, скаполитовая минерализация. Вместе с характеризующими особенностями размещения и петрогенетических связей оруденения, она подчеркивает единство этих месторождений.

Возраст магнетитового оруденения района нами принимается как нижнепалеозойский, что основывается на следующих соображениях:

1) оруденение известно только среди кембрийских пород;

2) обломки парагенетической оруденению интрузии встречены в составе галек конгломератов нижнего девона (район дер. Черемшанки). (Забегая несколько вперед, отметим, что парагенетическими оруденению интрузиями являются во всех случаях интрузии габбро-диоритового состава, объединенные нами под названием таятского комплекса);

3) породы, вероятно, ордовикской интрузии ольховского комплекса проявляются на Мульгинском месторождении как послерудные;

4) как ниже будет показано подробнее, парагенетические оруденения интрузии тесно связаны с нижнепалеозойским магматизмом района.

Титаномагнетитовое оруденение генетически связано с габброидными интрузиями булкинского комплекса: именно сами породы этого комплекса несут магматогенное сегрегационное (г. Булка) и пегматоидное (р. М. Кандат) титаномагнетитовое оруденение.

Возраст титаномагнетитового оруденения (кроме оруденения верховьев р. Казыра) принимается нами также нижнепалеозойским¹. Основанием для этого заключения служат:

1) факты прорыва рудоносного габбро предположительно силурийскими или нижнедевонскими гранитоидами (район Канакского белка);

2) имеющиеся в литературе указания на трансгрессивное перекрытие рудоносного габбро бассейна р. Амыла ордовикскими отложениями.

К сказанному необходимо добавить, что парагенетические как магнетитовому, так и титаномагнетитовому оруденению интрузии тесно связаны с каледонским магматизмом района, все многообразие которого может быть сведено к нескольким группам. Наиболее ранней по времени формирования является группа основных и ультраосновных пород (это так называемый гипербазитовый комплекс Западного Саяна, субботинский, шиндинский габброидные комплексы). Время формирования интрузии — средний — верхний кембрий.

Следующая группа объединяет разновозрастные, относительно хорошо раздифференцированные, магматические комплексы — производные базальтоидной магмы. Это средне — верхнекембрийский габбро-плагиогранитный майнский, габброидный булкинский и габбродиоритовые таятский, а также, частично, ольховский комплексы. Характерной особенностью пород, объединенных в эту группу, является их существенно натровая направленность развития. Время становления ком-

¹ Возраст рудоносного габбро верховьев Казыра считается большинством исследователей девонским.

плексов определяется в широких рамках как нижнепалеозойское (вероятно, ордовикское).

Третья группа объединяет существенно гранитоидные син- и посторогенные интрузии (частично ольховский и белыкский комплексы) ордовикского и силурийского возрастов.

Магнетитовое оруденение области сочленения Западного и Восточного Саянов связано парагенетически с габбро-диоритовыми интрузиями, выделенными нами в таятский комплекс (вторая группа интрузии).

Парагенетическая связь магнетитового оруденения рассматриваемого района именно с этими интрузиями доказывается следующими фактами:

1) интрузивные тела таятского комплекса известны во всех рудных полях железорудных месторождений района, где они подвергаются характерным околорудным изменениям и контролируются теми же структурами, что и оруденение;

2) в том случае, когда в пределах рудных полей проявляются интрузии гранитоидной группы (Мульгинское, Таятское месторождения) они являются последними;

3) в Таято-Табратском районе магнетитовое оруденение занимает определенное место в последовательности формирования таятского комплекса — оно во всех случаях появляется до проявления наиболее молодых даек этого комплекса.

К сказанному необходимо добавить следующее: рудоносная габбро-диоритовая интрузия локализуется постоянно в пределах областей развития существенно эффузивной (порфиритовой) толщи среднего — верхнего кембрия. Представлена эта толща преимущественно андезиновыми порфиритами, значительно реже диабазами и диабазовыми порфиритами. По вещественному составу эти породы чрезвычайно близки среднекембрийским пирокластическим образованиям (осиновская свита), что, наряду с территориальной общностью, позволяет нам рассматривать эти эффузивные и пирокластические образования в качестве представителей единого цикла вулканизма. Общность указанных комплексов пирокластов и эффузивов подчеркивается их формированием (о чем сказано ниже) в единый этап зарождавшегося геантиклинального поднятия.

1420
Габбро-диоритовые интрузии таятского комплекса, наряду с общностью пространственного размещения, проявляют с охарактеризованным вулканогенным комплексом петрографическое и петрохимическое единство, что дает нам основание считать рудоносные габбро-диоритовые интрузии комагматичными средне—верхнекембрийскому вулканизму. Формирование всего интрузивно-эффузивного комплекса в единый этап магматизма, продолжавшегося, по крайней мере, со среднего кембрия до ордовика включительно на фоне зарождающегося геантиклинального поднятия, позволяет параллелизовать его с андезито-диоритовой группой магматических формаций согласно классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1962).

Характерной особенностью интрузивной части данной группы формаций области сочленения Западного и Восточного Саянов является их многофазное (многоэтапное) становление. Так, породы таятского комплекса и субвулканические образования кизирской свиты одновременно находятся в составе обломков туфогенных пород формаций и пересекают их. Многоэтапным является парагенетически связанное с комплексом малых интрузий и магнетитовое оруденение. Так, оруденение Таятского месторождения формируется до становления диоритов второй фазы таятского комплекса, а оруденение Табратского месторождения является явно наложенным на дайки, пересекающие эти диориты.

Таким образом, становление интрузий, парагенетических метасоматическому магнетитовому оруденению района, происходило длительное время; их формирование началось близко во времени с формированием комагматичных им туфогенных и эффузивных толщ и закончилось значительно позже накопления этих толщ.

Несущий титаномагнетитовое оруденение булкинский комплекс, как указывалось выше, близок по возрасту (при определении возраста интрузии в свете имеющихся фактов в широких пределах как нижнепалеозойский) таятскому. Но булкинский комплекс интрузивных пород не проявляет никакой связи со средне—верхнекембрийским вулканизмом, хотя вместе с тем не исключена его связь с нижнекембрийским вулканизмом. За ограниченностью фактов последнее положение пока не может утверждаться.

Петрологически рудоносные интрузии таятского и булкинского комплексов заметно различаются. Для пород таятского комплекса характерно преобладание диоритовых разновидностей, а булкинского — габброидных; породам таятского комплекса, в отличие от булкинского, свойственны признаки гибридного образования. В составе булкинского комплекса, в противоположность таятскому, очень ограниченно развиты дайковые образования.

Ниже будет показано, что описываемые комплексы рудоносных интрузий заметно различаются по условиям их размещения.

Описываемое магнетитовое оруденение проявляет в своем размещении отчетливую связь с внутренней эволюцией раннекаледонского прогиба области сочленения Западного и Восточного Саянов.

Внутренняя неоднородность в развитии этого прогиба выявляется уже на самых начальных этапах его развития. Так, в этап максимального прогибания отчетливо выделяются зоны относительного прогибания и поднятия разной природы. Анализ вещественного состава заполняющих прогибы пород позволяет выделить прогибы блоковые и пластические. В блоковых прогибах накапливается основная часть нижнекембрийских основных эффузивов региона. Это зоны, вытянутые узкими полосами вдоль структурных швов — глубинных и оперяющих их разломов. Здесь концентрируются все известные в районе гипербазитовые интрузии и часть связанных с ними генетически габброидов. Подобные зоны для Западного Саяна выделены В. В. Богацким (1957; 1961) как перспективные на обнаружение месторождений так называемого Саянского типа. Тщательные поиски показали, что в области сочленения Западного и Восточного Саянов габброидные интрузии, подобные парагенетическим оруденению Саянского типа, отсутствуют. Лишь в одной точке бассейна р. Тюхтыты нами отмечена магнитная аномалия, территориально совпадающая с выходом своеобразного габбро. Не исключено, что это габбро подобно габбро анзасского комплекса. Это несколько повышает перспективы прилегающей к Кандатскому дизъюнктиву части рассматриваемого региона.

В некотором отдалении от зон глубинных разломов,

но «по соседству» с ними, размещаются прогибы, выполненные глинисто-сланцевыми толщами с подчиненными эффузивами. В этих прогибах размещаются все известные на изученной территории габброидные массивы и связанное с ними титаномагнетитовое оруденение. Эти прогибы со сланцевым типом выполнения по мере удаления от зон глубинных разломов переходят постепенно в пластические прогибы, выполненные песчано-сланцевыми толщами и лишенные проявлений раннекаледонского магматизма. Таким образом, прогибы, несущие титаномагнетитовое оруденение, занимают промежуточное положение между прогибами типично блоковыми и типично пластическими, связываясь с теми и другими постепенно.

Кроме описанных прогибов, в этап максимального прогибания рассматриваемой части геосинклинали, существовали отчетливо намечающиеся относительные поднятия. Эти поднятия, как и прогибы, разнородны. Один тип поднятий, формируясь почти одновременно с охарактеризованными прогибами, фиксируется вулканогенными толщами сокращенной мощности, заметно обогащенными туфогенными породами. Эта область, расположенная севернее Кандатского разлома, является непосредственным продолжением Майнской структурно-фациальной зоны Западного Саяна и представляется нам перспективной в отношении магнетитоколчеданного оруденения Майнского типа.

Вторая разновидность поднятий фиксируется существенно карбонатными породами. Эти поднятия являются благоприятными областями для формирования крупных син- и посторогенных гранитоидных интрузий. Здесь не известно ни одного перспективного рудопроявления магнетита и аномалий магнитного поля. Вместе с тем сочетание гранитоидных интрузий с существенно карбонатными толщами позволяет рассматривать области относительных «карбонатных» поднятий в качестве потенциально перспективных на оруденение контактово-метасоматического типа.

В последующий этап развития раннекаледонского прогиба, этап неравномерных резко дифференцированных движений, намечается некоторая унаследованность в развитии отдельных участков прогиба. Так, участки устойчивых карбонатных поднятий сохраняют

свой режим. Именно вблизи выходов карбонатных толщ накапливаются существенно туфогенные толщи порфиритовой формации, фиксирующие, как правило, островные дуги. Характерным структурным элементом рассматриваемого геосинклинального прогиба этап начального геоантиклинального воздымания являются области относительных блоковых прогибов, сложенные существенно эффузивными толщами порфиритовой формации.

Комагматичные порфиритовой формации габбро-диориты рудоносного таятского комплекса и связанное с ним магнетитовое оруденение размещаются в связи с ослабленными зонами, приуроченными к зонам сочленения охарактеризованных поднятий и блоковых прогибов. В пределах этих зон наиболее благоприятными для размещения магнетитового оруденения являются существенно карбонатные среды — известняки и, главным образом, туфогенные образования. Именно такое размещение характерно для наиболее значительных месторождений района — Таятского, Табратского, Мульгинского и Тереховского. При существенно карбонатной среде размещения оруденения часто непосредственно оруденевают именно алюмосиликатные породы.

В стратиграфическом разрезе рудоносные интрузии и связанное с ними однотипное метасоматическое магнетитовое оруденение занимает значительный интервал (около 2000 м). Магнетитовое оруденение известно в области развития различных фаций андезито-диоритовой группы формаций среди пород различных свит: балахтисонской (верхи нижнего кембрия), осиновский (верхи нижнего, низы среднего кембрия) и кизирской (средний—верхний кембрий). Наиболее благоприятной средой для образования оруденения являются существенно туфогенные толщи осиновской и карбонатные толщи балахтисонской свиты. Вместе с тем, как уже отмечалось, парагенетические оруденению интрузии объединены единством структур размещения с породами (как покровов, так и даек, в том числе и подводящих корней) порфиритовой формации. Сопоставление последних двух положений приводит к заключению, что области развития кизирских эффузивов, вблизи границ блоковых прогибов, являются участками, благоприятными для обнаружения слепого оруденения.

Несколько слов о локальных закономерностях размещения метасоматического магнетитового оруденения. Все известные месторождения и рудопроявления проявляются на участках повышенной трещиноватости, фиксируемых дайками таятского комплекса. Дайки, фиксируя трещинные зоны, вместе с тем контролируют размещение и отдельных рудных тел внутри рудных зон.

Выше уже отмечалось, что характер околорудных изменений на магнетитовых месторождениях области сочленения Западного и Восточного Саянов несколько различен. Пока еще не совсем ясно, какой характер имеют околорудные изменения на месторождениях наибольшей промышленной ценности. Проявление того или иного типа околорудных изменений зависит преимущественно от характера замещаемых пород и глубины формирования месторождения. Так, среди алюмосиликатовых толщ, обогащенных карбонатным материалом, распространенным является пироксенизация и подчиненная скаполитизация (Тереховское месторождение). Для месторождений, формирующихся даже в существенно карбонатной среде, но в значительном удалении от мощных интрузий или очага интрузий, превалирует околорудная амфиболизация (Табратское месторождение). В существенно алюмосиликатовой среде главным околорудным изменением является скаполитизация (Таятское месторождение).

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Размещение каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саянов определяется общим тектоно-магматическим развитием района. Распределение оруденения определяется внутренней неравномерностью развития геосинклинального прогиба.

2. Не всегда типично скарновая ассоциация минералов (пироксен, гранат) формируется при контактовом взаимодействии интрузий с карбонатсодержащими породами. Для месторождений области сочленения Западного и Восточного Саянов гранато-пироксеновая минерализация образуется по алюмосиликатным породам вне видимой связи с крупными интрузиями.

3. В области сочленения Западного и Восточного Саянов намечается взаимосвязь титаномагнетитового и

магнетитового оруденений. Как то, так и другое оруденение связано с производными базальтоидной магмы, проявившимися почти одновременно в различной структурной обстановке. При этом титаномагнетитовое оруденение формируется на более глубоких срезах, нежели магнетитовое, и в связи с менее раздифференцированной и контаминированной магмой.

4. Каледонское метасоматическое магнетитовое оруденение области сочленения Западного и Восточного Саянов, связанное единством размещения и петрогенетически, представляет единую железорудную формацию, несмотря на различие в околорудных изменениях.

5. Высокоперспективны в отношении метасоматического магнетитового оруденения в области стыка Западного и Восточного Саянов зоны сочленения блоковых прогибов с поднятиями зарождающейся геоантиклинали. В пределах этих зон наиболее перспективными являются участки, в которых совмещаются ослабленные зоны (границы блоковых прогибов) с легкозамещаемыми осадочно-вулканогенными толщами.

6. Наиболее перспективными для поисков магматогенного титаномагнетитового оруденения являются относительные прогибы этапа максимального прогибания геосинклинали, занимающие в пространстве промежуточное положение между блоковыми и пластическими; этим прогибам свойственно существенно эффузивно-глинисто-сланцевое выполнение.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатового типа. «Разведка и охрана недр», № 9, 1957.

Богацкий В. В. Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна. «Сов. геология», № 3, 1959.

Богацкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Матер. до геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Вып. 1, 1961.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геология и геофизика», № 10, 1962.

Немцович В. М. Булжинская габброидная интрузия верховьев р. Амыл (Западный Саян). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21, 1959.

Поляков Г. В. О генетических связях железоруднения с интрузиями (на примере южных районов Красноярского края) «Геология и геофизика», № 6, 1962.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. Сб. «Железорудные месторождения СССР». Железорудная база черной металлургии СССР. Изд. АН СССР, 1957.

В. И. ГЕРАСИМЕНКО

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Северо-западная часть Восточного Саяна, как и весь этот регион, является областью завершённой складчатости, состоящей из спаянных воедино разнородных и разновозрастных морфогенетических элементов. Среди них различаются следующие, отличные по времени консолидации, складчатые структуры: 1) раннепротерозойские, 2) протерозой-синийские, 3) нижнепалеозойские, 4) верхнепалеозойские. К числу первых относится Канский, к числу вторых — Дербинский антиклинорий, к числу третьих — складчатые структуры Сисим-Казырской геосинклинальной зоны, к числу четвертых — наложенные прогибы, выполненные породами девона и карбона.

Складчатые комплексы протерозоя и палеозоя, примыкающие с юго-запада к Сибирской платформе, имеют северо-западное простирание. Структуры, обрамляющие с востока Минусинскую котловину и примыкающие к Западному Саяну, являются складчатыми сооружениями субширотного направления. Консолидация первых, являвшихся первоначально геосинклинальными зонами, завершилась в докембрии, и Манский синклинорий, выполненный полуплатформенными отложениями кембрия, является типичным наложенным блоковым прогибом. Синхронные с ними образования Сисим-Казырской зоны имеют типично геосинклинальный характер, что свидетельствует о более поздней консолидации этой части региона.

Возникновение и замыкание геосинклинальных зон, как это уже отмечено В. В. Богацким (1962), было по-

следовательным в пространстве и во времени. «Ранние» и «средние» этапы формирования каждой последующей зоны проявлялись в предшествующей, как «поздние» и «конечные», по определению Ю. А. Билибина (1955).

Породы бирюсинской серии, преобладающие в сложении Канского антиклинория, можно грубо и с некоторой долей условности подразделить на две формации: нижнюю — вулканогенную и верхнюю — карбонатно-вулканогенно-терригенную, отождествляя с первой нижнюю подсвиту, с второй — среднюю и верхнюю. Преобладание в составе нижней подсвиты амфиболовых гнейсов, апоэффузивных амфиболитов с ортогнейсами, биотитовыми, кремнистыми и филлитовидными сланцами может с достаточной степенью достоверности рассматриваться как свидетельство формирования первичных пород в условиях блокового геосинклинального прогиба с вулканогенным типом выполнения. Блоковый характер прогиба определялся, очевидно, заложением его на жестком консолидированном основании. По мере формирования вулканогенной толщи за счет порций магмы, не достигших поверхности, образовались согласные интрузии габбро и габбро-норитов. Постепенное залечивание тектонических швов сократило поступление магмы. Вулканогенный тип выполнения прогиба сменился вулканогенно-осадочным, результатом чего явилось формирование карбонатно-сланцево-терригенной толщи. Начальному периоду складкообразования соответствовало внедрение многочисленных тел основного и ультраосновного состава идарского комплекса.

Следующая фаза орогенеза сопровождалась внедрением Верхне-Канского гранитоидного плутона и образованием массы послойных гранитоидных тел дербинского комплекса в зоне мигматизации. В результате область Канского антиклинория приобрела некоторую стабильность и сформировалась как горная страна, являющаяся в дальнейшем — в течение длительного времени — областью размыва.

Начало среднего протерозоя в структурно-фациальной зоне Дербинского антиклинория характеризовалось накоплением мощной карбонатной толщи. Исключительное постоянство и выдержанность дербинской свиты в пространстве свидетельствуют о формировании ее в условиях мощного пластического прогиба,

компенсированного поднятиями области Канского антиклинория, глубина прогиба определяется суммарной мощностью (около 8,0 км) отложений большей части протерозоя и синия, объединенных в единый цикл отсутствием надежно доказанных перерывов и резких смен пород.

Ритмичные колебания дна бассейна с преобладанием погружения к концу протерозоя сменились более замедленным прогибанием. По времени это совпало с внедрением гранитов дербинского комплекса. В области Дербинского антиклинория этот комплекс представлен бесчисленным множеством послышых интрузий и интенсивной мигматизацией, наиболее сильной в областях антиклинальных перегибов оси антиклинория.

Начало верхнего протерозоя ознаменовалось кратковременным, а конец — длительными периодами вулканизма, что свидетельствует о новом погружении и намечающемся перерастании пластического прогиба в блоковый. Вначале излияния эффузивов чередовались с периодами накопления карбонатно-глинистых, углесто-кремнистых, слюдисто-кремнистых и кремнистых осадков.

Замедленное прогибание в середине верхнего протерозоя ознаменовалось почти повсеместным отложением карбонатных пород манской свиты. Резкое погружение в конце протерозоя окончательно определило перерастание пластического прогиба в блоковый. Трещинные излияния лав средне-основного состава в конце протерозоя охватывали не только область Дербинского антиклинория в совокупности с Усть-Манским поднятием, северо-западную часть Канского антиклинория, но и обширные, прилегающие к ним площади. Излияния эффузивов сопровождалась внедрением мелких послышних тел типа силлов, известных в литературе как «корни бахтинских эффузивов». Переменяемость эффузивов с прослоями филлитовидных карбонатных, кремнистых, кремнисто-алевритовых, кремнисто-углистых сланцев и известняков свидетельствует о формировании в морских условиях. Центральная часть антиклинория к концу протерозоя представляла собой, очевидно, цепь островов.

В дальнейшем формирование положительной струк-

туры в области Дербинского антиклинория компенсировалось образованием пластического прогиба в области Сисим-Казырской зоны. В синии прогиб был выполнен карбонатными породами овсянковой свиты.

Окончательное замыкание и превращение геосинклинальной зоны в горную страну сопровождалось вначале внедрением ультраосновных и основных интрузий лысанского комплекса в зоны глубинных разломов, ограничивавших новую геоантиклиналь. Радиальным движением, породившим новые структурные формы, сопутствовало тангенциальное давление северо-западного направления. В результате разломы приобрели характер трещин разрыва. Ось антиклинория ундулировала. Погружения ее отчетливо наметились на участках: а) северного окончания Усть-Манского поднятия, б) Чебаково-Балахтинской впадины, в) Крольского прогиба, г) водораздела рр. Кана и Кизира.

Поперечные прогибы сопровождались частичным нарушением сплошности. Характерно, что прогибам осевой части антиклинория соответствуют антиклинальные усложнения на его крыльях. Синхронность образования этих структур доказывается фактом приуроченности как к одним, так и к другим интрузий лысанского или ильчирского комплекса и образовавшихся в синии гранитоидных интрузий саянского комплекса. Шахматное расположение структур унаследовано нижнепалеозойскими структурами Сисим-Казырской зоны, что в известной степени придает ей черты срединного массива (В. В. Богацкий, 1962).

В кембрии горные сооружения Канского и Дербинского антиклинориев были разделены межгорным прогибом, заложенным на стабилизированном основании, и являлись областями размыва. Быстрое погружение в области прогиба, сопровождавшееся накоплением грубообломочного материала в ленское время, сменилось замедленными колебательными движениями. Терригенно-карбонатные, отчасти пестроцветные осадки ленского и амгинского ярусов формировались в условиях эпиконтинентального моря. Этот бассейн был отделен кордильерами Дербинского антиклинория от геосинклинального бассейна Сисим-Казырской зоны, где отложения кембрия носят типичный геосинклинальный характер.

Образование нижнепалеозойской геосинклинали явилось скачкообразным перерастанием пластического прогиба в блоковый. Вблизи областей размыва на площади Колпинской, Ничкинской антиклиналей, Павловской синклинали, где прогиб частично компенсировался быстрым осадконакоплением, ограничивавшим доступ магмы из глубин, наблюдается преимущественно осадочный тип выполнения. Вдали от источников терригенного материала — в области Байкатского, Беллыкского поднятий и верховьев р. Кизира — основание кембрия представлено эффузивами спилито-диабазовой субформации.

В дальнейшем тектонические движения носили характер замедленного и неравномерного опускания дна бассейна. В прибрежной (дербинских кордильер) части за счет непрекращавшегося размыва отлагались преимущественно породы кластического состава. В других частях бассейна области мелководного моря с банками трилобитов и археоциатовыми рифами чередовались с участками суши, где отложения этого периода отсутствуют. Углубление бассейна достигло максимума в конце нижнего — начале среднего кембрия. Оно было почти повсеместным. Карбонатные отложения начала амгинского времени отсутствуют лишь по окраинам геосинклинальной зоны — вблизи сопряжения с Западным Саяном.

Последовавшие затем контрастные тектонические движения сопровождались обмелением моря и накоплением туфогенно-осадочной осиновской свиты, содержащей в отдельных частях разреза красочетные породы континентального облика. Наиболее подвижны в этот период были восточная часть Беллыкского поднятия, область Канзыбинской седловины и Ничкинской антиклинали. Здесь, наряду с осадочными породами, отмечены многочисленные прослои эффузивов основного и кислого состава.

Длительный период седиментации завершился периодом складкообразования, сопровождавшегося внедрением интрузий джезлыкского комплекса, вначале ультраосновного, затем основного состава. В результате контрастных движений четко наметились области антиклинальных поднятий и унаследованных в дальнейшем синклинальных прогибов. Те и другие уже в тог

период имели, очевидно, блоковый характер. Это доказывается отчетливой приуроченностью последовавших затем излияний эффузивов кизирской свиты к ограничивающим блоки разломам или ослабленным зонам.

Таким образом, типично геосинклинальные отложения кембрия сформировались на разнородном жестком основании, где в дальнейшем были собраны в брахискладки, отражающие его блоковое строение. Поведение стабилизированного основания и пластичных пород кембрия можно сравнить с участием в процессах складкообразования «некомпетентных» и «компетентных» слоев. «Некомпетентное» основание образовало блоковые прогибы и пологие валы, «компетентные» породы кембрийского чехла образовали более мелкие складки сложной формы.

Факты, полученные в результате исследований последних лет, характеризуют соскладчатые и послескладчатые гранитоидные интрузии нижнего палеозоя как крупные межформационные лаколиты, почвой которых явились породы докембрийского фундамента, а кровлей — пластичные породы палеозоя.

Пликативные структуры кембрия Сисим-Казырской зоны, закрепленные излиянием эффузивов кизирской свиты и внедрением плагиогранитных интрузий ольховского комплекса, превратились в анизотропные, утратившие пластичность участки. Новые тектонические подвижки привели к подновлению тектонических швов и интенсивному дроблению в местах сопряжения пород различного состава, а следовательно, и различных физических свойств.

Нижнепалеозойский тектонический цикл завершился внедрением синорогенных интрузий беллыкского (буджувского) комплекса. В результате блоковые структуры кембрия приобрели достаточную жесткость, и на усилия следующего тектонического цикла горст-антиклинальные поднятия кембрия реагировали как жесткие глыбы. Вот почему кислые эффузивы имирской свиты, образовавшиеся в нижнем девоне как продукты извержений центрального типа, и среднедевонские щелочные интрузии сайбарского комплекса почти не встречаются внутри упомянутых структур кембрия, приурочиваясь, как правило, лишь к ограничивающим их разломам. Грабен-синклинальные прогибы, пластич-

ность которых определяется условиями залегания их в областях повышенных температуры и давления, оказались более проницательными; в местах максимальных прогибов в них существовали каналы для подъема и внедрения магмы щелочного состава. Причем, вначале они служили, очевидно, путями излияния эффузивов бысарской серии.

Складчатые сооружения Канского и Дербинского антиклинориев превратились в жесткие анизотропные глыбы еще в сини. Поэтому орогенические движения палеозоя привели лишь к подновлению тектонических швов в них и образованию зон повышенной проницаемости, послуживших путями подъема и внедрения магмы. Возникшие в результате гранитоидные интрузии отличаются от синхронных интрузий Сисим-Казырской зоны более щелочным составом с преобладанием калия над натрием. Это является одним из доказательств, говорящих о возрастании щелочности интрузий с возрастанием стабильности области их внедрения (Ю. М. Шейнманн, 1958).

Резкое изменение простирания структур в северо-западной части Восточного Саяна с северо-западного на субмеридиональное и даже на северо-восточное, запрокинутое залегание пород северо-западной части Дербинского антиклинория и смещение юго-восточной оконечности Енисейского кряжа по отношению к древним породам Восточного Саяна, сопровождавшееся заворотом зон разломов и осей пликативных структур, позволяет предполагать наличие крупного взбросо-сдвига, по которому юго-восточная оконечность Енисейского кряжа сдвинута относительно северо-западной оконечности Восточного Саяна. Этот взбросо-сдвиг возник, очевидно, в послекембрийское время, так как наиболее отчетливо эти деформации проявились на кембрийских структурах Манского синклинория. Здесь в ряде случаев отчетливо картируются структуры волочения со смещениями свыше десятка километров, связанные с общей деформацией региона. Упором, вокруг которого произошел поворот структур, являлась северо-западная оконечность Канского антиклинория. При этом от него был отчленен блок — Кияй-Арбайский горст.

Ослабление области наибольшей деформации в жесткой к тому времени структуре Дербинского антикли-

нория благоприятствовало в дальнейшем образованию блокового прогиба, отвечающего восточному окончанию Чебаково-Балахтинской впадины. Разрывные деформации его явились путями подъема магмы, давшей начало эффузивам быскарской серии. Депрессия, отвечающая области разрыва, в девоне была заполнена мелководными континентальными осадками. Позднее она была подновлена и выполнена угленосными отложениями юры. Ступенчатые надвиги вдоль северо-восточного фаса Восточного Саяна являются деформациями, сопутствующими подновлению структуры.

Тектоно-магматический цикл середины и конца палеозоя завершил формирование Восточного Саяна как области завершенной складчатости. В отличие от платформы, на проявления неотектоники в мезо-кайнозойская складчатая структура Восточного Саяна реагировала, как жесткая анизотропная глыба, состоящая из изотропных, но разнородных блоков. Эта разнородность явилась причиной неоднократного подновления тектонических швов.

По времени и характеру рудообразования известные железорудные месторождения делятся на три типа:

- а) осадочно-метаморфические — сыдинского типа;
- б) магматогенные — лысанского типа;
- в) контактово-метасоматические.

Осадочно-метаморфические месторождения сыдинского типа обнаруживают ясную стратиграфическую приуроченность к породам кувайской серии верхнепротерозойского возраста, точнее, к залегающей в основании серии урманской свите. Характерными особенностями наиболее полно изученного Сыдинского месторождения являются:

1) рудные горизонты залегают согласно, чередуясь с породами вмещающей толщи, нигде не пересекая слоистости;

2) гематит-магнетитовые руды имеют постепенные переходы с кварц-серицито-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами через гематитоносные сланцы;

3) месторождение имеет отчетливую пространственную связь с эффузивами средне-основного состава, отдельные покровы которых подстилают и перекрывают рудоносный горизонт.

Эти особенности характеризуют месторождения

как эксгальационно-осадочные, генетически тесно связанные с особенностями образования вмещающей толщи. Время ее формирования — период превращения передового пластического прогиба в блоковый, где местные, иногда значительные нарушения сплошности дна прогиба давали доступ различным по объему порциям магмы. Залечивание разрывов в быстро регенерируемых глинисто- и кремнисто-карбонатных породах, выполняющих прогиб, затрудняло подъем магмы и способствовало ее частичной дифференциации с обособлением рудных растворов как наиболее подвижных. Эти растворы просачивались в виде фумарольных и термальных источников в бассейн, где происходило накопление глубоководных, частично хемогенных осадков. Условия осадконакопления были отличны лишь в области Усть-Манского поднятия, где в составе свиты, наряду с глинисто-карбонатным, наблюдается кластический материал. Это объясняется, очевидно, близостью консолидированной и осушенной к тому времени области Енисейского кряжа. Кислые растворы, отличающиеся высоким содержанием железа, кремнезема, окислов алюминия и других элементов, изливались в нейтральную или щелочную среду морского бассейна, где происходило осаждение солей в окисной и закисной форме. Чередование прослоев различного состава говорит как о последовательном выпадении солей, так и о непостоянстве состава терм.

Содержание железа в рудах большинства известных рудопроявлений не превышает 30 проц. Руды Сыдинского месторождения более высококачественны. Обогащение их является результатом собирательной перекристаллизации и метаморфической дифференциации в процессе контактового воздействия Верхне-Сыдинской гранитоидной интрузии.

В размещении интрузий лысанского рудоносного комплекса (сопоставляемого ошибочно с бильчирским и наиболее достоверно — с известным ильчирским комплексом) обращает на себя внимание характер приуроченности тел различного состава. К продольным глубинным разломам, отделяющим Дербинский антиклинорий от других крупных структурных форм, приурочены преимущественно интрузии с преобладанием пород ультраосновного состава; они, как правило,

имеют небольшие размеры. Более крупные интрузии, приуроченные к погружениям оси Дербинского антиклинория и северо-западной части Канского антиклинория, сложены преимущественно габбро и габбро-диоритами — средне- и крупнозернистыми породами пегматоидного облика. Исключением являются гипербазитовые массивы района г. Красноярска, приуроченные к разлому широтного («поперечного») простираения на северном погружении Восточного Саяна.

Рудоносны лишь интрузии, приуроченные к зоне Шиндинско-Дербинского разлома, разграничивающей Дербинский антиклинорий и Сисим-Казырский синклинорий. В момент становления интрузий лысанского комплекса это была зона максимальных тектонических смещений на границе передового прогиба, унаследованного затем нижнепалеозойской геосинклиналью и компенсировавшей его геоантиклиналью Дербинского антиклинория.

Анализ особенностей вещественного состава интрузивных пород Лысанской группы месторождений указывает на, возможно, метасоматическое происхождение основных и более кислых разновидностей пород этого комплекса. Ультраосновные разности образовались путем предшествовавшего заполнения камер глубинного разлома магмой глубинного происхождения. Таким образом, состав интрузивных тел определяется глубиной проникновения тектонических швов и ослабленных зон — глубиной зарождения и подъема магмы.

В том случае, когда нарушение физико-химического равновесия не может быть выровнено подъемом возникшей в результате магмы, оно компенсируется выделением кинетической энергии, частичным или полным (всегда избирательным) переплавлением в зонах повышенной проницаемости. Этой зоной может быть и зона глубинного разлома после заполнения камер разрыва расплавом.

Изложенное позволяет говорить о перспективности на сегрегационное титаномагнетитовое оруденение лишь интрузий, приуроченных к зоне Шиндинско-Дербинского разлома. Возможна рудоносность гипербазитовых массивов, приуроченных к зоне Колбинско-Удинского разлома в ее северо-западной части, отделяющей Дербинский антиклинорий от Манского синклинория.

В наиболее крупных габброидных массивах, приуроченных к погружениям осей геосинклинальных структур протерозоя, возможны рудные обособления ликвидационного типа. Первоочередным объектом исследований для выявления таких месторождений является Койская интрузия — наиболее крупная и хорошо раздифференцированная. К тому же она имеет очень выгодное в смысле доступности и освоения местоположение, примыкая непосредственно к железной дороге Абакан—Тайшет.

Среди контактово-метасоматических магнетитовых месторождений различаются месторождения: а) саянского подтипа, связанные парагенетически с габброидными интрузиями Джеблыкского комплекса, среднекембрийского возраста, б) связанные парагенетически с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями граносиенитов и граносиенит-порфиоров ирбинской фазы беллыкского гранитоидного комплекса силурийского (?) возраста.

Месторождения первого подтипа в свою очередь делятся на две разновидности. Месторождения одной разновидности (Таятское, Тереховское и др.) сформировались в условиях шовных прогибов и характеризуются преобладанием натрово-железистого метасоматоза. Месторождения другой разновидности — Мульгинское, Знаменское — сформировались в условиях наложенных локальных прогибов и характеризуются щелочно-земельно-железистой направленностью метасоматоза. Если рассматривать метасоматиты как конечные продукты эволюции магм, то различия метасоматоза обусловлены различиями химизма магм, что в свою очередь зависит от тектонических условий их зарождения.

Внутренняя структура нижнепалеозойской геосинклинали была унаследована от структур докембрийского фундамента. Положительные структуры играли роль внутригеосинклинальных поднятий, отрицательные — внутригеосинклинальных прогибов. Излияния эффузивов в начале кембрия стабилизировали наиболее ослабленные участки (области прогибов, а также флексурных сгибов и тектонических швов) по их ограничениям. Среднекембрийская складчатость явилась отображением более крупных и жестких деформаций фундамента. Тектонические швы, флексурные сгибы и

синклинальные погружения в конце верхнего кембрия явились путями подъема и излияния магмы преимущественно дацито-андезитового состава. За счет порций магмы, не достигших поверхности, образовались мелкие интрузии габбро-диоритов, тоналитов, порфировидных диоритов, диорит-порфириров. Гидросиликатовые месторождения являются продуктами постмагматической деятельности указанных интрузий.

Различная направленность эволюции магм отражена изменчивостью состава эффузивов дацито-андезитовой формации: андезитоидного натрово-кальциевой специализации в области локальных прогибов и андезитобазальтового, натрово-железистой специализации в шовных прогибах.

Последующее внедрение плагиогранитных интрузий Ольховского, а затем граносиенитовых интрузий Беллыкского (Бuedжульского) комплексов превратили горст-антиклинальные структуры кембрия в жесткие глыбы. К контактам гранитоидных тел приурочено множество скарновых рудопроявлений магнетита. В процессе горообразования, завершившего тектонический цикл нижнего палеозоя, основные подвижки происходили по ограничениям упомянутых жестких структур, большей частью без нарушения их сплошности, реже (на удалении от центральной части региона — в Байтакском поднятии и западной части Беллыкского поднятия) сплошность была нарушена. Ослабленные зоны ограничений оказались путями внедрения малых интрузий ирбинской фазы беллыкского комплекса. В процессе постмагматической деятельности этих интрузий возникли скарново-гидросиликатовые месторождения магнетита: Ирбинской, Краснокаменской групп, Березовское, Изыхское, Бурлукское и другие.

В результате унаследованности среднекембрийских зон силурийскими, метасоматоз, связанный с ирбинской фазой, может накладываться на метасоматиты месторождений гидросиликатового подтипа. Они могут быть и просто сближенными, образуя рудные поля различного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Богацкий В. В. О принципах тектонического районирования на примере южных районов Красноярского края. Тр. совещ. по тектонике Сибири. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. «Сов. геология», № 1, 1958.

А. М. ХАЗАГАРОВ, В. А. КУЦАЕНКО

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОССЫПИ ВОСТОЧНОГО САЯНА, СВЯЗАННЫЕ С МЕЗОЗОЙСКИМИ И ТРЕТИЧНЫМИ ПРОДУКТАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При оценке перспектив распространения россыпей золотоносных районов Алтае-Саянской области, большое значение приобретает изучение особенностей континентальных отложений мезокайнозойского возраста. Это связано с тем, что многие богатые и крупные золотоносные россыпи Союза, в том числе Сибири и Урала, образовались в связи с пенеplenизацией и развитием мощной коры выветривания в мезозое и третичное время.

В процессе образования коры выветривания происходит дезинтеграция огромного количества коренных пород и высвобождаются содержащиеся в них устойчивые минералы (золото, платина, алмазы и др.), которые при перемыве переходят в россыпи. Изучению мезозойских и третичных отложений и образований кор выветривания за последнее время посвящены интересные исследования В. П. Казаринова (1958) по Западной Сибири, К. В. Боголепова (1961) по восточной части Западно-Сибирской низменности и Енисейскому краю и ряда других, показавшие широкое развитие мезозойских и третичных отложений в Западно-Сибирской низменности и обрамляющих ее горных сооружениях.

Работами И. С. Рожкова (1947) по Уралу, В. М. Славина, С. Г. Мирчинка (1959) по Забайкалью, Ю. П. Казакевича (1953) по Горному Алтаю и С. Г. Мирчинка (1947) по Енисейскому краю установлены многочисленные древние золотоносные россыпи, связанные с мезозойскими континентальными образованиями.

Что касается территории Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов, то имеющиеся сведения о мезозойских и третичных отложениях, их золотоносности пока скудны. Известные золотоносные россыпи рассматривались до сих пор как современные долинные и русловые, хотя некоторые из них имеют, несомненно, более древний возраст и более сложную историю формирования.

За последнее время появились новые данные, свидетельствующие о древних золотоносных россыпях, связанных с переотложением континентальных образований мезозойского и третичного возрастов.

Характеристика рыхлых отложений древних россыпей

В. П. Казаринов (1958), разбирая общий ход мезокайнозойского осадконакопления в Западной Сибири, выделяет формацию коры выветривания как геологическое явление, обусловленное в конечном итоге тектоникой. Он подразделяет продукты формации коры выветривания на две группы: остаточные (структурный элювий) и осадочные. К последним относятся пестроцветные глины, образовавшиеся за счет осаждения взвесей, и частично кластический материал, возникающий при размыве структурного элювия. Рыхлые отложения, слагающие древние россыпи Восточного Саяна, характеризуются тем, что они в основном представляют формацию коры выветривания третичного и, возможно, мезозойского возраста.

Среди древних россыпей выделяются: погребенные, террасовые, ложковые, карстовые и элювиальные.

Погребенные россыпи

Это аллювиальные и элювиально-делювиальные россыпи, сложенные в основном красноцветными продуктами формации коры выветривания и переотложенными породами, погребенными под ледниковыми или делювиальными отложениями.

Ниже приводятся разрезы некоторых россыпей.

а) Верхне-Тальская россыпь (рч. Талая в системе р. Маны) расположена в пологой чашеобразной до-

лине, в верховье речки, в пределах относительно пене-
плензированной поверхности. Превышение участка
россыпи над ближайшей точкой долины р. Маны
120—130 м. Долина приурочена к контакту гранитов
с карбонатными породами нижнего кембрия.

В борту гидравлического карьера устанавливается
следующий разрез (сверху вниз):

1. Современный делювий — серовато-бурые суглин-
ки с угловатыми обломками гранита, метаморфиче-
ских сланцев, известняка 1,5 м.

2. Крупные округлые глыбы, валуны гранита разме-
ром от 0,5 до 2,5 м. Пространство между глыбами за-
полнено жирной глиной сероватого, светло-бурого цве-
тов, местами заметны прослой и линзы песка, глины
светло-зеленой окраски. Валунное поле спускается со
склона гольца по небольшому ложку 4 м.

3. Желтовато-бурые, красно-бурые глины, суглинки
с прослоями песка, с галькой и щебнем гранита, диори-
та, сланцев, известняка. Редко встречаются кварц и
бурый железняк. Часть гальки несет следы слабого
выветривания, имея ржаво-бурюю окраску . . . 2 м.

4. Красно-бурые плотные слоистые глины с галькой
гранита, диорита, известняка, сланцев, реже кварца,
бурого железняка. Галька средней и слабой окатанно-
сти, заметна сортировка. Галечный материал, за ис-
ключением гальки кварца, иногда кремнистых, слан-
цев, сильно выветрелый и распадается вместе с глиной.
Полевой шпат в гранитах и диоритах превращен в као-
лин, известняк превращен в желтовато-белую сыпучую
массу.

5. Структурный элювий. На гранитах и диоритах
имеют место выветрелая дресвяная масса, на извест-
няках — охристая (палевая и желтая) мучнистая масса
со скоплениями охры и бурого железняка. На контакте
гранитов и карбонатных пород закарстованные участ-
ки заполнены желто-бурой рыхлой массой. Мощ-
ность структурного элювия на гранитах от 2 до 50 м,
на известняках — 1,5—2 м. Вдоль зон дробления и тре-
щин мощность структурного элювия достигает 90 м.

Обращает внимание различие в характере и составе
отложений отдельных горизонтов:

верхний горизонт — делювиальные отложения совре-
менной эпохи, формируемые денудационными, отчасти

эрозионными процессами в условиях умеренного климата;

второй горизонт — отложения местного ледника — отвечает эпохе резкого похолодания;

третий горизонт сложен смешанным материалом, включающим переотложенные продукты коры выветривания и делювий ближайших склонов более или менее свежего облика. Это указывает на слабое проявление химического выветривания и на условия умеренного климата;

четвертый горизонт состоит из структурного элювия, сохранившего особенности исходной породы, и древнего разложившегося аллювия, указывающих на интенсивное проявление химического выветривания.

Золото россыпи мелкое, неокатанное, что указывает на близость коренного источника (сульфидные руды?). Оно приурочено к нижнему горизонту разреза.

б) Россыпи долины Сухого Лога расположены в верховье р. Кана. Здесь прослеживается относительно крупная древняя долина, ориентированная в широтном направлении и разобшенная молодыми меридиональными долинами рр. Кана, Пезо, М. Ангула на ряд отрезков.

В пределах одного из таких отрезков на высоте 1300 м располагается золотоносная россыпь долины Сухого Лога. Относительное превышение последней над современной долиной Кана 300—350 м. Здесь рыхлые отложения, достигающие мощности 17 м, четко разделяются на два горизонта. Верхний горизонт мощностью 8—10 м представлен ледниковыми отложениями — валунами, валунными глинами с линзами песков, ила и гравия. Нижний горизонт представлен аллювиальными отложениями: мелким, хорошо окатанным галечником с отдельными валунами, с желтыми и красными глинами в низах. От верхнего горизонта он отделен слоем лессовидных суглинков.

Отложения нижнего горизонта подстилаются тонким слоем желтой и красной глин, переходящим книзу в разрушенные выветрелые известняки, представляющие кору выветривания. Золото россыпи приурочено частично к аллювиальному слою и, главным образом, к верхней части коры выветривания. Золото мелкое, хорошо окатанное, пластинчатое. Древняя золотоносная

россыпь была погребена под ледниковыми отложениями. Она характеризуется наличием коры выветривания в почве, нормальными аллювиальными отложениями в кровле и хорошо окатанным пластинчатым золотом.

Наличие коры выветривания в долине и перекрытие ее аллювиальными, ледниковыми отложениями указывают на то, что кора выветривания формировалась в условиях расчлененного рельефа. В данном случае золото связано исключительно с аллювием, но освобождение его из коренных источников, вероятно, связано с предшествующими процессами химического выветривания.

Россыпь Сухого Лога была описана И. А. Молчановым (1934), который связывал формирование россыпи с ледниковыми процессами. При этом нижний горизонт россыпи (галечник, красные глины и кора выветривания) он относил к межледниковым отложениям, образовавшимся в период потепления климата.

в) Древняя россыпь рч. Жаймы (система р. Маны), в отличие от россыпи современной долины, расположена в вершине речки и переходит на водораздел р. Кувая. Относительное превышение россыпи над устьем речки составляет 250 м.

Разрез рыхлых отложений во многом схож с разрезом Верхне-Тальской россыпи, однако здесь отсутствует горизонт ледниковых отложений. Древние красноцветные элювиально-делювиальные отложения погребены под современным делювием мощностью 6—8 м.

Древние отложения в свою очередь отчетливо разделяются на два горизонта. Нижний горизонт (аллювиально-делювиальный) характеризуется сильно выветрелыми породами, где полевошпатовые разности превращены в дресву и глину. Они непосредственно залегают на структурном элювии. Породы верхнего горизонта имеют смешанный характер; наряду с полуокатанной выветрелой древней галькой наблюдаются невыветрелые обломки делювия склонов. Золото в древней россыпи Жаймы приурочено в основном к горизонту красно-бурых глин и верхнему слою коры выветривания. Часто встречаются сростки золота с кварцем. Окатанность золота слабая, но тем не менее хорошо заметны следы транспортировки его речным потоком.

Сравнительно слабая окатанность галечника и золота в нижнем горизонте разреза свидетельствует о близости коренного источника золота. Современная, ныне уже отработанная россыпь, расположенная ниже по долине рч. Жаймы, образовалась в результате перемыва древней россыпи.

г) Древняя долина «Иловатых озер» в бассейне р. Кизыра.

На водоразделе рр. Тумны и Шинды прослеживается древняя долина, ориентированная в широтном направлении. Она почти параллельна современной долине р. Шинды, но значительно приподнята. Относительное превышение над долиной Шинды составляет 450 м, а над долиной Тумны — 400 м.

Молодые эрозионные долины боковых притоков Шинды и Тумны почти перпендикулярны к древней долине, разделяют ее на отдельные отрезки. В поперечном профиле древняя долина имеет плавные очертания и пологие склоны с сохранившимися следами древних террас.

Аллювиальные отложения долины перекрываются ледниковыми; местами сохраняется моренный ландшафт. Вместе с тем морены заполняют узкие долины боковых притоков р. Шинды, пересекающих древнюю долину; это указывает, что последние были заложены до начала оледенения. В рыхлых отложениях древней долины наблюдается отсортированная окатанная галька пород, слагающих прилегающий район, и пластинчатое окатанное золото, подчеркивающие аллювиальный характер отложений. Нижние горизонты древних галечников не вскрыты.

В долине соседней рч. Тихой Тумны маломощный слой аллювия подстилается структурным элксвием, залегающим на известняках и гранитах, и перекрывается моренными отложениями. Золото россыпи приурочено к аллювию и к верхнему слою коры выветривания. Таким образом, устанавливается древний доледниковый возраст долин и аллювиальный характер золотосодержащих отложений.

Древние террасовые россыпи

Древние террасовые россыпи наблюдаются в тех современных долинах, которые в той или иной степени унаследуют древнюю речную сеть. Россыпи характери-

зуются не только высоким гипсометрическим положением, а главным образом характером отложений — красноцветной окраской, повышенным содержанием глинистого материала и следами химического выветривания. Эти отложения слагают в основном террасы высоких уровней 70—200 м. Однако можно встретить долины, где древние отложения встречаются на террасах уровня 20—30 м. Гипсометрическое положение и сохранность древних террас обусловлены величиной вертикального перемещения и интенсивностью эрозии. Так, в долине р. Шинды древний аллювий встречается на высоте 200—250 м, а в долине р. Сисима древние аллювиальные россыпи разрабатывались на террасе уровня 20—30 м.

Древние элювиальные и делювиальные россыпи

Эти россыпи широко распространены в пределах Ольховско-Чибижекского золотоносного района. Хорошая сохранность древних россыпей обусловлена тем, что здесь сохранились значительные площади древнего пенеplена, относительно слабо затронутые эрозионной деятельностью.

Район характеризуется широким развитием красноцветных рыхлых образований формации коры выветривания и ее переотложенных продуктов. Среди древних золотоносных россыпей, связанных с этими отложениями, выделяются элювиальные, делювиальные, карстовые и аллювиальные россыпи:

а) *элювиальные россыпи* представляют структурный элювий на поверхности коренных месторождений. Из кварцевых и кварцево-сульфидных жил, развитых среди гранитов, диоритов, сланцев, образуется дресвяно-глинистая масса, содержащая мелкие обломки кварца, а иногда свободное золото. На сульфидных рудных телах, развитых в карбонатной среде, образуются «железные шляпы» или обохренные глинисто-щебенистые золотосодержащие массы;

б) *карстовые россыпи* образуются в карстовых углублениях вдоль тектонических трещин и зон в известняках. Они приурочены преимущественно к минерализованным участкам, заполненным красноцветными глинами с обломками вмещающих пород и бурого желез-

няка. Иногда в нижних горизонтах карста встречаются обогащенные золотом зоны кварцевой или сульфидной «сыпучки»;

в) *делювиальные россыпи* — рыхлые отложения склонов, обогащенные рудным минералом из коренных источников, расположенных выше по склону; иногда сползший по склону элювий;

г) *аллювиальные россыпи* — в основном, русловые и ложковые россыпи, образованные небольшими водными потоками.

Все эти россыпи формировались за счет разрушения и перемещения рудного материала коренных источников Ольховского и Чибижекского рудных полей. Они отличаются значительным количеством вязкой глины, в которой золото еще не полностью освобождено от сорудного материала.

Анализ рыхлых отложений древних россыпей показывает, что наиболее характерной их чертой является наличие следов глубокого химического выветривания рыхлого материала, слагающего нижние горизонты. Коренные породы в верхней части превращены в пестроцветную глину, где заметна структура первичной породы. Книзу слой глины переходит в типичный элювий; здесь, наряду с глинистым материалом, сохранились твердые зерна и мелкие обломки коренных пород. На изверженных породах это «дресва», в которой связь между отдельными зернами нарушена. Еще ниже появляются более твердые породы, но с заметным разрушением. Часть полевого шпата в них перешла в каолин, темноцветные минералы замещены лимонитом, кварцевые жилы и прожилки переходят в обломки, а известняки в сыпучую массу.

Второй особенностью древних россыпей является наличие аллювиально-делювиального материала, претерпевшего сильное химическое выветривание, залегающее на структурном элювии. Последний состоит из пестроцветной плотной жирной глины, с прослоями песка и сильно выветрелого галечника или слабо окатанных обломков подстилающих пород. Как в верхнем слое структурного элювия, так и в слое выветрелых галечников часто встречаются обломки бурого железняка и халцедона. В глинах присутствуют гидрослюда и каолинит.

Степень и характер выветривания древнего аллювия близки к таковым в подстилающей его коре выветривания, в связи с чем можно предположить, что отложению предшествовала одна из эпох интенсивного химического выветривания. Это в свою очередь дает основание рассматривать древний выветрелый аллювий вместе со структурным элювием как формацию **коры выветривания** с характерной для нее пестроцветной окраской. Формация коры выветривания во многих случаях перекрыта горизонтом аллювиально-делювиальных отложений. В галечных или обломочных делювиальных образованиях этого горизонта следы химического выветривания проявляются значительно слабее (каолинизация полевых шпатов, лимонитизация сульфидов и темноцветных минералов). Вместо плотных жирных глин часто встречаются суглинки с прослоями песка. Окраска всего комплекса преимущественно красноцветная.

Этот горизонт следует рассматривать как отложения, сформировавшиеся в результате перемыва и переноса продуктов формации коры выветривания с участием свежего аллювиально-делювиального материала (рис. 1).

Золотоносность древних рыхлых образований

Большинство описанных выше древних рыхлых образований в той или иной мере золотоносны. Золото в них, как правило, приурочено к нижним горизонтам разреза, к формации коры выветривания, точнее, к верхнему слою структурного элювия и слою древнего аллювия.

В россыпях аллювиально-делювиального типа характерно неокатанное, несортированное золото, частое нахождение его в сростках с кварцем и лимонитом. В россыпях аллювиального типа золото окатанное, пластинчатое, более или менее сортированное; нижний слой рыхлых отложений более обогащен.

Для большинства древних россыпей характерно наличие золота в «рубашке»: с тонкой пленкой окислов железа и марганца, покрывающей поверхность золотин.

Золотоносность древних рыхлых образований, установленная в различных пунктах Восточного Саяна, объясняется тем, что они хорошо вскрыты горными вы-

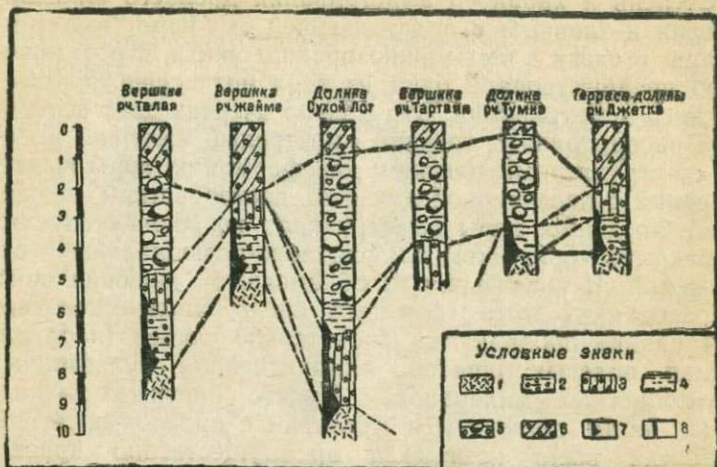


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов древних россыпей Восточного Саяна

1. Кора выветривания.
2. Плотные глины желтой, красной и бурой окраски с сильно выветрелой галькой и обломками бурого железняка. Pg
3. Желто-бурые глины, суглинки с прослоями песка, с галькой и щебнем со слабыми следами выветривания. Ng—Q₁
4. Желто-бурые глины и лессовидные суглинки Ng—Q₁
5. Валуны, валунные глины, несортированная галька и щебень с линзами песка. Q₂
6. Желто-бурые, сероватые суглинки с угловатыми обломками местных пород. Q₃₋₄
7. Золотоносный горизонт с высоким содержанием.
8. Золотоносный горизонт с бедным содержанием.

работками в заведомо золотоносных районах и более изучены. Несомненно, что подобные образования распространены значительно шире.

Вместе с тем устанавливается, что древняя кора выветривания наиболее интенсивно развивается вдоль тектонических разломов, контактовых зон интрузивных массивов, насыщенных сульфидной минерализацией, и имеет преимущественно линейный характер. По этим же структурам и линейным зонам кор выветривания развивается древняя гидрографическая сеть, создающая отрицательные формы рельефа, где появляются благоприятные условия для накопления рыхлого материала и дальнейшего повторного развития процессов химического выветривания.

Золотое оруденение в Восточном Саяне связано с нижнепалеозойским магматизмом и локализуется вдоль

региональных разломов, оперяющих их зон нарушений, а также в контактовых зонах рудоносных интрузий.

Во многих случаях древняя речная сеть, несущая золотоносные россыпи, а также площади максимального развития коры выветривания пространственно совпадают с рудоносными структурами и поэтому особенно перспективны.

Развитие рельефа и размещение древних россыпей

Размещение древних россыпей в Восточном Саяне определяется гидрографической сетью и характером рельефа дочетвертичной поверхности.

Современное поднятие Восточного Саяна в посленеогеновое время и сопутствующее ему оледенение определили глубокие изменения в рельефе и плане речной сети. Характер и время поднятия Алтае-Саянской области, в том числе Восточного Саяна, неоднократно освещались в геологической литературе, в частности в работах А. И. Молчанова (1934), А. Г. Вологодина (1932), В. В. Богацкого (1948), С. В. Обручева (1946), С. С. Воскресенского (1962) и др.

Сводное поднятие центральной части Восточного Саяна (Манское белогорье) сопровождалось глыбовыми движениями по унаследованным разломам широтного и северо-западного простирания. Именно эти блоковые движения определили современную поверхность ступенчатых поверхностей различных гипсометрических уровней и обусловили перестройку речной сети.

Третичный ландшафт Манского белогорья представлял более или менее выровненную поверхность (слабо наклоненную на север и северо-запад и расчлененную широкими пологими долинами), на фоне которой выделялась сеть возвышенностей северо-западного направления. Плоские вершины этих возвышенностей, имеющие примерно одинаковые высотные уровни, свидетельствуют о более древнем пенеплене. Древние долины имели преимущественно широтное и северо-западное направления, совпадающие с ориентировкой основных геологических структур.

Вследствие дифференцированных перемещений отдельных блоков в посленеогеновое время, третичный

пенеплен оказался разобщенным на ряд ступенчатых поверхностей. В современном рельефе Манского белогорья намечаются четыре таких ступени, окаймляющие наиболее приподнятую осевую часть хребтов и уступами спускающиеся к периферии — долинам рр. Кизира и Маны. Последние являются местным базисом эрозии для всех водотоков, стекающих со склонов хребта.

Первая ступень — районы, наиболее удаленные от осевой части хребта, как, например, среднее течение рек Маны, Кана, Кизира, характеризующиеся отметками 500—650 м и амплитудой поднятия 30—70 м.

Вторая ступень — в северо-западной части (в междуречье рр. Мимии и Маны, в бассейне среднего течения р. Сисима) характеризуется отметками 700—800 м, а в юго-восточной части (в долинах рр. Нички, Тумны, Кизира) поднимается до уровня 900—1000 м. Амплитуда поднятия измеряется в пределах 100—150 м.

Третья ступень — в северо-западной части, в междуречье рр. Маны — Крола — Сисима, в бассейне р. Шинды в среднем и верхнем течении, характеризуется отметками 950—1100 м. К юго-востоку, к истокам рр. Кана и Шинды, эта поверхность поднимается до уровня 1200—1350 м. Амплитуда поднятия 300—500 м.

Четвертая ступень представляет возвышенность осевой части хребта с реликтами более древнего пенеплена на отметках 1350—1800 м. Амплитуда поднятия 500—800 м.

Усиление денудационных, особенно эрозионных процессов, обусловленных поднятием, значительно усложнили современный рельеф. Масштаб и интенсивность проявления этих процессов на каждой ступени были различными. На отдельных нижних ступенях, где амплитуда поднятия небольшая и слабее проявлялась эрозионная деятельность речных потоков, третичная поверхность сохранилась на значительной площади. Здесь часто встречаются участки развития коры выветривания и древние красноцветные элювиально-делювиальные россыпи, связанные с перемывом этих отложений (россыпи Ольховско-Чибижекского района). На поверхности уровня третьей ступени находим только реликты древних долин, приподнятых над современными на 300—500 м (россыпи в вершине Жаймы, долины Сухого Лога).

Наряду с древними россыпями, встречаются довольно богатые современные россыпи, сформировавшиеся в результате перемива древних россыпей.

С четвертичным поднятием Восточного Саяна связана перестройка плана речной сети. Более интенсивное поднятие осевой части Манского белогорья обусловило резкое изменение направления речной сети. В одних случаях образовались новые долины субмеридионального направления, например, в верховье Кана. Здесь сохранились реликты крупной древней долины широтного направления, к которой были приурочены россыпи Сухого Лога, Янготы, Неготы и Янги. В других случаях реки на отдельных участках меняют свое первоначальное субширотное направление и круто поворачивают в юго-западном или северо-восточном направлении, оставляя участки «мертвых» долин (рр. Шинда, Ничка, Тумна).

О возрасте рыхлых отложений

Вопрос о времени формирования древних долин связан с определением возраста рыхлых континентальных толщ, выполняющих эти долины. У нас нет данных о более или менее точном стратиграфическом положении этих толщ, хотя имеющиеся материалы позволяют высказать некоторые соображения на этот счет.

По В. П. Казаринову (1958) и К. В. Боголепову (1961) в Западной Сибири и Енисейском кряже процессы мощного химического выветривания проявлялись неоднократно от нижнего триаса до конца плейстоцена. Конец плейстоцена и начало четвертичного времени знаменуется похолоданием и резким ослаблением процессов химического выветривания.

В пределах северо-восточной части Восточного Саяна древняя кора выветривания развивается на протерозойских и нижнепалеозойских породах. Имеются данные о развитии коры выветривания на девонских и юрских породах в Минусинской и Рыбинской котловинах. Таким образом, возрастную границу рыхлых континентальных образований, связанных в той или иной степени с процессами химического выветривания, можно определить, в общих чертах, от триаса и до конца неогена.

Как указывалось выше, галечниковый горизонт формирования коры выветривания сверху перекрывается толщей

тоже красноцветных, но слабо выветрелых галечников, формировавшихся в одной и той же долине. Отложения этого горизонта указывают на более умеренные климатические условия.

Подобные красноцветные аллювиально-делювиального отложения выделены К. В. Боголеповым (1961) в Енисейском кряже, как отложения асташевской свиты (миоцен—плиоцен), характеризующиеся относительно слабым проявлением процессов химического выветривания. Сравнение материалов по Восточному Саяну с приведенными данными позволяет верхний горизонт рыхлого комплекса, состоящий из слабо выветрелых галечников, параллелизовать с отложениями асташевской свиты и отнести к концу неогена — началу постплиоцена. Формация коры выветривания, представляющая нижние горизонты рыхлых отложений в древних долинах Восточного Саяна, может быть отнесена к более ранней эпохе.

Сходные образования в Енисейском кряже, Салаире К. В. Боголепов и В. П. Казаринов оценивают как палеогеновые и меловые. Формирование рыхлых отложений и связанных с ними древних золотоносных россыпей Восточного Саяна происходило длительное время и связано с процессами пенеппенизации и образования кор выветривания в течение мезозойского и третичного времени.

ВЫВОДЫ

1. Устанавливается широкое распространение древних золотоносных россыпей третичного и, возможно, мезозойского возраста в Восточном Саяне. Многие из них являются объектами промышленной разработки. Большая часть современных русловых и долинных россыпей образовалась и обогащалась в процессе перемыва древних россыпей.

2. Изменения в рельефе страны, происшедшие в связи с позднейшими глыбовыми поднятиями, в значительной мере усложнили пространственное положение древних россыпей. Некоторые из них оказались разобобщенными и приподнятыми на различные гипсометрические уровни. Дочетвертичные отложения в долинах оказались погребенными в одних случаях под ледниковыми, а в других — под делювиальными отложениями.

3. В связи с этим значительно расширяются возможности обнаружения древних золотоносных россыпей на различных гипсометрических уровнях, особенно погребенных россыпей в районах развития ледниковых отложений.

Возникает необходимость переоценки золотоносности речных долин, размывающих древние третичные поверхности или поверхности, покрытые ледниковыми отложениями.

4. Наличие третичных и мезозойских (?) рыхлых образований в восточных районах Алтае-Саянской области определяет необходимость дальнейшего исследования закономерностей распространения, а также литологического и минералогического состава этих толщ. Весьма важной задачей является изучение распространения кор выветривания в связи с особенностями геологических структур в первую очередь потенциально рудоносных.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В. О современном поднятии Восточного Саяна. Изв. ВГО, т. 80, вып. 5, 1948.

Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Госгеолтехиздат, 1961.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962.

Вологдин А. Г. Кизыр-Казырский район. Труды ГГРУ, вып. 92, 1932.

Казакевич Ю. П. Красноцветные верхне-третичные отложения в бассейне р. Лебедь в Горном Алтае, связанные с ними золотоносные россыпи. Сб. матер. по геологии золота и платины, вып. 18, НИГРИзолото, 1953.

Казакевич Ю. П., Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV, Изд. АН СССР, 1960.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.

Мирчинк С. Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирование россыпи рыхлых месторождений золота в Восточном Забайкалье. Матер. II геоморф. совещания. Изд. АН СССР, 1959.

Молчанов И. А. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, Л., 1934.

Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна. Труды института Географии АН СССР, вып. XXXVII. Изд. АН СССР, Л., 1946.

Рожков И. С. О погребенных россыпях. Сб. матер. по геологии золота и платины, вып. 3. Изд. «Главзолото». М., 1947.

Н. М. СЕМЕНОВА

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МУЛЬГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мульгинское железорудное месторождение, расположенное на правом берегу р. Мульги (левом притоке р. Кизира), у железной дороги Абакан—Тайшет, в настоящее время оценивается как объект незначительных размеров. В результате исследований, проведенных группой черных металлов на Мульгинском месторождении, были получены новые данные о генетических связях месторождения, что расширяет перспективы не только этого объекта, но и всего района в целом.

Месторождение расположено в зоне контакта Джеланджинской интрузии кварцевых диоритов нижнепалеозойского Ольховского комплекса. Вмещают интрузию вулканогенно-осадочные породы кембрия. В юго-восточной части месторождения диориты прорываются гранитами, гранодиоритами Бурлукского (Краснокаменско-Ирбинского) комплекса, возраст которых датируется нижним девоном.

В рудном поле месторождения вулканогенно-осадочные породы вмещают скарны и рудные тела, объединяющиеся в скарново-рудные зоны. Одна из них, вмещающая Центральное и Восточное рудные тела, вытянута почти в широтном направлении. Вторая вмещает Западное рудное тело и располагается в юго-западной части месторождения. Руды месторождения представляют собой обогащенные магнетитом скарны, которые, в свою очередь, переходят местами в сливные руды.

Большинство геологов, изучавших ранее Мульгинское месторождение (П. И. Ролдугин, 1960, М. С. Абра-

мов, 1960, В. Д. Аничкин, 1960, В. В. Маловичко, 1960-61), считает, что магнетитовое оруденение месторождения генетически связано с постмагматической деятельностью гранитоидов Бурлукского (Краснокаменско-Ирбинского) комплекса нижнедевонского возраста и приурочено к контакту диоритов Желанджинской интрузии с вулканогенно-осадочными породами, относимыми ими к чиланской свите нижнего девона.

Такое представление связано, очевидно, с тем фактом, что большинство контактовых магнетитовых месторождений юга Красноярского края обнаруживает генетическую связь с нижнедевонскими интрузиями граносиенитов, являющимися, очевидно, дифференциатами базальтоидной магмы.

В результате тематических работ, проведенных в 1962 г. на Мульгинском месторождении, было установлено, что вмещающие оруденение вулканогенно-осадочные породы, прежде сопоставлявшиеся с чиланской свитой, в действительности относятся к кизирской свите кембрийского возраста.

Среди осадочно-вулканогенных пород свиты широко распространены эффузивные, туфогенные и туфогенно-осадочные образования, которые подразделяются В. Л. Аничкиным и В. В. Маловичко на три пачки: нижнюю—туфогенную, среднюю—осадочную и верхнюю—существенно эффузивную. Наибольшим распространением пользуются эффузивные породы, к которым и приурочено рудное поле месторождения.

подавляющее большинство пород представлено андезиновыми, диабазовыми порфиритами и их туфами. Очень редко в составе верхней пачки отмечаются прослойки аргиллитов, алевролитов и линзы мраморизованных и окварцованных известняков. В рудном поле месторождения породы претерпевают интенсивные метасоматические изменения, выражающиеся главным образом в скарнировании, а также в ороговикании и окварцевании. Что касается туфов, то они образуют среди эффузивов линзовидные прослойки и также скарнируются.

Фаунистически эти породы не охарактеризованы. Кембрийский возраст вмещающих оруденение пород доказывается следующими косвенными данными:

- 1) Вулканогенно-осадочные породы месторождения

по характеру, а также по внешним признакам мало похожи на породы девонского возраста, развитые в соседних областях (отсутствие ортофинов, красноцветных пород), и, наоборот, как макроскопически, так и микроскопически тождественны кембрийским породам соседних районов (например, Таят-Табратский район).

2) В отличие от девонских, указанные породы сильно брекчированы, собраны в крутые изоклинальные складки различных порядков с падением крыльев до 90° .

Кембрийский возраст вулканогенно-осадочных пород подтверждается, наконец, взаимоотношениями их с Джеланджинской диоритовой интрузией, имеющей верхнекембрийско—ордовикский возраст.

Поскольку предыдущие исследователи считали породы, вмещающие оруденение, нижнедевонскими, то нижнепалеозойская диоритовая интрузия должна была быть соответственно дорудной. Между тем имеющиеся факты показывают, что интрузия является послерудной. Это доказывается непосредственным рассечением руды и тем, что ее породы не подвержены метасоматическим изменениям. Все это подтверждено микроскопическими исследованиями. Следовательно, вмещающие оруденение породы являются более древними, чем интрузия, что и позволило отнести их к кембрию.

Послерудным характером Джеланджинской интрузии опровергается представление о причастности нижнедевонской гранитоидной интрузии Бурлукского комплекса к рудообразованию Мульгинского месторождения.

Характер материнской интрузии для оруденения Мульгинского месторождения еще не ясен. Можно делать лишь предположения, основываясь на некоторых фактах сходства геологического строения Мульгинского месторождения с другими месторождениями, изученными более детально.

Мульгинское месторождение размещается в единой структурно-фациальной зоне с недавно открытым Тереховским месторождением и имеет с ним много общего. Кроме того, ряд геологических особенностей (развитие процессов скаполитизации, размещение среди кембрийских вулканогенно-осадочных пород и др.) сближает Мульгинское месторождение с месторождениями Таят-Табратской группы. Как Таятское и Табратское, так и Тереховское месторождения генетически связаны с гип-

абиссальными габбро-диоритовыми интрузиями, комагматичными средне—верхнекембрийскому вулканизму.

В рудном поле Мульгинского месторождения кроме диоритов Желанджинской интрузии обнаружены измененные метасоматозом интрузивные тела диоритовых порфириров и диорит-порфириров, напоминающие такие же тела Таят-Табратского и Тереховского месторождений, где они имеют прямое отношение к оруденению. Можно предположить, что такие же генетические связи возможны и для оруденения Мульгинского месторождения.

Все предыдущие исследователи относили описываемое месторождение к контактово-метасоматическому типу, ссылаясь на приуроченность оруденения к контактовой зоне диоритовой интрузии с эффузивными породами. Так как рудоносная интрузия на месторождении не обнаружена, вскрытая разведочными работами контактовая зона (якобы контролирующая оруденение) не является дорудной структурой, а истинная структура размещения оруденения не совсем ясна, Мульгинское месторождение не может быть отнесено к контактово-метасоматическому типу (в общепринятом понимании). Оно может считаться только метасоматическим.

Образование этого месторождения происходило в три стадии: скарновую, гидросиликатовую и карбонатно-сульфидную (В. В. Богацкий, 1956, 1957). В скарновую стадию образуются главные скарновые минералы — пироксен и гранат. Хотя по времени образования они и близки, все же пироксен является одним из самых ранних минералов скарнов. Четко выделяются две его разновидности: наиболее распространенный мелкозернистый (ранний) и крупнозернистый (поздний), образующий прожилки. Пироксен представлен диопсидом, реже геденбергитом. Чаще встречаются промежуточные разновидности ряда диопсид-геденбергит. Гранат так же, как и пироксен, принадлежит к наиболее распространенным нерудным минералам, слагающим большую часть скарнов и широко распространенным в рудах.

Меньше распространен скаполит. Развивается он путем замещения плагиоклазов в порфиритах и диоритах; в результате последующей амфиболизации пород, образуются амфибол-скаполитовые и существенно скаполитовые метасоматиты, а также скаполит-амфибол-

магнетитовые руды. Кроме раннего скаполита на месторождении отмечается и более поздний, пострудный скаполит, образующий прожилки и гнезда в скарнах и вмещающих породах.

Рассмотренные факты позволяют говорить о месторождении как о безусловно интересном объекте. Поскольку оно является не контактово-метасоматическим, а гидросиликатовым, то оруденение можно ожидать не только в контактовой зоне (последняя в настоящее время разведана достаточно детально) диоритов и эффузивных пород, а и на больших площадях в связи с ослабленными зонами (В. В. Богацкий, 1959, 1961). В частности, большой интерес в этом отношении представляет район горы Джеланджи, изученный очень слабо.

Таким образом, потенциальные возможности месторождения далеко не выяснены. Не исключено, что представление о масштабах промышленного оруденения в дальнейшем будет изменено.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В. Генезис скарновых образований (на примере Ирбинской группы железорудных месторождений). «Разведка и охрана недр», № 9, 1956.

Богацкий В. В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатового типа. «Разведка и охрана недр», № 9, 1957.

Богацкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Сб. КГУ, вып. 1, 1961.

В. В. БАРКОВ

ИЗВЕСТНЯКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ, КАК ФЛЮСОВОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОД- СТВА АЛЮМИНИЯ

Развитие алюминиевой промышленности в Красноярском крае и в первую очередь в его южной части требует всесторонней оценки месторождений карбонатных пород, как сырья, необходимого для производства глинозема из нефелинов. Однако карбонатные отложения при геологической съемке и поисках часто изучаются недостаточно полно, хотя это совершенно необходимо из-за высоких требований, предъявляемых промышленностью к химическому составу, горнотехническим и гидрогеологическим условиям их залегания, а в связи с крупными размерами перерабатывающих предприятий и к масштабам месторождений.

Например, к месторождению Ачинской группы, освоение которых в настоящее время начинается, к химическому составу известняков как флюсов при производстве глинозема из нефелинов, предъявляются следующие требования:

содержание окиси кальция не менее 50 проц.;

содержание окиси магния не более 1,5 проц.;

содержание кремнекислоты не более 2,0 проц.

Кроме высокой чистоты состава флюсовые известняки должны отличаться его постоянством. Так, для Мазульского месторождения условиями установлен допустимый предел колебаний содержания кремнекислоты не более $\pm 0,5$ проц.

Высокие требования предъявляются промышленностью и к горнотехническим и гидрогеологическим условиям месторождений, не говоря уже о требовании расположения их вблизи от возможных строительных площадок завода и от источников водоснабжения. Для

Ачинской группы месторождений экономически целесообразным оказался вариант эксплуатации открытым способом при удалении карьера от завода в 12 км (Подгорное месторождение).

Учитывая, что производство глинозема из нефелиновых сиенитов экономично только при крупных масштабах предприятий, повышенные требования предъявляются и к размерам месторождений. Строго определенной цифры необходимых запасов, естественно, нет, однако минимальные запасы известняков определяются в 150—200 млн. тонн.

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины многочисленные выходы карбонатных пород связаны с отложениями кембрия, девона и реже карбона. В разрезах карбона известняки встречаются очень редко, слагая пачки небольшой мощности и как флюсы не представляют интереса.

Девонские отложения также содержат мало карбонатных пород. Карбонатные фации распространены преимущественно в среднем девоне, в составе бейской свиты. Бейская свита живетского возраста сложена известняками и мергелями. Изучение известняков, проведенное на большом числе участков, показало низкое содержание в них окиси кальция (не выше 45 проц.) и значительное количество нерастворимого остатка. Поэтому среди карбонатных отложений девона большого количества чистых известняков, пригодных для глиноземного производства, ожидать трудно.

Карбонатные отложения кембрия, слагающие в пределах южной части края значительные площади, могут являться неисчерпаемой базой для развития глиноземного производства и других отраслей промышленности, требующих известняков высокого качества. Наибольший интерес для обеспечения глиноземного производства сырьем с учетом предъявляемых к нему геолого-экономических требований могут представлять следующие районы:

I. Хребет Арга, расположенный вблизи Транссибирской железной дороги (район г. Ачинска).

II. Район верховий реки Урюпа, тяготеющий к известным нефелиновым месторождениям и железной дороге Ачинск — Шарыпово.

III. Район поселка Орджоникидзевского, отстоящий

сравнительно далеко от железной дороги (до ст. Копьево — 60 км), но обладающий значительными запасами чистых разновидностей известняков.

IV. Батеневский кряж, располагающийся в непосредственной близости от железной дороги Ачинск — Абакан и от будущего Красноярского водохранилища.

V. Базинский массив в среднем течении р. Базы.

VI. Верховья рр. Томи и Шоры близ железной дороги Абакан — Новокузнецк.

I. Хребет Арга

В пределах хребта Арга карбонатные породы распространены на востоке, в районе г. Ачинска, и в центральной части близ с. Боготольский завод. Наиболее полно изучена Ачинская группа месторождений. В состав группы входят месторождения Мазульское, Рудничное, Подгорное и Гарьское. Эти месторождения почти полностью охватывают все известные в районе массивы карбонатных пород; они близки по геологическому строению и различаются лишь в горнотехническом и гидрогеологическом отношении. В меньшей степени выступают различия в химическом составе и литологических особенностях известняков.

Мазульское месторождение расположено на правом берегу рч. Мазульки, в 10 км на юго-запад от г. Ачинска. Известняки месторождения входят в состав енисейской свиты нижнего кембрия, слагающей здесь ядро небольшой антиклинальной складки. Известняки белые и светло-серые, большей частью мраморизованные, массивные, в различной степени трещиноватые и закарстованные. Слоистость в известняках редка. Средний химический состав известняков (данные более 2500 проб):

окись кальция 54,6 проц.;

окись магния 0,45 проц.;

кремнекислота 0,55 проц.

Состав известняков отличается однородностью. Процессы доломитизации не характерны, а окремненные разновидности (содержание кремнекислоты свыше 2%) встречаются только на небольшой площади. Несколько ухудшают условия отработки месторождения дайковые тела и карстовые полости, заполненные высококремнистыми глинистыми образованиями.

Среди месторождений Ачинской группы Мазульское характеризуется наибольшей чистотой и постоянством состава известняков. В настоящее время оно подготавливается к эксплуатации.

Основные показатели состава известняков месторождений Ачинской группы:

	CaO	SiO ₂	MgO
Рудничное	54,26	1,55	0,22
Мазульское	54,60	0,55	0,45
Подгорное	53,43	2,00	0,38
Гарьское	54,10	1,97	0,48

В центральной и западной части хребта Арга известняки имеют ограниченное распространение и слабо изучены. Известные здесь месторождения Владимирское, Чаркинское, Аржаковское, Боготольское и Большезаводское (находятся на правом и левом берегах р. Чульма, близ г. Боготола) могут быть объединены в Боготольскую группу месторождений. Известняки этих месторождений слагают енисейскую свиту нижнекембрийского возраста. Химически известняки неоднородны. Более чистые разности установлены близ с. Боготольский завод — в удалении от интрузивных массивов.

Общие перспективы выявления крупных запасов чистых известняков в пределах хр. Арга ограничиваются Боготольской и Ачинской группами. На месторождениях Ачинской группы увеличения запасов можно ожидать за счет разведки нижних горизонтов Мазульского месторождения и доразведки Гарьского месторождения — наиболее удаленного и от Ачинского глиноземного завода, и от существующих путей сообщения.

II. Район верхней части бассейна р. Урюпа

Этот район привлекал внимание в отношении флюсовых известняков еще в 1952—1953 гг., когда небольшие по объему работы были поставлены Е. Н. Поздеевой на Аржульском месторождении в районе Горячегорского месторождения нефелинов. Известняки этого месторождения по химическому составу удовлетворяют требованиям алюминиевой промышленности, но в массиве известняков до 36 проц. всего разведанного объема составляют дайки, что затруднит эксплуатацию этого место-

рождения, хотя его запасы оцениваются в 350 млн. тонн.

Изменение сырьевой базы нефелинового сырья за последние десять лет — открытие и разведка Кия-Шалтырского месторождения и других, менее значительных, строительство железной дороги и высоковольтных линий позволяет вновь вернуться к вопросу о разведке флюсовых известняков в непосредственной близости к рудным объектам. С этой точки зрения, несомненный интерес представляют известняки бассейна р. Кургусуля — правого притока р. Урюпа, района ранее труднодоступного, а теперь же лежащего вблизи строящейся железной дороги Красная Сопка — Кийский Шалтырь.

По данным В. Н. Кяргина и В. Г. Михалева (1961), на обоих бортах долины р. Кургусуля в районе зимовья Юферовского развиты мраморизованные известняки нижней подсвиты енисейской свиты нижнего кембрия. Мелкокристаллические массивные известняки образуют здесь высокие скалы. Химически известняки, по-видимому, неоднородны — наряду с чистыми разностями встречаются окварцованные и доломитизированные. С юго-запада массив прорван интрузивом, где состав пород резко меняется вплоть до появления скарнов.

В процессе геологической съемки из известняков отобраны три пробы, анализ которых показал:
окись кальция — 54,07 проц. при колебании 53,74—54,27
кремнекислота — 1,09 проц. при колебании 1,27—0,98
окись магния — 0,24 проц. при колебании 0,20—0,28.

Одиночными маршрутами известняки откартированы в пределах полосы длиной около 10 км, шириной 0,5—0,8 км, что позволяет предполагать здесь, несмотря на возможную неоднородность известняков, существование участков с запасами известняков в 300—400 млн. тонн.

III. Район пос. Орджоникидзевского

Крупный массив известняков, располагающийся вдоль тракта Копьево — Рудник Саралинский, хотя и отстоит от железной дороги на расстоянии около 60 км, заслуживает внимания в связи со значительными запасами известняков и их высоким качеством.

В первую очередь отметим Богоюльское месторождение флюсовых известняков, которое находится в междуречье правых притоков р. Саралы руч. руч. Богоюла и

Таежного. Месторождение приурочено к усинской свите нижнего кембрия, сложенной здесь исключительно известняками. Эти известняки, по данным Г. М. Еханина и Т. П. Еханиной (1958 г.), содержат кремнекислоты от 0,6 до 2,5 проц., окиси железа от 0,16 до 0,3 проц., окиси кальция от 53,00 до 55,49 проц. и окиси магния от 0,5 до 0,8 проц. По тектоническим нарушениям и около контактов с подстилающими сланцами кондомской свиты количество кремнекислоты резко увеличивается.

Известняки Богоюльского месторождения образуют согласно залегающий на сланцах кондомской свиты пласт, который несогласно перекрыт конгломератами сыйской свиты. Простираание пласта северо-восточнее — 45° , падение на юго-восток под углом $40-70^\circ$. Мощность равна примерно 1000 м. Изученная протяженность по простиранию 6500 м. Учитывая, что известняки на всем этом протяжении слагают хребет, возвышающийся над уровнем рч. Сарала на 300 м, выявление здесь запасов чистых известняков 400—500 млн. тонн вполне реально.

Известняки, как правило, образуют скальные коренные выходы, почти не перекрытые рыхлыми образованиями, лишь в нижних частях склонов гор по долинам речек отмечаются наносы мощностью до 5 м. Даек в пределах полей развития известняков не наблюдается. Известняки закарстованы.

За счет прослеживания полосы известняков на северо-восток до русла р. Саралы и далее возможно увеличить запасы известняков до нескольких миллиардов тонн.

IV. Батеневский кряж

В строении Батеневского кряжа карбонатные отложения нижнего кембрия играют существенную роль. Учитывая положение хребта между железнодорожной веткой на западе и р. Енисеем на востоке, месторождения известняков в его пределах приобретают особое значение. Основная часть карбонатных массивов располагается не более чем в 30 км от железной дороги.

Известняки Батеневского кряжа разнообразны по качеству, химическому составу, физическим свойствам, текстурным и литологическим особенностям. Для оценки одного из наиболее крупных массивов известняков в

южной части Батеневского кряжа на хребте Азыр-Тал в 1954 г. проводились специальные поисковые работы.

Изучение известняков проводилось в районе ст. Ербинской, ст. Усть-Бюрь, 330 км. Результаты этих работ, проведенных на ограниченных участках, показывают, что на Ербинском месторождении имеются чистые известняки. Количество их не подсчитывалось. Оценка запасов месторождения в 30 млн. тонн относится к цементным известнякам. Принимая во внимание, что около 90 проц. всей толщи слагается мраморами, перспективы участка этой цифрой не ограничиваются. Качество мраморов высокое: кремнекислота — 0,8 проц., окись кальция — 54,71 проц. и окись магния — 0,43 проц.

Восточная часть хребта Азыр-Тал изучалась в 1954 г. между бывшим улусом Кутень-Булуком и с. Биджа. Здесь были проведены маршрутные поиски, сопровождавшиеся штучным и бороздовым опробованием. Результаты анализа 213 проб показали, что карбонатные отложения енисейской свиты имеют неравномерный состав, только отдельные части разреза можно рекомендовать как сырье для глиноземного производства. Такими участками являются Кутень-Булук и участок № 3.

Участок Кутень-Булук, представляя возвышенность между двумя логами, сложен светло-серыми массивными известняками, реже слоистыми с большим количеством прожилок кальцита, достигающих 20—30 см мощности. Известняки образуют сплошные скальные обнажения в виде трех уступов на протяжении до 1 км. Известняки сложно дислоцированы, судя по единичным замерам слоистости общее падение толщи известняков северо-западное, простираение на северо-восток аз. 20—30°.

Анализ 32 проб из естественных обнажений показал, что средний химический состав этих известняков следующий:

окись кальция 54,29 проц.;
кремнекислота 0,66 проц.;
окись магния 0,71 проц.

Запасы известняков только в пределах опробованных обнажений оцениваются не менее 120 млн. тонн. Учитывая развитие подобных известняков северо-восточнее опробованного участка и возможность отработки известняков ниже подошвы склона (гидрогеологические

условия как благоприятные оцениваются до глубины 20—30 м) прогнозные запасы можно оценить в 250—300 млн. тонн.

Участок № 3 расположен в верховьях лога Кутень-Булука и занимает обособленную возвышенность с абсолютной отметкой 1060,2 м. Относительная высота над дном лога 260 м.

Возвышенность имеет крутые склоны, изобилующие скальными выходами коренных пород. Здесь развиты массивные светло-серые известняки с большим количеством кальцитовых прожилков. Среди массивных известняков встречаются горизонты небольшой мощности слоистых разностей, на основе которых устанавливается моноклинальное залегание известняковой толщи с северо-западным простиранием и падением на юго-запад под углом 40°.

Опробование естественных обнажений (52 пробы) выявило весьма неравномерный состав известняков:

окись кальция от 42,59 до 54,91%;
кремнекислота от 0,20 до 23,78%;
окись магния от 0,04 до 7,98.

В восточной части массива выявлены наиболее чистые разности, для них на основе 35 проб установлено среднее содержание:

окси кальция 53,54%;
кремнекислоты 1,34%;
окси магния 0,78%.

Запасы известняков такого качества оценены до подошвы возвышенности (отметка тальвега лога 880 м) в 100 млн. тонн. Учитывая распространение известняков к северу и возможность отработки их ниже подошвы склона, запасы могут быть, по меньшей мере, удвоены.

Остальные участки развития известняков хр. Азыр-Тала характеризуются или наличием прослоев доломитов или содержат много кремнекислоты. Районы Кутень-Булуцкого месторождения и участка № 3 (который может быть назван Чалпановским месторождением), несомненно, представляют интерес для дальнейшего изучения. В частности, очевидно, что запасы флюсовых известняков в этом районе можно значительно увеличить.

На крайнем юго-востоке хребта в районе ст. Усть-Бюрь известны Устьбюрское, Сартыгойское и Уйбатское месторождения, слабо изученные. Судя по одиночным пробам, для этих месторождений характерна неравномерность состава карбонатной толщи, в частности нерастворимый остаток составляет от 0,08 до 23,06 проц., окиси магния — от 0,8 до 5,8 проц. Запасы Устьбюрского месторождения оцениваются в 180 млн. тонн.

В северной части Батеневского кряжа оценке в 1947 г. подвергалось Сонское месторождение. Известняки по внешнему виду сходны с известняками хребта Азыр-Тала. Среди них изредка встречаются прослойки сланцев, конгломератов, а также секущие дайки порфиров. Мощность известняков колеблется в пределах 200—950 м. На месторождении утверждены запасы около 2 млн. тонн. Химический состав, судя по 270 пробам, изменяется следующим образом:

	Содержание в процентах		
	минимальное	максимальное	среднее
Окись кальция	50,10	55,72	54,54
Окись магния	0,16	2,52	0,65
Кремнекислота	0,36	6,84	

Качество карбонатных пород, развитых юго-западнее ст. Сон, не изучалось.

V. Базинский массив

Массив располагается в среднем течении р. База, удален от железной дороги на 5—25 км. Известны месторождения: Бейское, Аскизское и Базинское. Более изученное Базинское месторождение сложено белыми и светло-серыми, мелко-среднезернистыми массивными известняками кембрийского возраста. Известняки трещиноватые, с поверхности выветрелые, трещины заполнены красноватой глиной. Известняки сложно дислоцированы.

Химический состав по 40 пробам:

	Содержание в процентах		
	максимальное	минимальное	среднее
Окись кальция	54,96	51,10	54,13
Кремнекислота	3,04	0,32	1,34
Окись магния	3,44	0,20	0,82

Только на известном участке запасы известняков оцениваются в 40 млн. тонн, значительный прирост запасов можно считать вполне реальным.

VI. Бассейны рр. Томи и Шоры

Близ поселка Портала в верховье р. Аскиза карбонатные породы нижнего кембрия протягиваются широкой полосой северо-восточного простирания. В толще карбонатных пород зафиксированы два горизонта известняков. Стратегически нижний сложен мраморизованными известняками светло-серого и серого цвета, частично рассланцованными, крупнозернистыми, чаще массивными. Верхний горизонт представлен серыми мелкокристаллическими крепкими известняками, выделяющими при ударе запах сероводорода. Среди известняков в виде пятен наблюдаются долориты и доломитизированные известняки.

Химический состав известняков определялся по пробам из района пос. Портала. Результаты анализов следующие (средние данные):

- а) верхний горизонт — 60 проб.
нерастворимый остаток — 1,12 проц.,
окись магния — 1,28 проц.,
- б) нижний горизонт — 19 проб.
нерастворимый остаток — 1,73 проц.,
окись магния — 1,79 проц.,

В семи пробах определены окислы:

- окись кальция — 54,74 проц.;
- окись магния — 0,66 проц.;
- кремнекислота — 0,60 проц.

Горнотехнические условия благоприятные. Массив пересекается железной дорогой Абакан — Новокузнецк.

Запасы кондиционных известняков оцениваются в 1—2 млрд. тонн.

По аналогии с опробованными известняками Портальского месторождения, массивами «чистых» известняков, пригодных, по-видимому, для использования в качестве флюсового сырья, являются также массивы известняков на водоразделах рр. Шоры и Теи, Б. Шоры и М. Шоры.

Здесь распространены мраморизованные известняки и мраморы енисейской и усинской свит. Макроскопически это белые, светло-серые до темно-серых, массивные, реже слоистые до тонкослоистых известняки и массивные белые мраморы. Структура от тонкозернистой гетеробластической до крупнокристаллической мраморовидной. В единичных случаях (в непосредственной близости к тектоническим зонам) наблюдается вторичный кварц в виде отдельных зерен и скоплений.

Крупный массив известняков в нижнем течении рр. Б. Шоры и Теренсу и в истоках р. Томи совершенно неизучен, хотя располагается близко от железной дороги. Имеющиеся анализы по участкам Каратасу, Койсуку, Бискамже показывают высокое содержание окиси магния (вплоть до чистых доломитов). Участки чистых известняков по внешнему облику и микроскопическим описаниям можно ожидать в истоках р. Теренсу в районе пос. Тамалыка. Здесь развиты белые и светло-серые мраморизованные известняки усинской свиты кембрия. Запасы можно предполагать крупные. Этот участок соединен с железнодорожной веткой Ачинск—Абакан шоссейной дорогой протяженностью 70—80 км.

* * *

Рассмотрение материалов по карбонатному сырью юга Красноярского края позволяет сделать следующие выводы:

1. Наиболее перспективными в отношении выявления крупных запасов чистых известняков, пригодных как флюсовое сырье для алюминиевой промышленности, являются верховья реки Урюпа, район пос. Орджоникидзево, хребет Азыр-Тал и район ст. Портала. Состав известняков, крупные размеры их массивов позволяют с уверенностью надеяться на существование здесь месторождений с запасами до 1 млрд. тонн и выше

2. С учетом современной экономики и известных ближайших перспектив развития энергетики и транспорта юга края к первоочередной оценке могут быть рекомендованы:

а) массив известняков по р. Кургусулю (Шарыповский район, Боготольское месторождение).

б) месторождение Кутень-Булук (Усть-Абаканский район).

3. Карбонатные отложения западной части Восточного Саяна, пока удаленные от действующих железнодорожных путей, в связи со строительством дороги Абакан—Тайшет приобретают интерес и поэтому также требуют в ближайшие годы хотя бы рекогносцировочной оценки как флюсового сырья.

К. М. ИЛЬИН, В. В. БАРКОВ

ПРИРОДНЫЕ ПИГМЕНТЫ МАЗУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С ростом темпов промышленного и гражданского строительства в Красноярском крае повышается спрос на различного рода строительные материалы, в том числе и на минеральные краски, потребность в которых в настоящее время удовлетворяется в основном за счет ввоза из различных областей Советского Союза. Действующий в крае завод «Химик» перерабатывает сухие краски Журавского месторождения Воронежской области, а химический завод ввозит некондиционное сырье с Искитимского месторождения Новосибирской области и Тайгинского месторождения Кемеровской области. В то же время сырьевые ресурсы Красноярского края по этому виду сырья таковы, что позволяют организовать добычу природных пигментов, обеспечивающую полностью не только потребность края в минеральных красках, но и вывоз их за его пределы.

Помимо известных и в различные годы разрабатывавшихся месторождений, в последние годы при разведке Мазульского месторождения известняков среди рыхлых пород вскрыши выявлены две крупные и несколько мелких линз тонкодисперсных глин вишнево-красного цвета с редкой галькой кварца и щебенкой известняка.

Вишнево-красные глины вскрыты 25 скважинами колонкового бурения на площади около 340 тысяч кв. м. Одна из наиболее крупных линз оконтурена 16 скважинами колонкового бурения. Мощность вишнево-красных глин колеблется от 2 до 30 м.

Глины относятся к элювиально-делювиальным отложениям. Данные изучения спорово-пыльцевых комплек-

сов, среди которых установлена пыльца хвойных из семейства Pinaceae (род Pinus — сосна — 2 зерна) и покрытосемянных из семейства Fagaceae (род Quercus — дуб — 1 зерно), а также из семейства Compositae (травянистые — 2 зерна), позволяют отнести эти глины к третичному возрасту. Они перекрыты четвертичными суглинками мощностью от 1,5 до 5,5 м.

Макроскопически глина вишнево-красного цвета, плотная с включением обломков размером 1—10 мм белого и кремового цвета с матовым блеском.

Микроскопическое изучение глин, проведенное В. А. Байкаловой, позволило установить, что порода в основном представлена тонкодисперсной (пелитовой) массой, интенсивно пропитанной гидроокислами железа, находящимися в состоянии твердого геля. Высокое и равномерное содержание гидроокислов железа в породе затрудняло выяснение минерального состава, и лишь изометрично-чешуйчатый облик элементарных глинистых частиц позволил отнести эти глины к каолиновому типу. Обломочная часть породы представлена мелкоагрегатным каолинитом, редко обломками полевого шпата, еще реже зернами лейкоксена и черного рудного минерала, а также мелкими чешуйками гидратизированной слюды. Белые включения представлены смесью гидраргилита и каолинита. Термографические исследования не дали типичных эндо- и экзотермических эффектов ни для каолинита, ни для гидраргилита.

Химический состав вишнево-красных глин: кремнезема 36,82 — 50,41 проц.; окиси алюминия 21,08 — 26,03 проц.; окиси железа 22—31 проц.; окиси кальция 0,72 проц.; окиси магния 0,2—0,3 проц.; серного ангидрида 0,2 проц.; окиси титана 1,33—2,18 проц. и п.п.п. 8,06—9,99 проц.

Результаты технологических исследований двух проб:
Цвет — коричнево-красный;

Реакция водной вытяжки — нейтральная;

Растворимость солей в воде — 0,24—0,65 проц.;

Остаток на сите 4900 отв. — 0,6—1,2 проц.;

Потери при прокаливании — 9,1—10,0 проц.;

Маслоемкость — 31—32 проц.;

Укрывистость — 30—45 г/м²;

Растворимых солей железа — следы.

По данным ситового анализа, вишнево-красные гли-

ны представлены в основном фракцией меньше 0,06 мм, равной по пробе № 1 — 98,58 проц. и по пробе № 2 — 84,42 проц.

По заключению лаборатории завода «Химик», глины Мазульского месторождения полностью отвечают требованиям ОСТ 18163—39 на мумию и могут быть использованы для производства коричневой краски. Размеры линз, оконтуренных буровыми скважинами, позволяют с уверенностью оценивать запасы вишнево-красных глин в 2—3 млн. куб. м.

Имея в виду, что промышленность Красноярского края уже сейчас требует более 2 тысяч тонн сухой краски в год, необходимо решать вопрос об использовании собственных месторождений природных пигментов, отказавшись от дорогостоящего дальнепривозного сырья.

В этой связи заслуживает особого внимания тот факт, что сырьевой базой для строящихся в районе гор. Ачинска глиноземного и цементного заводов будет служить Мазульское месторождение известняков, на котором уже в настоящее время ведутся горноподготовительные работы. Вскрышные породы при этом убираются в отвал без учета наличия в них крупнейшего в крае месторождения природных пигментов.

Расположение Мазульского месторождения в развивающемся промышленном районе, хорошее качество пигментов должно привлечь внимание к месторождению. Краски целесообразно использовать в народном хозяйстве, а не вывозить в отвал, как «отход» производства Мазульского известнякового карьера. Более того, использование природных пигментов может сократить стоимость не только вскрышных работ, но и уменьшить себестоимость тонны известняка, а это значит тонны цемента и глинозема.

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ

Ю. И. ГОРЬКИИ

К КЛАССИФИКАЦИИ УГЛЕЙ ПО СТЕПЕНИ ИХ ГЕРМАНИЕНОСТИ

К настоящему времени накопилось достаточное количество фактического материала, чтобы сделать первые шаги на пути к классификации углей по степени их германиености. Эта классификация необходима для определения правильного направления дальнейших поисков месторождений богатых германиеносных углей.

Предлагаемый вариант основывается на анализе основных предпосылок, обуславливающих накопление и закономерности распространения германия в углях, с привлечением фактического материала, характеризующего германиеность углей, различных как по характеру исходного растительного материала, так и по условиям их образования.

В качестве основных предпосылок рассматриваются: влияние состава пород областей сноса и исходного растительного материала, геотектонических и биогидрохимических условий угленакопления, а также воздействие физико-химических процессов на первоначальную германиеность углей.

Можно считать доказанным, что основное количество германия, содержащегося в углях, обязано привносу его из областей размыва в область седиментации (торфообразования), где в результате химических и сорбционных процессов происходило накопление (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962, С. М. Манская и др., 1961, В. М. Ратынский, 1946 и др.). В связи с этим важное значение приобретает состав пород областей сноса (размыва), обуславливающий количество поступающего в область осадко(угле)накопления германия.

Среднее содержание германия в земной коре, по последним данным, составляет примерно $1,5 \cdot 10^{-4}$ весовых процентов (А. С. Жукова, 1960). В природных условиях германий не образует самостоятельных месторождений. Немногочисленные его минералы довольно редки и присутствуют, главным образом, в рудах ряда цветных металлов (Л. Б. Чернышева, 1959). Вследствие близости ионных радиусов двухвалентного германия и железа, цинка, магния, олова, свинца в ряде случаев отмечаются повышенные концентрации германия в сфалерите, халькопирите, борните, в вюрците, станнине, марказите, пирите, образующихся в условиях резко восстановительной среды. Близость ионных радиусов четырехвалентного германия к ионным радиусам кремния и мышьяка обуславливает присутствие германия в силикатах (роговой обманке, пироксенах, полевых шпатах, цирконе, каламине, гиперстене и др.). Незначительные концентрации германия наблюдаются в постмагматических образованиях (в сподумене, турмалине, лепидолите), в грейзеновых образованиях, обогащенных фтором (в топазе, мусковите, цинвальдците) и в окислах (касситерите, рутиле, хромистом железняке, танталите, лопарите, пирохлоре, кварце). Замещая в сульфидных образованиях мышьяк, германий входит в состав различных сульфосолей, таких как энаргит, люционит, теннантит и некоторые сложные сульфоарсенаты.

В результате вхождения германия в довольно повышенных концентрациях в состав целого ряда минералов выделяются следующие основные генетические типы германиеносных месторождений: пегматитовые, пневматолито-гидротермальные (грейзеновой, скарновой, касситерито-железисто-силикатной, касситерито-сульфидной, медно-молибденовой, колчеданной, мышьяково-медно-полиметаллической, полиметаллической, олово-серебряной формации), а также свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах и осадочно-метаморфизованные и осадочные месторождения (А. С. Жукова, 1960). В силу своих генетических особенностей почти все перечисленные основные типы германиеносных месторождений, за исключением осадочно-метаморфизованных и осадочных, связаны с породами кислого состава.

Среди основных групп магматических пород боль-

шее количество германия связано с породами кислого состава, в которых среднее его содержание составляет $2,4 \cdot 10^{-4}$, в то время как в породах среднего, основного и ультраосновного составов оно соответственно равно $1,7 \cdot 10^{-4}$, $1,5 \cdot 10^{-7}$ и $1 \cdot 10^{-4}$ весовых процентов (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962). Все это позволяет рассматривать породы кислого состава как наиболее благоприятные области сноса германия, а месторождения угля, для которых эти породы являлись источником сноса терригенного материала в период угленакопления, как наиболее перспективные на германий. Нельзя исключать из рассмотрения и породы осадочного комплекса, тем более, если они являлись также питающей провинцией. Среди них наиболее обогащены германием глинистые сланцы, в которых среднее его содержание приближается к $2 \cdot 10^{-4}$ весовых процентов, в то время как в песчаниках оно вдвое ниже, а в известняках — практически не устанавливается (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962).

Безусловно, привнос германия из областей сноса в область торфообразования является главным и необходимым фактором накопления его в углях. Но при этом немаловажную роль играют также геотектонические и биогидрохимические условия угленакопления.

Результаты изучения германиеносности углей различных генетических типов бассейнов показывают, что угли бассейнов паралического типа характеризуются пониженной германиеносностью по сравнению с углями бассейнов лимнического типа (К. Ю. Волков, 1958, К. В. Обрей, 1960, Л. Б. Травин, 1960 и др.). Это объясняется, по-видимому, более низкой концентрацией германия в областях седиментации (торфообразования) первого типа вследствие большего разубоживания (прибрежно-морские в основном и прибрежно-бассейновые фациальные обстановки) по сравнению с областями второго типа (внутриконтинентальные в основном и прибрежно-континентальные фациальные обстановки) при равном количестве поступления в их пределы германия. Следует также иметь в виду, что для образования бассейнов и месторождений второго типа было значительно больше соответствующих геотектонических обстановок в пределах материков, вследствие чего они имели как бы больший выбор среди богатых германием металлогенических провинций (областей сноса).

При выделении среди многочисленных угленосных формаций более и менее благоприятных в отношении накопления германия необходимо, помимо общих фациальных обстановок, обращать внимание и на другие их диагностические признаки. Среди них первоочередного рассмотрения заслуживают мощность самой формации и пластов угля (с увеличением мощности германиеносность, как правило, уменьшается), строение и устойчивость угольных пластов (в большинстве случаев более германиеносными являются угли пластов сложного строения и плохой устойчивости), преобладающие генетические и петрографические типы углей (повышенные концентрации германия характерны для гумусовых углей ксиловитрено-витренового и кларенового типов), степень метаморфизма углей (более метаморфизованные угли характеризуются более низкой германиеносностью), а также амплитуда последующего поднятия, от которой зависит сохранность формации. В первом приближении на основании рассмотрения указанных выше основных диагностических признаков среди основных типов угленосных формаций (по классификации Г. А. Иванова, 1959) более благоприятными в отношении накопления германия следует считать формации внутренних прогибов молодых подвижных платформ; к благоприятным следует отнести формации других прогибов молодых подвижных и внешних прогибов древних устойчивых платформ. В группу менее благоприятных формаций должны войти формации внутренних прогибов древних устойчивых платформ и промежуточных волновых прогибов, а в группу неблагоприятных — формации геосинклинальной группы.

Биогидрохимические предпосылки создают те условия, от которых зависит как само накопление, так и распределение германия в пласте угля. При этом важное значение имеет форма миграции германия из областей сноса (размыва) в область седиментации (торфообразования).

В последнее время установилось мнение, что германий в основном своем количестве мигрирует в активной форме и в меньшем — в пассивной (И. П. Ломашев и Б. И. Лосев, 1962). При активной форме миграции он накапливается в органической части угля, при пассивной — в минеральной. С органической частью угля гер-

маний имеет прочную химическую связь и в меньшей степени сорбционную (С. А. Гордон и др., 1958, В. М. Ершов, 1958, С. М. Манская и др., 1961). С минеральной частью связано обычно небольшое количество германия (10—20 проц.). В ней он присутствует в виде германатов или силикогерманатов, а в органической — в виде сложных органических соединений — гуматов германия. В зависимости от изменения формы миграции или водного режима торфяника соотношение количеств германия, связанного с органической и минеральной частями угля, может меняться.

Наиболее благоприятным типом торфяника являются низинные топяные болота, в которых доминируют процессы гелификации (Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург, 1960). Важным условием для взаимодействия германия с образующимися гуминовыми кислотами является низкое значение рН (от 1,0 до 2,4). При повышении значения рН наблюдается уменьшение количества связанного германия, а также ослабление процесса коагуляции и выпадения в осадок гуминовых кислот (С. М. Манская и др.; 1961). Неблагоприятной является обстановка проточных болот, верхние слои вод которых обогащены кислородом, вследствие чего происходит более интенсивное разложение (окисление) лигнино-целлюлозного материала с выщелачиванием (выносом) образующихся гуминовых кислот. В этих же условиях возрастает количество приносимого обломочного материала, что влечет за собой увеличение содержания германия в минеральной части угля.

Поскольку германий в основной своей массе связан с гелифицированной частью угля (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962), содержание его в различных петрогенетических типах будет зависеть от количества в них гелифицированного вещества. В этой связи увеличение германиености углей будет идти в направлении от фюзено-семифузенового к дюреновому, кларено-дюреновому, дюрено-клареновому, клареновому и ксило-витрено-витреновому типу. Эта закономерность хорошо подтверждается имеющимся в нашем распоряжении фактическим материалом. Исследования германиености стойких микрокомпонентов угля показали крайне низкую концентрацию в них германия (С. А. Гордон и С. Я. Сапрыкин, 1959). Это позволяет заключить, что

угли класса липтобиолитов должны характеризоваться меньшей германиеносностью по сравнению с углями класса гумитов. Среди их петрографических типов снижение германиеносности будет наблюдаться от коровых к споровым, кутикуловым и смоляным липтобиолитам.

Среди опубликованных данных отсутствуют сведения о степени германиеносности сапропелитов. Исходя из состава исходного растительного материала и процентного содержания гелифицированного вещества, можно предположить, что повышение германиеносности должно наблюдаться в направлении от собственно сапропелитов к гумито-сапропелитам и сапро-гумитам.

Поскольку наиболее блестящими (при равной степени метаморфизма) и менее зольными являются угли, состоящие из гелифицированных микрокомпонентов, то среди углей по степени их блеска более германиеносными будут блестящие и полублестящие разновидности, а по зольности — малозольные.

Отмеченные закономерности справедливы при миграции германия в активной форме. Если миграция элемента по той или иной причине происходила в основной массе в пассивной форме, то эти закономерности могут нарушаться вплоть до обратного порядка.

Кроме состава пород областей сноса, геотектонических и биогидрохимических условий угленакопления на накопление германия в углях оказывает влияние и характер исходного растительного материала. С одной стороны, он обуславливает в углях то количество германия (хотя и незначительное), которое обязано накоплению его растениями-углеобразователями в процессе жизнедеятельности. С другой стороны, при процессах торфообразования от состава исходного растительного материала зависит выход гуминовых кислот, необходимых для построения металлоорганических соединений германия или, иными словами, для накопления его в органической части угля.

Способность растений накапливать в себе минеральные вещества зависит, во-первых, от того, насколько это вызвано теми условиями, в которых они произрастают, и, во-вторых, насколько для этой цели у них развиты корневая система, ствол и листовая покров.

В образовании гуминовых кислот, как известно, основную роль играет лигнин и частично, возможно, цел-

люлоза (Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург, 1960). Протеины (белки) и липиды (жиры, воски, смолы) не принимают в этом участия. Анализируя с этих позиций растения различных эпох углеобразования, можно заметить, что способность растений-углеобразователей как накапливать в себе минеральные вещества, так и давать при разложении гуминовые кислоты прямо пропорциональна их эволюции. Следовательно, растения поздних эпох углеобразования следует рассматривать как более благоприятные для накопления германия.

Физико-химические предпосылки по отношению к накоплению германия в углях являются эпигенетическими в противоположность ранее рассмотренным. Под ними понимается влияние физико-химических процессов на первоначальную германиеносность углей. Из их числа более изученными являются процессы метаморфизма и выветривания. Имеющиеся данные свидетельствуют о снижении степени германиеносности углей с повышением их углификации (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962; Е. О. Погребницкий, 1959). Наиболее высокие концентрации германия (до 8,4 проц. на золу) отмечаются в лигнитах низкой степени углификации. В золе витренов бурых углей максимальное содержание германия достигает 7,5 проц., а в каменных, судя по опубликованным данным, -- 1,6 проц. С повышением степени метаморфизма каменных углей германиеносность их продолжает снижаться, достигая своего минимума в антрацитах.

Влияние процессов выветривания на первоначальную германиеносность углей окончательно еще не выяснено. Имеются указания на снижение германиеносности углей в зоне окисления (С. Н. Рябченко и др., 1962). При этом возможно вторичное обогащение углей германием в зоне цементации. Как известно, гумиты более легко поддаются процессам выветривания, чем липтобиолиты и сапропелиты (Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург, 1960). В связи с этим потеря германия первыми в зоне окисления будет более значительной, чем последними.

В результате суммирования результатов рассмотрения основных предпосылок, обуславливающих накопление и закономерности распространения германия в углях, возможно разграничение последних по степени их германиеносности (перспективности) на следующие четыре группы (типа): весьма перспективные, перспективные,

малоперспективные и неперспективные. В таблице 1 дана краткая характеристика выделенных типов на основании рассмотренных основных предпосылок.

При определении степени перспективности углей того или иного месторождения или района бассейна в первую

Основные диагностические признаки	Типы углей по степени их германиеносности	Весьма перспективные
1. Состав пород областей сноса периода угленакопления		Породы - кислого состава с наличием германиеносных месторождений руд цветных металлов, железа и т. д.
2. Местоположение по отношению к областям сноса периода угленакопления		В непосредственной близости
3. Типы угленосных формаций по геотектоническим признакам		Формации внутренних прогибов молодых подвижных платформ
4. Подтипы угленосных формаций по палеогеографическим признакам		Внутриконтинентальные
5. Генетические типы углей		Гумиты (преимущественно лигниты и гагаты)
6. Петрографические типы углей		Ксиловитрено - витреновый и клареновый типы
7. Исходный растительный материал углеобразования		Покрытосемянные
8. Степень углификации углей		Лигниты, гагаты и бурые угли
9. Степень выветривания углей		Угли, не затронутые процессами выветривания

очередь следует обращать внимание на состав пород областей сноса и степень углификации углей. Дальнейшему рассмотрению подлежат остальные диагностические признаки, имеющие примерно равнозначное влияние на накопление германия в углях.

Таблица 1

Перспективные	Малоперспективные	Неперспективные
Преимущественно породы кислого состава	Преимущественно породы среднего и основного состава	Преимущественно породы ультраосновного состава и осадочного комплекса, бедные германием
В незначительном удалении (десятки километров)	В значительном удалении (сотни километров)	В весьма значительном удалении
Формации прочих прогибов молодых подвижных платформ и внешних прогибов платформ	Формации внутренних прогибов древних устойчивых платформ и промежуточных волновых прогибов	Формации геосинклинальной группы
Прибрежно - континентальные	Прибрежно - бассейновые	Прибрежно-морские
Гумиты и сапрогумиты	Липтобислиты и гумито-сапропелиты	Сапропелиты
Дюрено - клареновый, кларено - дюреновый типы, а также касьянит и оболенскит	Угли дюренового типа и кеннели	Угли физено-семифузенового типа, коровые, споровые, кутикуловые и смоляные липтобиолиты, а также богкхеды и сапроколиты
Голосемянные	Папоротниковобразные	Псилофитовые и низшие растения
Угли марок Д и Г	Угли марок ПЖ и К	Угли марок ПС, Т и антрациты
Угли, слабо затронутые процессами выветривания (угли нижней подзоны выветривания)	Угли, значительно затронутые процессами выветривания (угли средней подзоны выветривания)	Угли выветрелые (угли верхней подзоны выветривания и естественных выходов на поверхность)

При этом рассмотрение петрогенетических типов углей и степени их выветривания позволит судить о степени перспективности различных пластов, их участков, пачек и горизонтов. В этом случае необходимо иметь в виду довольно часто отмечающуюся приуроченность повышенных концентраций германия к прикровельным и припочвенным частям (пачкам) пластов. Имеющиеся указания на обогащение углей германием вблизи тектонических нарушений (И. П. Ломашов и Б. И. Лосев, 1962) не пользуются широким признанием так же, как и связь повышенных содержаний германия с наличием в углях сульфидов.

В заключение следует отметить, что предложенная классификация углей по степени их германиености не является окончательной. С получением новых данных по генезису германия в углях и закономерностям его распространения в них эта классификация, несомненно, будет подвергнута уточнениям и возможным изменениям.

ЛИТЕРАТУРА

К. Ю. Волков. О закономерностях распространения германия в углях Подмосковского бассейна. Матер. по геол. и полезн. ископ. центр. районов Европ. ч. СССР. Вып. 1, Госгеолтехиздат, 1958.

С. А. Гордон, К. Ю. Волков, М. А. Менковский. О формах содержания германия в угле. «Геохимия», № 4, 1958.

С. А. Гордон, Ф. Я. Сапрыкин. Распределение германия и галлия в буром угле. Науч. тр. Моск. горн. ин-та, сб. 27, 1959.

В. М. Ершов. О характере связи германия с органическим веществом в ископаемых углях. «Геохимия», № 6, 1958.

Ю. А. Жемчужников, А. И. Гинзбург. Основы петрологии углей. Изд. АН СССР, 1960.

А. С. Жукова. К вопросу о генетических типах германиеносных месторождений. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 4, 1960.

Г. А. Иванов. Генетическая классификация угленосных формаций. Изд. МГ и ОН СССР, 1959.

И. П. Ломашов, Б. И. Лосев. Германий в ископаемых углях. Изд. АН СССР, 1962.

С. М. Манская, Т. В. Дроздова, Р. П. Кравцова; К. И. Тобелько. К биогеохимии германия. «Геохимия», № 5, 1961.

К. В. Обрей. Германий в каменном угле и некоторых продуктах его переработки. Бюлл. научн.-техн. инф. МГ и ОН СССР, № 1 (25), 1960.

Е. О. Погребницкий. О некоторых закономерностях распространения германия в углях Донецкого бассейна. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXV, вып. 2, 1959.

В. М. Ратынский. Германий в углях. Тр. биогеохим. лабор. АН СССР, т. 8, вып. 181, 1946.

С. Н. Рябченко, В. И. Алехина, Д. М. Лисин. Германий в углях зон выветривания. Изв. СО АН СССР, вып. 6, 1962.

А. Б. Травин. Некоторые закономерности распространения германия в углях Западной Сибири. «Геология и геофизика», № 2, 1960.

А. Б. Травин. О накоплении германия в углях. «Геология и геофизика», № 4, 1961.

Л. Б. Чернышева. Минералы германия. Геол. месторождений ред. элементов, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.

В. Н. СЕМЕНОВ

К СИДЕРОФИЛЬНОСТИ ГЕРМАНИЯ

При изучении закономерностей распределения германия в осадочных гематитовых, хлорито-гематитовых рудах и основных железистых минералах этих руд — гематите, магнетите, сидерите и пирите — было установлено, что наиболее высокие акцессорные содержания германия характерны для магнетита, незначительные для гематита и совсем не обнаружен германий в сидерите и пирите. Связь германия именно с железом установлена достаточно определенно. Построенные графики частоты встречаемости германия в гематитовых и хлорито-гематитовых рудах, в зависимости от содержания в них железа, показывают наличие прямой связи между германием и железом (рис. 1). Это же подтверждается характером частоты встречаемости германия и изменением средних содержаний железа по простиранию месторождения, в связи с изменением фациальной обстановки формирования руд (рис. 2).

Увеличение частоты встречаемости германия в гематитовых рудах, наиболее богатых железом, объясняется преимущественной сорбцией германия из водной среды коллоидальной гидроокисью трехвалентного железа. Причем, поскольку образование руд месторождения происходило в резкоокислительной обстановке, то сорбции подвергся четырехвалентный германий. В пользу правомочности этого утверждения свидетельствует близость значений Eh и pH осаждения трехвалентного железа и четырехвалентного германия (А. Е. Ферсман, 1958) и хорошо известная способность коллоидальной гидроокиси железа осаждать германий из растворов (Х. Я. Куус, 1960).

Количество проанализированных проб по категориям содержания железа
Количество проб с содержанием германия

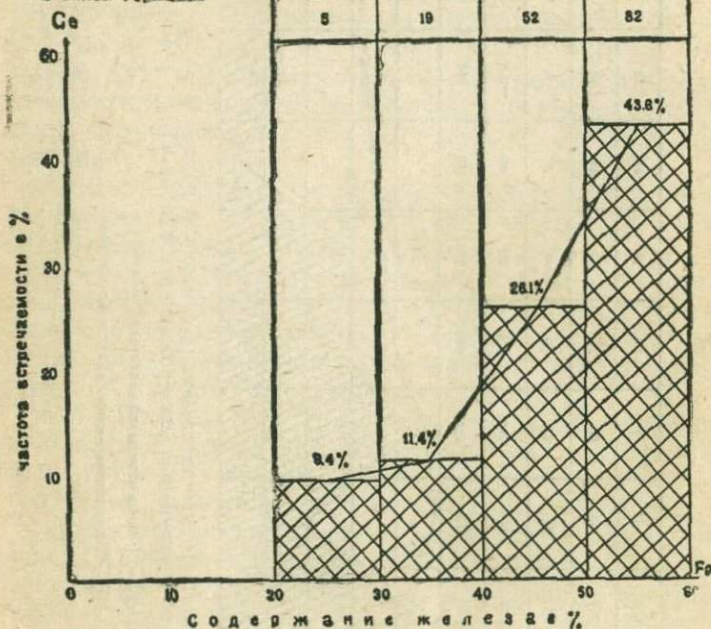
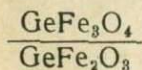


Рис. 1. Зависимость частоты встречаемости германия от содержания железа в рудах.

Содержание германия в магнетите изученных руд на порядок выше, чем в гематите при 90—100 проц. встречаемости этого элемента в магнетите.

Обогащенность германием магнетита по сравнению с гематитом дает основание говорить о подвижности германия при диагенезе и редукции $\text{Ge}^{+4} \rightarrow \text{Ge}^{+2}$ параллельно с редукцией $\text{Fe}^{+3} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$.

В этом случае, видимо, мера подвижности германия при диагенезе должна быть определена отношением



Резкое обогащение магнетита германием происходит в силу близости геохимических параметров

Порядок разведочных
линий
Число проб, проанали-
зированных на герма-
ний по рудам
Число проб, в которых
обнаружен германий
Частота встречаемости
в %
Среднее содержание
железа в рудах по
выбросанным пи-
ниям

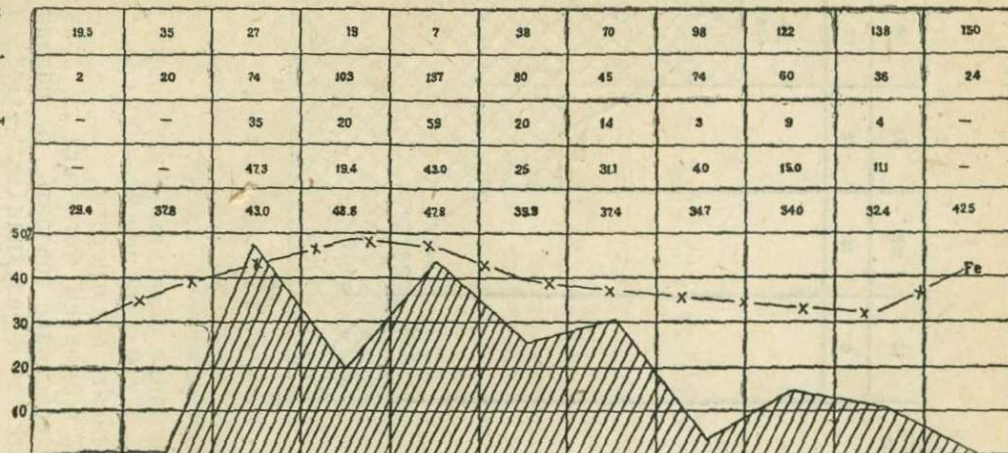




Рис. 2. Изменение частоты встречаемости германия в железных рудах по простиранию месторождения с ЮЗ на СВ.

 Линия изменения частоты встречаемости
 Линия изменения содержания железа

редуцированных двухвалентных ионов германия и железа. Двухвалентные ионы этих элементов, помимо одинаковой валентности и знака заряда, имеют близкие радиусы ионов $\text{Ge}^{+2}_{\text{гг}}=0,72\text{А}$; $\text{Fe}^{+2}_{\text{гг}}=0,74\text{А}$ (по Л. Аренсу), близкие потенциалы ионизации $\text{Ge}^{+2}=15,95$ эв, $\text{Fe}^{+2}=15,97$ эв (по Д. П. Григорьеву, 1962) и близкие свободные энергии образования соответствующих окислов $\Delta F^{\circ}_{\text{GeO}}=-57,7$ и $\Delta F^{\circ}_{\text{FeO}}=-58,4$ (по Р. Гаррелсу, 1962)

Это дает основание говорить о изоморфном замещении части ионов Fe^{+2} в решетке магнетита Ge^{+2} (видимо, правильное называть это явление эндокрипцией германия).

Доказательства геохимической связи железа и германия получены А. Г. Момджи и В. М. Григорьевым (1959) и Г. Б. Жилинским (1961), изучавшими природу и сущность этого явления в железных рудах осадочно-метаморфического происхождения. Показательно, что, установив обогащенность германием магнетита, авторы констатировали более низкие содержания германия в сидерите и отсутствие этого элемента в пирите.

А. Г. Момджи и В. М. Григорьев, обобщив имеющиеся данные по германиености железных руд различного минералогического состава и различных генетических типов, выделили 5 групп железных руд по степени их германиености. Сидеритовые и чисто гематитовые руды, не сопровождаемые скарнами, были отнесены к группе, характеризующейся наиболее низкими содержаниями германия.

Экспериментальные работы А. Л. Загянского (1962) по исследованию степени сродства германия с кислородом и серой также подтвердили возможность изоморфизма Fe^{+2} и Ge^{+2} «в первичных железных рудах».

В настоящее время геохимическая связь германия с железом установлена в широком диапазоне природных процессов, начиная от космических и кончая земными гипергенными, причем большинство исследователей приходит к выводу, что сидерофильность германия четко проявляется лишь в восстановительных условиях.

Однако сидерофильность германия не является «сквозным» свойством и всегда зависит от физико-химической обстановки среды, температуры, значений окислительно-восстановительного потенциала и концентрации водородных ионов.

В частности, работы А. С. Жуковой (1959, 1960) по геохимии и генетическим типам германиеносных месторождений в общем случае намечают зависимость геохимической специализации германия от типа природного процесса. Однако, признавая, что оптимальными условиями проявления сидерофильности германия являются восстановительные условия осадочного процесса и присутствие закисного железа, никто из исследователей не дает удовлетворительного объяснения меньшей концентрации германия в осадочных сидеритах и отсутствию его в пиритах.

Исключение составляют исследования А. Г. Момджи и В. М. Григорьева, которые объясняют низкие концентрации германия в осадочных минералах закисного железа, во-первых, неконтрастностью руд, т. е. распределением Ge^{+2} по нескольким минералам с двухвалентным железом (сидерит, железистые хлориты, ферростильпно-мелан, магнетит) и, во-вторых, наличием других двухвалентных элементов-примесей (как Mn, Mg), присутствие которых приводит к вытеснению германия и понижению его содержания в этих минералах.

Отмечая справедливость геохимических позиций этих исследований, нам представляется, что необходимо очень строго учитывать физико-химическую обстановку формирования каждого из осадочных минералов железа.

Физико-химические исследования Е. И. Соколовой (1962), проведенные на различных осадочных рудных месторождениях, показали, что каждый тип осадочных пород и руд обладает свойственными только этому типу значениями Eh и pH, которые отражают химический и минеральный состав породы. Различные минералогические типы руд обладают разными значениями Eh и pH, характерными только для определенного типа.

Определение окислительно-восстановительного потенциала в различных осадочных железных рудах, проведенное Е. И. Соколовой, показало, что наиболее высокое значение Eh (400—460 мв) имеют бурые железняки преимущественно гидрогетитового состава, а наименьшие значения Eh (в среднем около 180 мв) соответствуют сидеритовым рудам.

В работах Н. К. Хьюбера (1960) и Р. М. Гаррелса (1960), посвященных термодинамическим проблемам геохимии, приводятся результаты серии экспериментов,

проведенных для проверки теоретических соотношений полей устойчивости осадочных минералов — гематита, сидерита и пирита. Для этих минералов и магнетита построены диаграммы устойчивости в координатах Eh и рН, показывающие относительное положение их полей устойчивости в системе обычной морской воды.

По данным этих исследователей, гематит устойчив в окислительных условиях, магнетит и сидерит — от средних до умеренно восстановительных, пирит и сульфид железа — в сильно восстановительных условиях.

Хотя магнетит устойчив приблизительно при тех же значениях Eh, что и сидерит, но образуется он до сидерита в условиях щелочных значений рН.

Сопоставляя эти выводы с германиеносностью осадочных минералов железа, мы можем говорить об очень узких пределах значений Eh и рН, в которых германий четко проявляет свои сидерофильные свойства.

К аналогичным выводам приходят К. Фрондель и Дж. Ито (1962), изучавшие геохимию германия в зоне окисления уникального месторождения Цумеб (Юго-Западная Африка). Рассматривая области распространения двухвалентного и четырехвалентного германия в зоне окисления медно-свинцово-цинковых руд месторождения Цумеб, К. Фрондель и Дж. Ито указывали на строгую вертикальную зональность распределения соединений с разновалентными ионами германия. Зональность обусловлена различными значениями окислительно-восстановительного потенциала и рН среды. Граница Ge^{+2} и Ge^{+4} проходит под приближенной границей Eh и рН, которая отделяет зону окисления от зоны устойчивых сульфидов в процессе выветривания. Зона распространения Ge^{+2} не «опускается» значительно в область низких Eh, но и никогда не поднимается выше переходной зоны.

Приведенные соображения о геохимическом поведении германия в условиях восстановительной среды при гипергенных процессах позволяют сделать вывод о четком проявлении германием своих сидерофильных свойств лишь в определенных, довольно узких значениях Eh и рН среды, соответствующих слабо-восстановительным и щелочным условиям. Именно в этих условиях образуется магнетит, который и является наиболее германиеносным.

ЛИТЕРАТУРА

Гаррелс Р. М. Контроль среды осадочными минералами железа. Термодинамика геохимических процессов. Изд. ИЛ, 1960.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. Изд. ИЛ, 1962.

Гинзбург А. И. Некоторые вопросы геохимии германия и поисковые признаки богатых германиевых руд. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.

Гольдшмидт В. М. Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1933.

Григорьев Д. П. Основы конструкции минералов. Госгеолтехиздат, 1962.

Жилинский Г. Б. О некоторых закономерностях распределения германия в железорудных месторождениях. Изв. АН Казахской ССР, вып. 2, 1961.

Жукова А. С. К геохимии германия. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов АН СССР, вып. 3, 1959.

Жукова А. С. К вопросу о генетических типах германиеносных месторождений. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов АН СССР, вып. 4, 1960.

Загянский А. Л. О геохимии германия. ДАН СССР, т. 143, № 6, 1962.

Куус Х. Я. Исследование условий соосаждения германия с гидратом окиси железа. Изв. высш. уч. завед. СССР, серия «Химия и химическая технология», № 2, 1960.

Момджи А. Г. и Григорьев В. М. Германий в железных рудах. В сб. «Геология месторождения редких элементов», вып. 5, 1959.

Семенов В. Н. Германий, как возможный индикатор генетических особенностей железорудных месторождений. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Сб. КГУ, вып. 3, 1962.

Соколова Е. Н. Физико-химическое исследование осадочных железных и марганцевистых руд и вмещающих их пород. Изд. АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. III, IV. Избр. труды, Изд. АН СССР, 1958.

К. Фрондель, Дж. Ито. Геохимия германия в зоне окисления месторождения Цумеб, Юго-Западная Африка. Новости зарубежной геологии. Вып. 29, ВСЕГЕИ, 1962.

Хьюбер Н. К. Связь образования осадочных минералов железа с Eh и pH. Термодинамика геохимических процессов. Изд. ИЛ, 1960.

Эль-Вардани С. А. Геохимия германия. К книге «Геохимия редких элементов», Изд. ИЛ, 1959.

В. П. КУРГАНЬКОВ, Г. В. ФИЛИППОВ

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ИДАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

К ультраосновным породам, развитым на северо-восточном склоне Восточного Саяна и известным в литературе под названием идарского комплекса, предыдущие исследователи (В. И. Юркин (1961), А. Ф. Струкуленко (1957) и др.) отнесли пироксениты, перидотиты и серпентиниты. Считалось, что наиболее распространенными среди них являются пироксениты. Проводя лишь полутное изучение ультраосновных пород, эти исследователи пришли к не совсем правильной трактовке петрографических особенностей пород комплекса и неверной их систематике.

В процессе специального изучения, проведенного нами на Идарском и Пезинском белогорьях, установлено, что в составе пород Идарского комплекса доминирующее значение принадлежит дунитам и перидотитам (гарцбургитам) и развитым по ним серпентинитам, пироксениты же играют резко подчиненную роль.

Район исследований располагается в зоне сочленения интенсивно дислоцированных метаморфических образований бирюсинской свиты (Pt_1) Восточного Саяна со спокойно залегающими отложениями палеозоя Рыбинской впадины. Эта зона контролируется кингашским глубинным разломом, простирающимся в северо-западном направлении.

Ультраосновные породы образуют множество преимущественно мелких тел (к настоящему времени их выявлено более двухсот), залегающих исключительно среди пород бирюсинской свиты, сложенной амфиболовыми и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами. В

распределении тел гипербазитов намечается характерная закономерность (рис. 1). Полоса шириной в 10 км, примыкающая к Кингашскому глубинному разлому, содержит около 50 проц. известных тел, следующая полоса заключает лишь около 22 проц., третья — 16 проц. В последней полосе известно пока три тела. Таким образом, наиболее интенсивное проявление ультраосновного магматизма приурочено к зоне глубинного разлома и заметно убывает по мере удаления от нее.

По возрасту породы Идарского комплекса относятся к нижнему палеозою. Основанием для такой датировки является прорыв в ряде мест интрузией ультраосновного состава пород бирюсинской свиты (участок Боруль) и отложений кембрийского возраста в районе тункинских гольцов, а также наличие в составе интрузивных тел ксенолитов кристаллических сланцев бирюсинской свиты. Иная, по сравнению с вмещающими породами, ориентировка элементов сланцеватости в ксенолитах свидетельствует о внедрении ультраосновной магмы в породы, уже претерпевшие региональный метаморфизм.

Большинство тел ультраосновных пород представляют мелкие пластиноподобные или линзообразные залежи, залегающие согласно со структурой вмещающих пород. Лишь в редких случаях их контуры осложнены тектоническими нарушениями. Линии контактов тел характеризуются либо хорошо выраженной прямолинейностью, либо слабой волнистостью. В одном случае (верховье ручья Малмына, левого притока р. Кана) в теле гипербазитов отмечен небольшой выступ (апофиза),ходящий от него под углом 25°.

В строении тел обнаруживается зональность с развитием дунитов в центральной части и пироксенитов в эндоконтактных зонах. Среди дунитов, как правило, отмечаются шлировидные обособления гардбургитов.

Ультраосновные породы в той или иной степени амфиболитизированы и серпентинизированы. В крупных телах серпентинизация проявлена в эндоконтактных зонах и в виде узких полос внутри тел. Мелкие линзы и тела представлены аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Между степенью серпентинизации породы и ее цветом существует прямая зависимость: чем в более темные цвета окрашены ультраосновные породы, тем выше степень их серпентинизации. В процессе серпентиниза-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. КАН

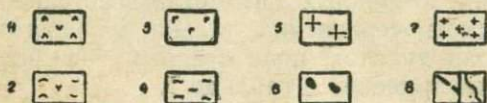
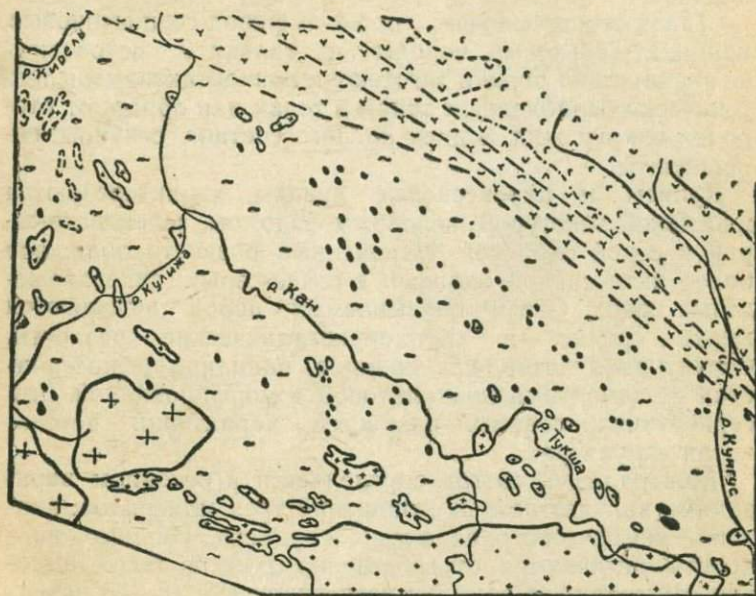


Рис. 1. Схема геологического строения верхнего течения р. Кан.

1. Средне-нижнедевонские песчаники, алевролиты, конгломераты, мергели и эффузивы основного состава.
2. Среднекембрийские эффузивы среднего и основного состава, диабазовые порфириды.
3. Нижнекембрийские сланцы, алевролиты, конгломераты, известковистые песчаники и доломиты.
4. Нижнепротерозойские кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы и гнейсы.
5. Силуро-девонские биотитовые и биотит-роговообманковые граниты.
6. Нижнепалеозойские гипербазиты (дуниты, перидотиты, пироксениты и серпентиниты).
7. Нижнепротерозойские микроклиновые граниты, гнейсо-граниты и мигматиты.
8. Геологические границы и тектонические нарушения.

ции отмечается определенная прерывистость. Разобщение во времени отдельных этапов серпентинизации характеризуется различными генерациями серпентиновых минералов.

Тальк-серпентиновые, тальк-амфибол-серпентиновые, карбонат-тальковые породы и талькиты встречаются значительно реже и тяготеют к приконтактовым и тектонически ослабленным зонам в телах или образуют оторочки вокруг жил и даек кислого состава, секущих гипербазиты.

Дуниты и пироксеновые дуниты характеризуются массивной текстурой, неровным изломом, зеленовато-серой и серой окраской. Измененные разности обладают более интенсивной окраской в темно-серых, синевато-зеленых тонах. Среди описываемых пород выделяются мелко-, средне- и крупнокристаллические разности. Структура дунитов, как правило, панидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и порфиroidной. Для серпентинизированных разностей характерна петельчатая структура.

Минеральный состав определяется в основном вариациями количественных отношений трех минералов: оливина, ромбического пироксена и рудного. Пироксеновые дуниты отличаются от собственно дунитов более высоким содержанием ромбического пироксена (6—25 проц). Измененные дуниты имеют более сложный состав за счет образования вторичных автометаморфогенных минералов: амфибола, серпентина, талька, магнетита и карбоната. Состав дунитов, подсчитанный на интеграционном столике, приведен в таблице 1.

Таблица 1

Название породы	Содержание в процентах					
	оливин	ромб. пироксен	рудный	серпентин	тальк	амфибол
Дунит (обр. 160-л.)	83	0,2	1,0	0,5	15,5	—
Дунит (обр. 623(4))	91	0,2	2,0	3,4	—	3,6
Дунит (обр. 111)	80	3,3	2,9	13,8	—	—
Пироксеновый дунит (обр. 622)	70	13,2	3,0	5,0	6,0	3,0

Оливин является основным минералом дунитов. Он характеризуется изометричной формой кристаллов, разбитых трещинами, высоким рельефом. Оптические константы, определенные в иммерсионных жидкостях и на универсальном столике Федорова, даются в таблице 2.

Таблица 2

№ обр.	Ng	Np	Ng-Np	2v
101-а	1,686	1,650	0,036	—
111	1,686	1,654	0,032	—
112	1,682	1,642	0,040	+ 88
160-к	1,682	1,650	0,032	+ 90
620	1,682	1,646	0,036	+ 88
629	1,674	1,642	0,032	+ 89

По оптическим свойствам оливин относится к мало-железистым разностям и в ряду Вагера—Дара занимает промежуточное положение между форстеритом и оливином (хризолитом).

Ромбический пироксен образует более крупные, чем оливин, кристаллы призматического габитуса с ясно выраженным удлинением, часто собранные в стяжения, подобные гломерокристаллическим. По оптическим свойствам ($N_g=1,666-1,700$; $N_p=1,658$; $N_g-N_p=0,008-0,012$; $2V=+76^\circ$; $cNg=0-4^\circ$) ромбический пироксен относится к энстатиту.

В виде единичных мелких идиоморфных зерен травяно-зеленого цвета встречается хромплеонаст.

Среди рудных минералов в дунитах выделяются хромит, магнетит, сульфиды — пирротин и пентландит.

Хромит является, несомненно, магматогенным минералом, тогда как магнетит, вероятнее всего, — продукт автометаморфических изменений первичных ультраосновных пород. Он весьма часто встречается или в сильно серпентинизированных дунитах, гарцбургитах, или в развивающихся по ним серпентинитах. Хромит выкристаллизовывается в большинстве случаев в виде ксеноморфных выделений, располагающихся в интерстициях оливина и ромбического пироксена. Он довольно однороден и почти не встречается в сростании с другими минералами. В краевых зонах кристаллов хромит несколько изменя-

ет окраску на более темные тона. Эти зоны обладают сильными магнитными свойствами, тогда как в центральных участках они проявляются лишь слегка. Хромит иногда окаймлен более поздними выделениями магнетита, особенно в интенсивно серпентинизированных разностях. Для выяснения состава хромитов в Центральной лаборатории Красноярского геологуправления был произведен химический анализ, который показал, что они являются высокожелезистыми разностями (Cr_2O_3 — 12,7 проц., Fe_2O_3 — 26,5 проц.).

Сульфиды—пирротин и пентландит—встречаются совместно в виде тонких сростаний. Реже удается видеть совершенно неправильные обособления пентландита размером 0,2 мм и меньше, располагающиеся на границе кристаллов оливина и пироксена. Кроме того, отмечаются тонкие (0,008 мм) пластиночки сульфидов, которые вырастают в кристаллы пироксена по двойниковым швам и трещинкам спайности. Количество сульфидов в ультраосновных породах не превышает обычно 2 проц.

Гарцбургиты несколько меньше распространены, чем дуниты. Они образуют в последних узкие полосы с постепенным переходом сначала в пироксеновые дуниты, затем в собственно дуниты. Для гарцбургитов характерна серая окраска с зеленоватым оттенком. В равномерно-зернистой массе иногда заметны более крупные выделения пироксена, отличающиеся от оливина по величине и наличию спайности. Количественно-минералогический состав наиболее типичных гарцбургитов приведен в таблице 3.

Таблица 3

№ образцов	Содержание в процентах					
	оливин	энстатит	рудные	амфибол	тальк	серпентин
122	53,0	38,0	3,0	3,5	—	2,5
582	28,2	36,5	6,0	2,5	—	26,7
646	30,0	61,0	3,0	—	6,0	—
647	35,2	56,3	4,2	—	4,3	—

Как видно из таблицы, главное отличие гарцбургитов от дунитов заключается в высоком содержании (26—70 проц.) ромбического пироксена.

Пироксениты среди ультраосновных пород идарского комплекса крайне незначительно развиты. Детальное изучение отдельных тел показывает, что большинство серпентинитов образовано не за счет пироксенитов, как это считают А. Ф. Струкуленко, В. И. Юркин и др., а являются продуктами автотематоморфизма, главным образом перидотитов и дунитов. Пироксениты даже в непосредственном контакте с серпентинитами или сильно серпентинизированными дунитами и гарцбургитами либо совсем не затронуты серпентинизацией, либо изменены в незначительной степени. Пироксениты были нами обнаружены в хорошо обнаженных телах гипербазитов (верховья руч. руч. Борыни, Туманьжи, Малмына), где они в виде узких прерывистых полос локализируются в эндоконтактной зоне. Для них характерна панидиоморфно-зернистая структура и мономинеральный состав, обусловленный наличием моноклинного пироксена. По оптическим свойствам ($2V=+60-61^\circ$; $N_g=1,698$; $N_p=1,670$; $cN_g=44^\circ$) он относится к диопсиду или авгитовому диопсиду. Рудные минералы, незначительное количество которых расположено в интерстициях, представлены мелкими ксеноморфными выделениями хромита, пирротина и пентландита.

Среди постмагматических процессов наиболее интенсивно проявлены процессы амфиболизации, серпентинизации и оталькования.

Амфиболизация является наиболее высокотемпературным процессом. Продукты этого процесса развиты не повсеместно и не с одинаковой степенью интенсивности, а приурочиваются главным образом к эндоконтактным и тектонически ослабленным зонам гипербазитовых тел. Амфиболизированные ультраосновные породы, в частности дуниты, довольно хорошо отличаются по своей структуре, характеризуясь развитием крупных (до 3—5 см) кристаллов бесцветного или слегка зеленоватого амфибола с характерной спайностью. Проведенные исследования показали, что по оптическим свойствам ($N_g=1,633$; $N_p=1,606$; $cN_g=16-19^\circ$; $2V=-86-88^\circ$) он относится к высокомагнезиальной разновидности амфибола—тремолиту. Последний кристаллизуется в интерстициях породообразующих минералов, разрастаясь в близлежащие зерна оливина или пироксена. Кристаллы тремолита обычно призматического или длиннопризма-

тического табитуса, как правило, лишены концевых граней. О более раннем выделении тремолита свидетельствует обрастание и замещение его серпентином и тальком, в результате чего он теряет характерную для него форму. Нередко можно видеть жилки серпентина, секущие кристаллы тремолита.

Серпентинизация ультраосновных пород проявлена широко. Незатронутых серпентинизацией дунитов и гарцбургитов практически не встречено. Как в тех, так и в других можно выделить все разновидности от слабо или почти неизменных через серпентинизированные и интенсивно серпентинизированные разности к аподунитовым и апогарцбургитовым серпентинитам.

Серпентинизация характеризуется неравномерной интенсивностью проявления. Наиболее интенсивно изменены дуниты и периодотиты краевых зон тел, а также ультраосновные породы, в той или иной степени катаклазированные. Выделение серпентина начинается либо на стыке или в трещинах кристаллов оливина, либо по зонам тектонических нарушений. В любом случае начальная стадия серпентинизации характеризуется появлением мелких пластиноподобных кристаллов антигорита, концевые грани которых расщепляются на тонкие волокна. Окраска их в шлифе слабо зеленоватая, буровато-зеленоватая или желтовато-зеленоватая; нередко аномальная фиолетово-синяя интерференционная окраска. Показатель преломления по оси N_g не опускается ниже 1,56, чем в значительной степени эти кристаллы отличаются от хризотила. Из взаимоотношений антигорита и хризотила видно, что первый является более ранним и, вероятно, более высокотемпературным серпентином.

Для антигоритовых разностей серпентинитов характерна псевдоморфная пластинчатая структура. Более поздняя стадия серпентинизации характеризуется широким развитием хризотила. Для хризотилowych серпентинитов типична спутано-волоконистая, пламенивидная структура. Хризотил в шлифах обычно прозрачный, бесцветный, иногда замутненный тонкой пылевидной вкрапленностью магнетита. Наибольший показатель преломления его обычно колеблется в пределах 1,552—1,549. Удлинение всегда положительное.

Хризотил-антигоритовые серпентиниты нередко секутся и замещаются скрытокристаллическими разностями

серпофита, который отмечается в виде мелких неиндивидуализированных агрегатов.

В перечисленных разностях серпентинитов крайне редко встречается и другая модификация серпентиновых минералов — бастит, образующий псевдоморфозы по ромбическому пироксену, что лишней раз подтверждает развитие серпентинита по дунитам и перидотитам, а не по пироксенитам.

К редко встречаемым минералам в серпентинитах относятся брусит, листоватые выделения которого диагностируются по более высокому двупреломлению, чем у антигорита, и хризотил-асбест — в виде тонких прожилков, выполняющих трещины. Иногда наблюдаются переходы хризотил-асбеста в амфибол-асбест, оптические и физические свойства которого занимают промежуточное положение между асбестом и амфиболом. Так, кристаллы амфибол-асбеста ($N_g=1,545$; $N_p=1,539$; $cN_g=15-17^\circ$) из жилы в борыньском теле гипербазитов, имеют длину 10—15 см, окрашены в зеленоватый цвет, хрупкие в отличие от эластичного асбеста, с твердостью 4—5.

С процессом серпентинизации связано интенсивное выделение магнетита. Последний образует тонкую сыпь по всей массе серпентина, с резкими обособлениями в виде извивающихся прожилков или стяжений причудливой, резко изрезанной формы.

Оталькование — наиболее поздняя стадия метаморфического превращения исходных ультраосновных пород. Этот процесс меньше развит, чем серпентинизация. Однако на отдельных участках тальковые породы развиты широко (участки Караган, Борынь).

В данном виде преобразования гипербазитов следует, очевидно, различать два разобщенных во времени процесса. Более ранним и менее интенсивным является оталькование, связанное с действием постмагматических растворов (автоматоморфическое оталькование). Выражается оно в избирательном замещении первично магматического ортопироксена мелкочешуйчатым агрегатом талька. В участках проявления повышенной интенсивности оталькования наблюдается замещение тальком оливина, вторичного амфибола и серпентина. В редких случаях удается наблюдать и обратное взаимоотношение, когда отдельные кристаллы талька рассекаются жилка-

ми серпентина. Это говорит о тесной связи серпентинизации и оталькования во времени, хотя, несомненно, основная масса талька образовалась несколько позже.

Образование тальковых пород в контактах гипербазитов с более молодыми интрузиями гранитоидного состава относится к аллометаморфическому процессу (Г. В. Пинус и др., 1958). Он развит значительно шире. В караганском теле, например, каждая жила пегматита или апатита имеет оторочку из тальковых пород и чем мощнее жила, тем шире зона оталькованных ультраосновных пород. В среднем же ширина зон оталькования колеблется в пределах 1,5—3 м.

В тальковых породах (талькитах) кроме талька присутствуют доломит, магнетит, пирит. Для талькитов характерна микролепидобластовая структура, обусловленная спутанно-чешуйчатыми индивидами талька, величина которых колеблется в пределах 0,05—0,2 мм. Среди массы талька ($N_g=1,579$; $N_p=1,540-1,543$) видны реликты как первичномагматических минералов — оливина и пироксена, так и тремолита и серпентина.

Геохимические особенности пород идарского комплекса выражаются в присутствии элементов группы железа Cr, Ni, V, Mn, Fe, Co . Первые четыре элемента содержатся в десятых и сотых долях процентов, для Co же свойственны тысячные доли процентов. Кроме того, характерно присутствие Cu и Zn . Исключение составляет Ti , отсутствующий в подавляющем большинстве анализируемых пород. По внесенному Н. Д. Соболевым (1959) изменению в петрохимические пересчеты А. Н. Заварицкого для ультраосновных пород коэффициент железистости M/F (отношение $MgO/Fe_2O_3 \pm FeO + MnO + NiO$ за исключением части MgO и FeO , идущих на образование хромшпинелидов) колеблется в пределах 8—10. По его мнению, ультраосновные породы, для которых $M/F=9-10$, относятся к ультрамагбазитам, характерным для глубоких прогибов земной коры. Им свойственно самостоятельное проявление больших масс периодотитовой магмы, в отличие от ультрафербазитов ($M/F=5-6$), являющихся производными дифференцированных габброидов.

Структурные особенности пород, их петрографический состав, определенная металлогеническая специализация (крайне низкое содержание титана), высокая маг-

незнальность ($M/F=8-10$) и отсутствие тесной пространственной связи с габброидами, на наш взгляд, свидетельствуют о том, что породы Идарского комплекса являются производными глубинной перидотитовой магмы. По всем этим признакам они существенно отличаются от пород дифференцированного ряда, к которому в Восточном Саяне относится Лысанский комплекс (А. Д. Шелковников, 1962) с его характерной железотитановой минерализацией и низкой магнезиальностью.

Породы Идарского комплекса наиболее перспективны для поисков концентраций хрома, никеля, вермикулита, а также талька и асбеста.

ЛИТЕРАТУРА

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. «Геохимия», № 8, 1959.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Сб. КГУ. Вып. 3, 1962.

Г. В. ФИЛИППОВ, О. И. ШОХИНА

О ХИМИЗМЕ ОЛЬХОВСКО-ЧИБИЖЕКСКОГО МАССИВА

Ольховско-Чибихежский массив, расположенный в западных отрогах Восточного Саяна, известен по описаниям Е. А. Гуковского (1934), Д. А. Тимофеевского (1947, 1948), А. Я. Булыникова (1925, 1929, 1940, 1948), А. Д. Шелковникова (1962) и других исследователей. Он находится на правом берегу р. Шинды и является западной частью Ольховской интрузии гранитоидов, протягивающейся от г. Артемовска на западе до верховьев р. Нырды на востоке.

По данным А. Д. Шелковникова, Ольховская интрузия представляет конкордантный межформационный лакколит, приуроченный к ядерной части Ольховского антиклинального поднятия. Последнее сложено интенсивно дислоцированными толщами протерозоя, синия и кембрия. Интрузивное тело ориентировано согласно с общим субширотным направлением антиклинальной структуры. Оно рвет и метаморфизует нижнекембрийские известняки (чибихежская свита) и эффузивно-осадочные породы среднего кембрия (осиновская свита). Додевонский возраст интрузии определяется, как указывает П. И. Ролдугин (1958), по присутствию гальки интрузивных пород этого комплекса в нижнедевонских конгломератах.

В строении Ольховско-Чибихежского массива принимают участие разнообразные гранитоиды, состав которых варьирует от лейкократовых гранитов до диоритов. Центральная его часть сложена крупнозернистыми и порфиroidными лейкократовыми плагиогранитами (ортоклаз-пертит—10—25 проц., плагиоклаз—40—65%,

кварц — 18—35 проц., биотит — 1—5 проц.), адаметлитами (ортоклаз-пертит—30 проц., плагиоклаз — 35 проц., кварц — 33 проц., биотит — 2 проц.) и биотитовыми гранитами (ортоклаз-пертит — 30—45 проц., плагиоклаз — 20—30 проц., кварц — 20—50 проц., биотит — 1—2 проц.). Выделить на площади отдельные разновидности пород не представляется возможным, т. к. соотношения между содержанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата непостоянные и резко меняются на небольших интервалах, что устанавливается лишь при изучении пород под микроскопом. Можно лишь сказать, что в центральной части массива преобладают лейкократовые граниты, а в западной — плагиограниты. В большинстве случаев породы интенсивно альбитизированы.

В эндоконтактах происходит постепенное изменение состава интрузивных пород: лейкократовый их облик сменяется на мезократовый, уменьшается содержание кварца, возрастает основность плагиоклаза, в составе темноцветных минералов начинает преобладать амфибол, появляется пироксен, значительно возрастает содержание акцессорных минералов, главным образом апатита и магнетита. Породы приобретают резко выраженный гибридный облик, для которого характерны такситовые текстуры и непостоянство минерального состава. В большом количестве здесь встречаются ксенолиты вмещающих пород и шлировидные обособления темноцветных минералов.

По направлению от центра массива к периферии плагиограниты постепенно переходят в гранодиориты, затем в кварцевые диориты и диориты. Реже встречаются небольшие участки такситовых пород состава габбродиоритов и шлировидные обособления меланократовых роговообманковых габбро. Все это разнообразие пород, слагающих эндоконтактовую фацию Ольховско-Чибихекского массива, вызвано активным взаимодействием гранитного расплава с вмещающими породами. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в северном контакте массива, где развиты все перечисленные выше типы пород. В северо-западном контакте преобладающим развитием пользуются плагиограниты и гранодиориты. Южная и западная эндоконтактовые зоны сложены в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Жильные породы Ольховско-Чибихекского массива

представлены микродиоритами, диорит-порфиритами, спессартитами, керсантитами, мелкозернистыми гранитами, аллитами и гранит-порфирами. Значительная часть жильных пород сосредоточена в контактовых зонах массива, причем в северной его части преобладают породы среднего состава, а в южной — кислого.

В пределах рассматриваемого массива в зоне северного его эндоконтакта выявлены интрузивные тела как более древние, так и более молодые по отношению к породам массива. В первом случае — это небольшое тело меланократовых пород, имеющих состав альбитизированных, окварцованных мелкозернистых диоритов в северо-западной части массива, с которыми гранитоиды имеют четкие секущие контакты и активно их ассимилируют, а также несколько небольших дайкообразных тел диоритового состава в северо-восточной части массива, во втором — это дайка кварцевых плагиопорфиров в северо-западной части массива и диорит-порфиров (по данным А. Я. Булыникова, 1925) в северо-восточной части эндоконтакта, секущих не только породы массива, но и кварцевые жилы с золотооруденением.

Многообразие пород, слагающих Ольховско-Чибихекский массив, обусловлено в основном процессами кристаллизационной дифференциации, ассимиляции и гибридизма.

Тесная генетическая связь разнообразных пород массива подтверждается их петрохимическим родством.

Вопросы химизма Ольховско-Чибихекского массива до последнего времени были разобраны лишь в работе А. Д. Шелковникова (1962), решающей более широкие вопросы комагматичности разновозрастных комплексов Восточного Саяна. В настоящей статье рассматривается химизм одного конкретного массива, с которым связано золотооруденение для выявления петрохимических особенностей, свойственных всему золотоносному комплексу.

Значительное количество химанализов (в работе приведено 34 из имеющихся в наличии 70 анализов), отобранных в пределах Ольховско-Чибихекского массива, позволяет получить довольно полное представление о его химизме (рис. 1, таблица 1).

Химический анализ пород показывает крайне неоднородный их состав. В очень широких пределах наблюда-

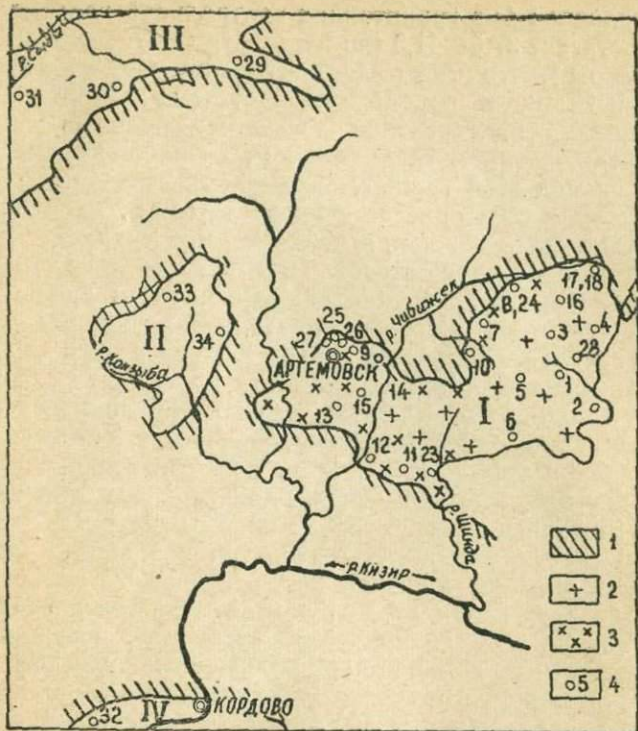


Рис. 1. Схема расположения проб химических анализов. Массивы: I — Ольховско-Чибижекский, II — Канызбинский, III — Верхне-Сыдинский, IV — Кордовский.

1 — вмещающие породы, 2 — граниты и плагиограниты, 3 — гнагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и т. д., 4 — места отбора проб на химический анализ.

ются колебания таких пороодообразующих окислов, как SiO_2 , MgO , CaO , окислов железа и щелочей. На диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (1950), породы Ольховско-Чибижекского массива имеют преимущественно гранитоидный состав. При этом все породы массива, за исключением гибридных габброидов, резко пересыщены кремнекислотой, выделяющейся в виде свободного кварца в количествах, значительно превышающих содержание его в гранитах среднего типа по Р. Дэли.

Величина Q в гранитоидах центральной части массива достигает 37,5—41,3 (по пересчетам методом А. Н. Заварицкого), что минералогически выражается в содержании кварца в породе в количестве 35—45 проц. В то же время характеристика b их занижена по сравнению со средним типом гранита по Р. Дэли. Лейкократовая часть пород этой группы, за счет пересыщения кремнекислотой, в большинстве случаев содержит меньшее количество щелочей, чем в среднем типе гранита. Содержание же полевошпатовой извести колеблется в широких пределах. Отношение $a:c$ варьирует от 5,6 до 18,0. Характерно, что величина $a:c$ меньшая, чем в среднем типе гранита, отмечается только у пород из контактовых зон массива, в которых, несмотря на высокое содержание свободного кремнезема, плагиоклаз имеет состав олигоклаз-андезина № 28—35. В породах же центральной части массива величина $a:c$ резко превышает числовое значение этого отношения для среднего типа гранита, что объясняется не только кислым составом плагиоклазов, но и явлениями альбитизации, широко захватившими породы массива.

Для всех пород этой группы отмечается преобладание натрия над калием. Коэффициент n колеблется в пределах от 60 до 63, причем большее его значение отмечается в породах приконтактных зон. Все породы пересыщены глиноземом. В составе цветной части пород алюминий обычно присутствует в количествах, превышающих содержание его в среднем типе гранита, а железо резко преобладает над магнием в соотношениях 3:1—7:1.

Центральная часть Ольховско-Чибижекского массива сложена лейкократовыми породами, которые по химическому составу отвечают граниту, характеризующемуся высоким содержанием кремнекислоты и глинозема и пониженным — щелочей и мафических элементов. Среди последних железо резко преобладает над магнием. По классификации А. Н. Заварицкого, эти породы попадают во второй класс группы 4—5.

Породы краевой фации массива, неоднородные по минералогическому составу и текстурам, характеризуются крайне невыдержанным химизмом. Они неравномерно обогащены меланократовыми компонентами. В поле основных пород попали анализы меланократовых

Химический состав пород Ольховско-Чибижского массива и других смежных массивов

Компоненты	Породы главной интрузивной фации					Породы эндоконтактовой фации																	Породы жильной фазы						Гранитоиды смежных массивов					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	SiO ₂	73,88	78,18	75,72	75,57	74,80	66,32	63,48	58,34	63,74	47,49	69,04	68,14	72,58	74,4	63,82	75,72	62,9	63,38	65,60	62,92	69,24	62,81	77,50	71,86	72,56	54,80	57,15	53,37	74,24	61,56	55,56	64,28	72,76
TiO ₂	0,14	0,05	0,09	0,10	0,10	0,30	0,74	0,58	0,66	0,52	0,26	0,36	0,31	0,27	0,35	0,09	0,5	0,69	0,42	0,53	0,30	0,86	0,08	0,23	0,13	0,64	0,70	0,78	0,28	0,81	1,16	0,75	0,21	0,65
Al ₂ O ₃	13,52	11,23	12,66	12,91	12,13	15,62	17,49	16,67	15,42	16,13	14,08	13,82	14,15	13,43	18,37	12,83	18,18	16,89	14,37	16,66	17,20	15,43	12,46	12,48	13,90	17,73	17,98	18,50	13,05	16,77	17,17	16,87	13,40	15,03
Fe ₂ O ₃	0,59	—	0,32	0,43	0,31	1,01	0,25	2,67	1,74	1,67	1,22	1,33	1,2	0,42	1,16	0,43	1,23	0,52	0,35	1,32	—	1,22	0,32	0,69	0,80	1,87	1,13	1,56	1,14	0,69	3,35	1,23	1,35	1,81
FeO	2,22	2,12	1,82	1,82	2,24	3,95	5,32	5,51	4,81	7,68	3,25	4,52	2,15	2,05	2,37	1,94	3,84	5,10	5,62	5,82	2,65	4,88	1,14	3,96	0,99	6,04	5,56	7,85	1,65	4,68	4,26	3,0	1,6	3,25
MnO	0,03	0,05	0,05	0,05	0,08	0,12	0,14	0,21	0,11	0,18	0,11	0,15	0,06	0,05	0,37	0,07	0,06	0,08	0,08	0,15	0,08	0,15	0,02	0,05	0,15	0,20	0,14	0,24	0,04	0,09	0,12	—	0,04	0,11
MgO	0,20	0,61	0,93	0,48	0,44	1,73	1,79	1,90	1,33	11,03	1,50	0,65	3,24	0,29	5,34	0,35	1,36	1,48	1,61	3,19	0,68	2,14	0,76	1,77	0,40	3,69	3,85	4,36	0,56	2,99	4,46	1,55	0,21	1,50
CaO	1,68	0,98	1,29	0,98	1,16	4,18	4,91	8,32	3,88	12,19	2,08	3,82	0,61	1,89	1,71	0,73	5,12	4,55	1,95	6,18	3,56	5,37	1,06	1,17	2,19	6,58	7,46	7,37	1,64	4,28	6,64	5,57	1,22	3,89
Na ₂ O	3,44	3,75	3,64	3,83	3,62	3,98	3,83	3,60	4,75	1,30	4,00	4,25	4,34	3,56	4,76	3,94	3,85	3,62	4,35	2,78	3,90	4,16	4,55	4,75	4,25	3,35	2,71	3,25	3,10	3,90	2,92	4,83	3,50	3,34
K ₂ O	3,31	3,65	3,58	3,33	3,36	1,98	1,34	0,83	1,35	0,32	3,75	0,90	0,71	4,02	0,75	2,44	1,32	1,28	0,88	14,4	1,80	0,32	2,62	0,98	2,75	0,90	1,82	0,99	4,78	2,28	1,42	0,27	3,69	2,30
п.п.п.	0,63	0,29	0,38	0,72	0,57	1,15	1,29	1,59	1,55	1,98	0,97	1,41	0,63	0,40	1,04	1,02	1,02	1,62	5,10	1,06	0,65	—	0,19	2,55	2,26	3,36	1,38	2,09	0,46	2,13	1,92	0,91	1,19	1,79
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,16	0,19	0,14	0,18	0,11	0,12	0,12	—	—	—	0,02	0,10	0,16	0,08	0,11	—	0,12	—	0,07	0,07	0,13	0,08	0,15	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,69	100,91	100,48	100,24	98,84	100,50	100,58	100,22	99,34	100,60	100,26	99,35	100,05	100,78	100,14	99,59	99,48	99,38	100,40	102,16	100,06	97,46	100,70	100,49	100,38	99,29	99,96	100,51	100,97	100,50	99,34	98,91	99,32	100,49
Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)																																		
a	11,9	12,6	12,3	12,5	12,3	11,5	10,5	9,4	12,5	3,3	13,9	10,7	9,5	13,1	10,5	11,5	10,6	9,9	11,0	8,6	11,0	9,9	13,0	11,2	13,1	9,4	8,9	8,9	13,2	12,0	8,9	11,0	12,5	10,6
b	4,6	3,1	4,2	4,5	3,8	7,9	9,5	14,9	9,0	33,1	6,6	7,3	14,1	2,7	19,9	5,7	8,7	9,9	12,1	12,5	6,8	10,7	2,5	9,2	2,4	15,0	14,7	18,0	3,3	10,4	16,0	7,5	5,0	7,4
c	1,9	0,7	1,4	1,1	1,3	4,7	6,0	6,7	4,2	9,2	2,3	3,9	0,7	2,1	1,9	0,8	6,4	5,6	2,4	6,6	4,2	5,6	1,2	1,3	2,6	8,1	8,0	8,5	1,8	5,3	7,6	6,0	1,4	4,7
d	81,6	83,6	82,1	82,0	82,5	75,9	74,0	69,0	74,3	54,4	77,2	78,1	75,7	82,1	67,7	82,0	74,3	74,6	74,5	72,3	77,9	73,8	83,3	78,3	81,9	67,5	68,4	64,6	81,7	72,3	67,5	75,5	81,1	77,3
f'	55,7	59,2	44,7	46,4	62,1	59,1	55,4	53,1	69,2	26,4	59,6	75,6	19,9	83,3	15,9	37,5	54,0	55,0	47,4	54,0	37,2	54,9	47,5	45,7	66,7	52,6	44,5	52,0	70,6	48,6	45,7	52,3	50,6	63,5
m'	7,1	30,6	33,8	15,9	17,2	36,5	31,3	22,2	24,6	56,4	37,3	14,1	35,0	14,3	42,0	8,0	26,6	25,3	22,9	42,7	15,6	34,6	42,5	31,2	27,8	44,0	46,0	43,2	25,5	48,6	48,9	35,5	6,6	34,6
e'	—	10,2	—	—	—	4,3	—	24,7	6,2	17,1	3,2	10,3	—	2,4	—	—	—	—	—	3,3	—	10,45	—	—	—	3,4	9,5	4,8	3,9	—	5,4	12,2	—	—
a'	37,2	—	21,5	37,6	20,6	—	13,2	—	—	—	—	—	45,1	—	42,0	54,5	19,4	19,7	29,7	—	47,1	—	10,0	23,1	5,5	—	—	—	—	2,7	—	—	42,8	1,9
n	61,1	61,3	61,0	62,4	62,3	76,1	81,3	86,6	84,3	87,5	62,5	87,2	90,8	57,5	91,5	71,8	81,3	81,7	88,7	74,5	76,8	96,0	72,3	88,4	70,1	84,3	70,0	83,9	50,0	73,0	75,7	97,5	59,5	68,8
o	37,5	41,3	38,2	37,8	39,2	24,1	21,0	12,5	19,4	7,0	24,3	30,9	31,7	35,9	12,5	40,2	21,0	23,8	24,6	4,2	29,7	22,2	39,4	32,9	35,0	8,1	11,0	2,9	35,2	15,3	9,6	33,8	35,8	28,7
n/c	6,2	18,0	8,8	11,3	9,4	2,4	1,7	1,4	2,9	0,35	6,0	2,7	13,5	6,2	9,6	14,3	1,6	1,7	4,6	1,1	2,6	1,8	10,8	8,6	5,0	1,1	1,0	1,0	7,3	2,4	1,1	1,8	8,9	2,2

такситовых разностей (роговообманковые габбро). Состав, структуры, текстуры и геологическое положение этих пород в эндо- и экзоконтактах свидетельствует об их гибридном характере. Нередко в ассоциации с гибридными образованиями наблюдаются скарны. Высокая концентрация в этих породах мафических компонентов, в ущерб кремнекислоте, обуславливает расположение их фигуративных точек в нижней части диаграммы. Большинство пород этого типа имеет резко выраженный натровый характер (n колеблется от 85 до 90). Среди них отмечаются как магнезиальные ($m:f=2:1, 3:1$), так и железистые разности с обратным соотношением компонентов. Для гибридных пород основного состава характерно значительно завышенное содержание кальция, который, вероятно, заимствовался из известняков.

Породы этой группы имеют ограниченное распространение и встречаются преимущественно в краевой зоне Ольгинско-Чибижекского массива. В большинстве случаев реакция взаимодействия известняков с гранитной магмой зашла более глубоко, и продукты этого процесса имеют более выравненный состав. Большинство анализов доконтактных зон массива группируется на диаграмме в поле гранодиорита и диорита. Этим породам свойственна пересыщенность кремнекислотой и пониженная щелочность при резком преобладании натрия. Коэффициент n колеблется в этой группе от 57,5—90,8.

Отношение щелочей и извести в составе плагиоклазов очень различно ($a:c=1,4-6,2$). Обычно оно ниже, чем в средних типах гранодиоритов и диоритов по Р. Эли. Содержание свободного кремнезема в этих породах нередко выше нормы (значение Q колеблется от до 35,0).

Характерно, что значительная часть анализов эндоконтактных пород показывает резкую пересыщенность глиноземом и намного заниженное содержание полепчатой извести за счет их биотитизации и альбитизации. По минералогическому составу такие породы соответствуют плагиогранитам, гранодиоритам, а по химизму они попадают в поле диоритов.

Такое несоответствие в составе пород кремнекислоты, щелочей и мафических компонентов, невыдержанные соотношения между ними подтверждают гибридное происхождение пород эндоконтактной фации.

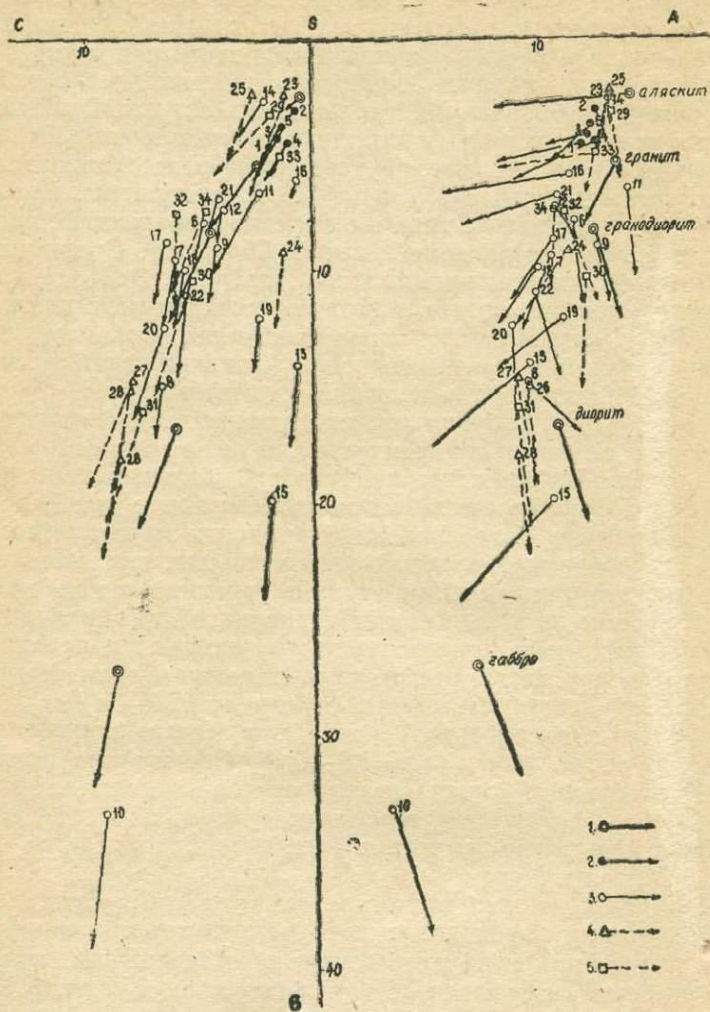


Рис. 2. Диаграмма химического состава пород Ольховско-Чибижевского массива и других смежных массивов (по А. Н. Заварицкому).

1 — средний состав изверженных горных пород по Р. Дэли, 2 — породы главной интрузивной фации, 3 — породы эндоконтактной фации, 4 — жильные породы, 5 — гранитоиды смежных массивов.

Таким образом, эндоконтактовые разности пород Ольховско-Чибижекского массива, с одной стороны, сохраняют признаки, свойственные породам всего массива, с другой — приобретают новые качества, вызванные активным взаимодействием гранитоидов с вмещающими породами. Основное отличие в химизме пород эндоконтактовой фации от пород главной интрузивной фации состоит в резком снижении в их составе кремнекислоты за счет увеличения мафических элементов, а также в возрастающей роли магния и кальция в составе последних.

Жильные породы Ольховско-Чибижекского массива охарактеризованы 6 анализами. Все они имеют общие признаки химизма, свойственные всему массиву.

Такие петрохимические особенности как пересыщенность кремнекислотой, заниженное содержание щелочей, натровый характер пород и преобладание железа в мафической части позволяют считать все эти различные по минералогическому составу образования продуктами одного магматического очага. Разнообразие пород определялось как явлениями дифференциации, так и активным взаимодействием магмы с вмещающими толщами. При этом, как и предыдущие исследователи (А. Я. Булытников, А. Д. Додин, 1958, Ф. Я. Пан, 1957, А. Д. Шелковников, 1962), мы полагаем, что исходной магмой Ольховского комплекса была гранитная.

При сопоставлении химического состава пород Ольховско-Чибижекского массива с химизмом других грани-

Перечень пород, петрохимические характеристики которых приведены на рис. 2.

1 — лейкократовый гранит, 2 — порфировидный аляскитовый гранит, 3 — аляскитовый гранит, 4 и 5 — адамеллит (по А. Д. Шелковникову, 1957), 6 — биотит — роговообманковый гранодиорит, 7 — биотитовый гранодиорит, 8 — роговообманковый диорит, 9 — биотитовый гранодиорит, 10 — роговообманковое габбро, 11 — биотит — роговообманковый гранодиорит, 12 — роговообманковый гранодиорит, 13 — кварцевый диорит, 14 — гранит, 15 — кварцевый диорит (13—15 по П. И. Ролдугину и др., 1958), 16 — плагιοгранит (по А. Д. Шелковникову, 1957), 17 и 18 — кварцевый диорит (по Ю. И. Шеломову, 1958), 19 — кварцевый диорит (по Ю. И. Шеломову, 1958, правый берег р. Шинды, северный контакт), 20 — кварцевый диорит (по А. Д. Шелковникову, 1957, левый берег р. Шинды, северо-восточный контакт), 21 — адамеллит (по А. Я. Булытникову, 1929, правый берег р. Шинды, северный контакт), 22 — гранодиорит (по И. А. Смирновой и др., 1959, левый берег р. Шинды, южная часть интрузива), 23 — мелкозернистый аляскитовый гранит, 24 — мелкозернистый гранит, 25 — гранит-порфир, 26 — диоритовый порфирит, 27 — спессартит (по В. Н. Натарову, 1937), 28 — диорит-порфирит (по А. Д. Шелковникову, 1957), 29 — гранит, 30 — гранодиорит, 31 — диорит, 32 — плагιοгранит, 33 — гранит, 34 — гранодиорит (последние шесть анализов по П. И. Ролдугину и др., 1959).

тоидных массивов Восточного Саяна (рис. 2) было установлено, что тем и другим гранитоидам свойственны некоторые общие черты химизма: пересыщенность кремнекислотой, преобладание железа над магнием, свидетельствующее о невысоких температурах их образования, и резко выраженные черты гибридизма.

ЛИТЕРАТУРА

А. Я. Булытников. Краткий отчет о геологических работах в Ольховско-Чибижевском золоторудном районе Минусинского уезда в 1924 г. Изв. Зап. Сиб. отд. Геол. ком., т. 5, вып. 1, 1925.

А. Я. Булытников. Геологические исследования в Нижне-Кызырском районе Минусинского округа в 1926 г. Изв. Зап. Сиб. отд. Геол. ком., т. 9, вып. 2, 1929.

А. Я. Булытников. Особенности петрологии и рудоносности Ольховско-Чибижевского золоторудного района. В кн. «Тр. научн. конференц. по изуч. и освоению произ. сил Сибири», т. 2, Томск, 1940.

А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. ТГУ, сер. геол. т. 2, 1948.

Е. А. Гуковский. К вопросу о генезисе месторождений Ольховско-Чибижевского контакта. Вест. Зап. Сиб. ГГРТ. Вып. 5, 1934.

А. Л. Долин. Магматизм Восточного Саяна. Геологическое строение СССР, Госгеолтехиздат, т. 2, 1958.

В. Н. Долгова. К вопросу о Беллыкском интрузивном комплексе. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Сб. КГУ. Вып. 1, 1961.

А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

Ф. Я. Пан, А. А. Предтеченский. Объяснительная записка к Гос. геол. карте. Лист N—46. Госгеолтехиздат, 1957.

Д. А. Тимофеевский. Структурные особенности Константиновского золоторудного месторождения. «Сов. геология», вып. 20, 1947.

Д. А. Тимофеевский. О поисковых критериях контактово-метасоматических золоторудных месторождений Восточных Саян. «Сов. геология». Вып. 32, 1948.

А. Д. Шелковников. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. Сб. КГУ. Вып. 3, 1962.

Ю. Г. ШЕСТАКОВ

ОКОЛОРУДНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД И ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Использование особенностей околорудного изменения пород и геохимических методов поисков в деле выявления глубокозалегающих тел магнетитовой руды слабо практикуется при геологоразведочных работах. Не уделено достаточного внимания этим вопросам и в геологической литературе. Создавшееся положение не случайно и объясняется некоторой переоценкой возможностей геофизических методов разведки.

Публикуемый материал получен в результате двухлетних работ по изучению магнетитового оруденения на железорудных месторождениях Ирбинской группы.

Месторождения Ирбинской группы (Восточный Саян) приурочены к контакту гранитоидных пород силуродевонского возраста с эффузивно-осадочными образованиями кембрия. Рудные тела залегают, в основном, среди скарнов, но встречаются среди роговиков и нескарнированных интрузивных образований. По нашим представлениям, рассматриваемые месторождения сформировались в результате разорванных во времени скарнового и гидросиликатового этапов оруденения, причем большая часть запасов представлена рудами гидросиликатового типа, для которых и приводится характеристика околорудного изменения пород и ореолов рассеяния элементов-примесей.

Околорудное изменение пород

Оруденение гидросиликатового этапа сопровождается интенсивной эпидотизацией, хлоритизацией, пироксе-

низацией, амфиболизацией и сульфидной минерализацией вмещающих пород. Рудные тела как бы заключены в чехол пород, претерпевших тот или иной комплекс перечисленных изменений.

Замещению эпидотом подвергаются гранат, пироксен, полевые шпаты. При слабом замещении эпидот образует отдельные зерна и их скопления внутри первичных минералов. При интенсивном изменении породы эпидот полностью замещает ранее существовавшие минералы. Характер развития эпидота при замещении различных минералов различен. По пироксену он развивается вдоль трещин спайности с периферии зерен. При замещении граната и полевых шпатов эпидот образует пятна и неправильные скопления в центральных частях зерен, хотя нередко разъедает их и с периферии. Часто эпидот образует в породе сеть мелких прожилков с резкими или расплывчатыми контактами. Минерал относится к ряду клиноцоизит-эпидот и имеет переменный состав. В среднем эпидот содержит 18—20 мл% $\text{Ca}_2\text{O Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.

Замещению хлоритом наиболее подвергаются скариновые минералы. При замещении граната создается характерная петельчатая структура, обусловленная развитием хлорита по многочисленным трещинкам с образованием мелких разрозненных реликтов. Контуры реликтов граната, в зависимости от интенсивности изменения, четкие или расплывчатые. Развиваясь по пироксену и роговой обманке, хлорит в некоторых случаях образует гомосевые псевдоморфозы.

Кроме скарнов хлоритизации подвергаются роговики и интрузивные породы. Как правило, породы в этом случае предварительно были раздроблены. Хлорит, часто совместно с кальцитом, развивается по сети мельчайших трещин с замещением минералов породы. Интенсивность замещения может достичь такого значения, что порода превращается в хлоритовое или карбонатно-хлоритовое образование. В общем, степень хлоритизации вмещающих пород усиливается с приближением к рудному телу.

Окраска хлорита меняется от светло-зеленоватой до отчетливо зеленой. Плеохроизм по схеме: $N'g$ — светло-зеленый, $N'r$ — почти бесцветный, желтовато-серый; $N'g$ — желтовато-зеленый, $N'r$ — желтый, $N'g$ — голу-

бовато-зеленый, N'p — бесцветный. Удлинение чешуек положительное, угол $2v$ большой, Ng—Np колеблется в пределах 0,005—0,012. Реже встречается хлорит-пеннин, отличающийся малой величиной двупреломления (0,003—0,005) и чистой бледно-зеленой окраской.

Пироксенизация вмещающих пород проявляется развитием вблизи рудных тел крупнокристаллического сорудного пироксена. Пироксен развивается в виде отдельных кристаллов и пятен. Грубо граница его распространения устанавливается макроскопически. Окраска минерала от бесцветной до голубовато-зеленой, часто зональная. Пироксен принадлежит к диопсид-геденбергитовому ряду и содержит 40—44 проц. геденбергитовой составляющей.

Роговая обманка развивается в основном по гранату и пироксену. Амфиболизация пород часто настолько интенсивна, что реликты первичных минералов возможно различить только под микроскопом. Роговая обманка представлена призматическими кристаллами с расщепленными концами или образует зернистые скопления. Окраска ее зеленая и голубовато-зеленая, отчетливая. Плеохроизм ясный. Оптические свойства не являются строго постоянными; с увеличением голубоватого оттенка наблюдается уменьшение угла с Ng и двупреломления. В синеватых разновидностях наблюдается дисперсия оптических осей.

Микрохимический анализ монофракции показал повышенное содержание в роговой обманке щелочей (Na_2O —0,99 проц., K_2O — 1,01 проц.).

При выделении зон измененных пород на геолого-минералогических разрезах, к эпидотизированным и хлоритизированным разностям отнесены скарны, роговики и интрузивные образования. Содержание эпидота и хлорита в таких породах превышает 5 проц.

Установлено, что эпидотизация, хлоритизация и пироксенизация вмещающих пород могут быть использованы в качестве поискового признака рудной зоны¹, тогда как амфиболизация и сульфидная минерализа-

¹ В дальнейшем породы, претерпевшие амфиболизацию и сульфидную минерализацию, прослеживающиеся на продолжениях рудных тел по восстанию и падению (пути циркуляции флюидов), называются нами зонами оруденения.

ция вмещающих пород является указателем отдельных рудных тел.

Эпидотизация вмещающих пород достигает наибольшей интенсивности в корневых частях рудной зоны (рис. 1). Породы, подвергшиеся этому изменению, прослежены по ее падению за пределы известных контуров рудных тел на расстоянии более 200 м. Как правило, такие участки содержат незначительное количество вкрапленности и жилок магнетита. Мощность эпидотизированных пород превышает мощность промышленного оруденения более чем в два раза (от 1,9 до 3,8). По восстанию рудной зоны интенсивность эпидотизации ослабевает, уступая место хлоритизации.

Мощность хлоритизированных пород превышает мощность промышленного оруденения в 3—4 раза (от 2,1 до 4,5). Породы, подвергшиеся этому изменению, прослежены по восстанию рудной зоны на расстоянии до 150 м от экономического контура рудных тел.

Пироксенизация вмещающих пород, аналогично хлоритизации, тяготеет к верхним уровням рудной зоны к области выклинивания рудных тел по восстанию, но поражает значительно меньшие объемы пород. Площадь пироксенизированных пород превышает площадь промышленного оруденения почти в два раза (от 1,5 до 3,3). По восстанию рудной зоны породы, подвергшиеся пироксенизации, прослеживаются над промышленными контурами рудных тел на расстоянии до 30—40 м.

Амфиболизированные вмещающие породы тяготеют к верхним частям отдельных рудных тел и прослеживаются над ними на расстоянии до 80 м. Мощность пород, подвергшихся амфиболизации, достигает первых десятков метров. Как правило, такие породы содержат гематит в виде жилок и тонкой вкрапленности.

Сульфиды в виде тонкой вкрапленности, рассеянных минералов и жилок приурочены к рудным телам и породам зоны оруденения. В породы всяческого бока рудных тел сульфидная минерализация распространяется на расстояние более 10 м от контура рудного тела. По восстанию рудного тела и зоны оруденения содержание сульфидов увеличивается.

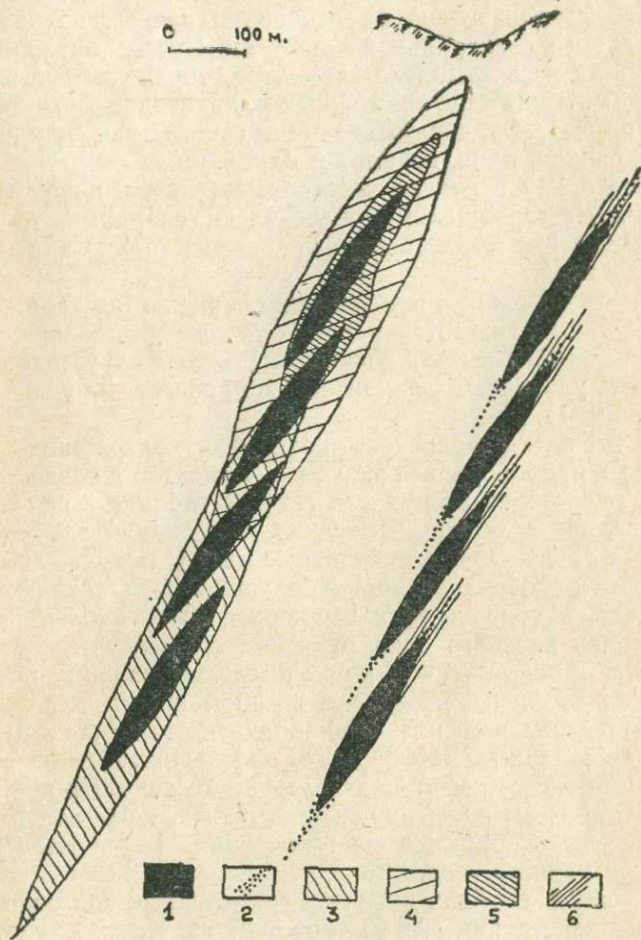


Рис. 1. Зоны околорудного изменения пород:
 1. Рудные тела. 2. Вкрапленность магнетита.
 3. Эпидотизация; 4. Хлоритизация;
 5. Пироксенизация; 6. Амфиболизация.

Эндогенные ореолы рассеяния

Выявление эндогенных ореолов рассеяния элементов-примесей произведено на основании данных полуколичественного спектрального анализа. Пробы анализировались на весь комплекс элементов, определяемый этим методом. В качестве возможных индикаторов магнетитового оруденения, заслуживающими внимания, признаны медь, свинец, цинк, кобальт и барий.

Поскольку основная масса вмещающих пород изученных месторождений представлена скарнами, то все геохимические исследования проведены только для этих образований.

Анализ свежих и измененных скарнов (под термином «измененные» имеются в виду породы, подвергшиеся перечисленным выше изменениям) позволил установить привнос указанных элементов в процессе оруденения (таблица 1).

В таблице 2 приведены колебания содержаний отдельных проб и среднее значение элементов в зависимости от расстояния до рудного тела. В таблице 3 приведены средние значения изменения содержаний элементов по зоне оруденения. Приведенные цифры получены в результате опробования керна большого числа скважин.

Медь, в содержаниях выше фонового, наблюдается в породах всячего бока рудных тел на расстоянии до 60 м¹. С приближением к рудному телу содержание ее увеличивается и в интервале 0—30 м превышает фоновое более чем в 10 раз. В скарнах лежачего бока медь, в содержаниях выше фонового, прослеживается на расстоянии более 40 м от контура рудного тела. По восстанию и падению зоны оруденения повышенные содержания меди наблюдаются на расстояниях более 100 м от контура рудного тела.

Свинец в породах всячего бока рудных тел появляется на расстоянии 80—90 м от рудного тела. С приближением к последнему содержание его увеличивается. В скарнах лежачего бока свинец прослеживается на расстоянии до 40 м от контура рудного тела. По восстанию зоны оруденения свинец наблюдается на расстоянии бо-

¹ Фоновое содержание меди равно 0,002 проц.; цинка — 0,006 проц.; свинца — < сл.; бария — < 0,01; кобальта — 0,003.

Таблица 1

Породы	Кол-во проб	Содерж.	Э л е м е н т ы				
			медь	свинец	цинк	кобальт	барий
Скарны свежие	47	От—до	0,001—0,3	нб*—0,01	нб—0,06	нб—0,006	нб—0,02
		Средн.	0,021	0,0008	0,007	0,035	0,001
Скарны изменен.	330	От—до	нб—0,3	нб—0,03	нб—1,0	нб—0,01	нб—0,03
		Средн.	0,046	0,0016	0,030	0,065	0,006

* нб — не обнаружено.

Таблица 2

Расстояние до рудного тела	Кол-во проб.	М е д ь		С в и н е ц		Ц и н к		К о б а л ь т		Б а р и й	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
70—100	2	нб—0,006	0,003	сл	сл	нб	нб	нб—сл	сл	нб	нб
50—70	10	нб—0,01	0,002	нб—0,003	сл	нб—0,02	0,006	сл—0,02	0,002	нб	нб
40—50	13	нб—0,06	0,024	нб—0,01	0,002	нб—0,06	0,010	сл—0,02	0,004	нб	нб
30—40	15	нб—0,01	0,008	нб—0,01	0,002	нб—0,06	0,013	нб—0,01	0,003	нб	нб
20—30	29	нб—0,1	0,020	нб—0,01	0,001	нб—0,6	0,076	нб—0,03	0,005	нб—0,03	0,004
10—20	40	нб—0,3	0,021	нб—0,01	0,002	нб—0,6	0,032	нб—0,06	0,004	нб—0,03	0,002
0—10	122	нб—0,3	0,022	нб—0,03	0,002	нб—0,6	0,037	нб—0,06	0,005	нб—0,03	0,005
Руда	179	нб—0,3	0,025	нб—0,03	0,003	нб—1,0	0,046	нб—0,03	0,005	нб—0,06	0,004
—(0—10)	65	нб—0,3	0,010	нб—0,03	0,003	нб—0,3	0,017	нб—0,03	0,003	нб—0,03	0,002
—(10—20)	14	0,001—0,1	0,016	нб—0,01	0,003	нб—0,03	0,007	нб—0,006	0,004	нб	нб
—(20—30)	4	0,001—0,06	0,017	нб—0,002	0,001	нб—0,003	сл	нб—0,01	0,005	нб	нб
—(30—40)	3	0,002—0,01	0,008	нб—0,001	сл	нб—0,006	0,004	нб—0,002	0,002	нб	нб

Таблица 3

Уч-ки зоны оруд.	Расст. до руд- ного тела	Кол-во проб	Э л е м е н т ы (в %)				
			медь	сви- нец	цинк	ко- бальт	барий
Надрудн.	50—100	4	0,004	сл	0,004	0,003	нб
	0—50	16	0,008	0,003	0,006	0,005	0,001
Рудный	Верхн.	32	0,003	сл	0,022	0,007	0,030
	Центр. часть	30	0,017	сл	0,030	0,004	0,020
	Низы	28	0,044	сл	0,084	0,010	0,053
Подрудн.	—						
	(0—50)	5	0,009	сл	0,006	0,004	нб
—	(50—100)	7	0,003	нб	0,003	0,012	нб

лее 100 м, а по падению — лишь до 50 м от контура рудного тела.

Цинк, в содержаниях выше фонового, в скарнах всячего бока наблюдается на расстоянии 60 м от рудного тела. В интервале 0—30 м над рудой содержание его в 5—7 раз превышает фоновое значение. В скарнах лежащего бока содержание цинка быстро понижается и достигает фонового значения на расстоянии 15—20 м от рудного тела. По восстанию и падению зоны оруденения повышенные значения цинка наблюдаются на расстояниях более 50 м от контура рудного тела.

Повышенные содержания кобальта в скарнах всячего бока рудных тел наблюдаются на расстоянии 40—50 м и прослеживаются на расстоянии до 30 м в породы лежащего бока. Ореол кобальта слабый, повышенные значения его превышают фоновое до двух раз. По восстанию зоны оруденения повышенные значения кобальта прослежены на расстоянии до 50 м, по падению — более 100 м.

Барий в скарнах всячего бока рудных тел появляется на расстоянии 30—40 м от контура рудного тела, в скарнах лежащего бока — до 15 м. По зоне оруденения барий обнаруживается только в надрудной части, на расстоянии до 50 м от рудного тела. Следует подчеркнуть, что в рудах содержание всех приведенных элементов резко превышает фоновое значение.

Приведенные данные следует рассматривать как усредненные ориентировочные величины расстояний распространения элементов-примесей во вмещающие породы. Как видно из таблицы 2, наравне с общим повыше-

нием содержания элементов по мере приближения к рудному телу, часть проб на всех интервалах дает их содержание ниже фонового.

Анализ мономинеральных проб скарновых и наложенных минералов показал, что медь и свинец, в содержаниях выше фонового, присутствуют в эпидоте, хлорите, позднем пироксене, амфиболе и сульфидах; цинк и кобальт — в хлорите, позднем пироксене, амфиболе и сульфидах; барий — в позднем пироксене и амфиболе. Таким образом, выявленные ореолы элементов-примесей тесно связаны с околорудным изменением пород.

Точность спектроскопических данных определена путем параллельного анализа зашифрованных проб, искусственно приготовленных смесей скарна и магнетита. Для интересующих нас элементов величины отклонений от среднего содержания составили: свинец — ± 50 проц, цинк — ± 100 проц., барий — ± 33 проц. В определении меди и свинца ошибки не обнаружено.

Данные спектрального анализа проконтролированы и химическим анализом. Содержание элемента, определенное химическим анализом, в 1,5—2,0 раза превышает его содержание, определенное спектроскопией.

Иными словами, результаты полуколичественного анализа при большом числе проб могут быть использованы в работах подобного рода, и данные, полученные на их основе, могут быть признаны достоверными.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Околорудные измененные породы и эндогенные ореолы рассеяния элементов-примесей могут быть использованы при оценке природы возмущающего объекта слабых магнитных аномалий;

2. Указателем рудного характера магнитной аномалии является развитие на ее площади эпидотизированных, хлоритизированных и пироксенизированных пород. Естественно, что аномалия, сопровождающаяся хлоритизацией пород или хлоритизацией и пироксенитизацией, является более перспективной, чем аномалия, сопровождающаяся только эпидотизацией вмещающих пород;

3. Участки амфиболизации и сульфидной минерализации, а также участки повышенных содержаний меди, свинца, цинка, кобальта и бария среди хлоритизированных и эпидотизированных пород являются указателями отдельных рудных тел.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Ф. С. ФАЙНБЕРГ, Э. Н. ЛИНД

О МАГНЕТИЗМЕ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

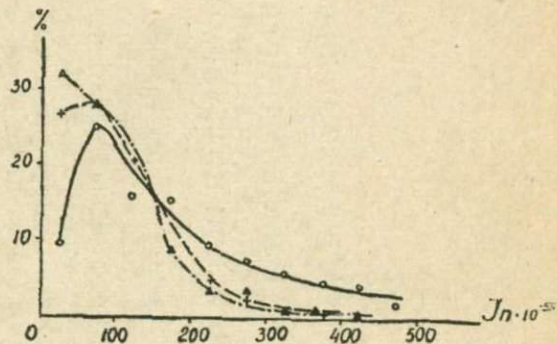
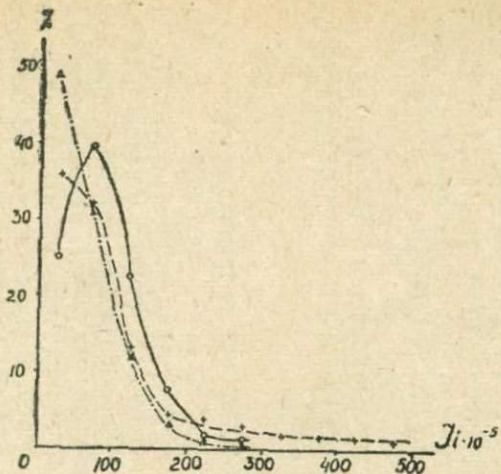
Намагниченность интрузивных траппов западной части Сибирской платформы изучена авторами по четырем крупным маршрутам, выполненным в разные годы под руководством одного исполнителя. Исследования магнитных свойств по этим маршрутам проводились однотипными приборами (ленточными магнитометрами Фанзелау, цена деления 10 гамм) и по единой методике.

Указанные маршруты — по рр. Чуне (Ф. С. Файнберг, 1960; Ф. С. Файнберг, Н. Н. Дашкевич, 1960), Подкаменной Тунгуске и Курейке — пересекают западную окраину платформы в субширотном направлении на уровнях, соответственно, около 57° , 58° , 62° и 67° северной широты.

Известные материалы позволяют сделать ряд выводов о региональном изменении магнитных свойств трапповых интрузий.

А. Изменение величин намагниченности

Сводные вариационные кривые индуктивной I_i и остаточной I_n намагниченности траппов Ангары, Подкаменной Тунгуски и Курейки (без учета полярности и состава интрузий) приведены на рис. 1. Можно видеть, что средние величины I_i значительно уменьшаются в направлении с юга на север. Количество слабомagnetных образцов (I_i менее $50 \cdot 10^{-5}$ СГС) составляет (в % от общего количества):



- Ангара (800 обр.)
- +—+ П.Тунгуска (780 обр.)
- ▲—▲ Курейка (690 обр.)

Рис. 1.
Вариационные кривые I_1 и I_2 интрузивных траппов.

в разрезе р. Ангары	— 25
»—» р. Подкаменной Тунгуски	— 35
»—» р. Курейки	— 50

Аналогично, хотя и менее отчетливо выражено, и распределение величин I_n в тех же разрезах.

Следует отметить также, что зависимость величины $Q=I_n: I_1$ от наклона вектора I_n обратнополярных траппов, хорошо выдерживающаяся в южных частях платформы (разрезы рр. Ангары, Чуны), в северной и центральной части (Норильский район, Подкаменная Тунгуска) большей частью выражена очень неотчетливо, возможно, потому, что значения Q соответствующих интрузий в этих районах редко превышают 2.

Таким образом, региональные изменения магнитных свойств интрузивных траппов западной окраины Сибирской платформы можно считать установленными. Эти изменения, по нашему мнению, могут быть обусловлены или преимущественным развитием в разных частях платформы различных по составу и намагниченности комплексов интрузий, или же региональной дифференциацией трапповой магмы, в результате чего имело место общее уменьшение железистости траппов в северных районах.

Б. Направление остаточной намагниченности

Во всей западной части Сибирской платформы интрузии положительной и отрицательной полярности приблизительно одинаково распространены. Исключение представляет юго-западная окраина платформы (разрез р. Чуны), где обнаружены интрузии только обратной полярности, обнажающиеся на огромных площадях.

Интрузии обратной полярности всех изученных разрезов, а также в Норильском районе и Приангарье, характеризуются специфическим «радиальным» распределением направлений вектора остаточной намагниченности: они обладают более или менее выраженными (запад-северо-западными) азимутальными ориентировками A и разнообразными наклонами i , меняющимися от -85° до 0° , и даже до $+20-30^\circ$.

Азимутальные направления («склонения») I_n обратно полярных траппов несколько меняются с севера на юг: в бассейнах Ангары и Чуны 300° , в разрезе Подкамен-

ной Тунгуски 280—290°, в разрезе р. Курейки и Норильском районе 270°. Изменение склонения выражено достаточно четко, несмотря на значительный разброс I_n , особенно при пологих наклонениях.

Траппы положительной полярности относятся к нескольким интрузивным комплексам, из которых наиболее распространен катангский. Направление остаточной намагниченности пород катангского комплекса повсеместно северо-восточное, с наклонениями от 78° до 84° (таблица 1). Характерен малый разброс I_n как отдельных интрузий, так и образцов из одной интрузии. По мере продвижения с юга на север (Ангара, Подкаменная Тунгуска, Курейка) склонение I_n увеличивается с 67 до 73°, наклонение уменьшается с 84 до 78°.

В Норильском районе интрузии катангского комплекса нами не изучены. Положительной полярностью там обладают интрузии четвертой фазы (по М. Л. Лурье, 1962) траппового магматизма, среднее направление которых определяется азимутом $A=96^\circ$ и наклонением $i=78^\circ$. Хотя эти цифры и согласуются, в общем, с приведенными выше для катангского комплекса, все же их не следует принимать во внимание при рассмотрении характера региональных изменений I_n , поскольку мы имеем здесь дело с интрузиями, резко отличными по составу, возрасту и условиям формирования.

Каковы причины изменения направления I_n разновозрастных траппов различных частей платформы? Наиболее вероятным представляется, что фиксируемая намагниченность отражает древнее магнитное поле эпохи образования интрузий. Следовательно, мы должны разобрать вопрос о палеомагнетизме сибирских траппов.

В. Некоторые вопросы палеомагнетизма интрузивных траппов

В основе палеомагнитного метода, применительно к изверженным породам, лежит представление о том, что любая интрузия, остывая от температуры выше точки Кюри, намагничивается в направлении, совпадающем с вектором земного магнитного поля эпохи кристаллизации магмы. Если породы являются магнитостабильными (т. е. способными в течение геологического времени сохранять первоначальное направление I_n), то по вектору

остаточной намагниченности интрузии можно судить о древнем магнитном поле.

Наклонение вектора магнитного поля Земли зависит от географической широты пункта; склонение же всегда принимается равным нулю, т. е. континентальные аномалии при палеомагнитных построениях учтены быть не могут.

Естественно, что даже строго разновозрастные породы, образовавшиеся на больших площадях, должны в силу различного пространственного положения приобрести различное направление остаточной намагниченности. Но координаты полюса, вычисленные по этим данным, должны быть одинаковы для всех разновозрастных интрузий, независимо от их местоположения.

Траппы положительной полярности можно считать магнитостабильными. В самом деле, они повсеместно характеризуются кучным расположением векторов I_n , причем средние направления I_n не совпадают с современным магнитным полем. Кроме того, лабораторными исследованиями (В. В. Металлова, 1962) установлена высокая устойчивость намагниченности этой группы пород по отношению к размагничивающим факторам. Вычисление координат северного магнитного полюса эпохи образования траппов катангского комплекса (триас) по направлению I_n дает следующие результаты:

Таблица 1

Место отбора образцов		Направление I_n					Координаты полюса в Т		Полуоси эллипса вероятн.	
Разрез	Координат	А	i	а	φ	λ	θ ₁	θ ₂		
									Ф	Л
р. Курейка	67° 89°	73°	78°	2,5°	63°	145°	4,4°	4,7°		
р. П. Тунгуска	62° 93°	68°	81°	3,3°	63°	131°	6,1°	6,4°		
р. Ангара, нижнее течение		67°	84°	2,7°	61°	112°	4,3°	4,7°		

Как видно из таблицы, широта полюса остается более или менее постоянной — 61—63°. Долгота же его изменяется от 112° (разрез р. Ангара) до 145° (разрез р. Курейки); иначе говоря, чем севернее находятся изученные интрузии, тем восточнее оказывается положение

древнего полюса, вычисленное по направлению I_n этих интрузий. Выявленное расхождение, по-видимому, вполне закономерно; во всяком случае, оно не является следствием погрешности определений.

Возможно, указанная закономерность обусловила значительное расхождение данных различных исследователей магнетизма изверженных пород Сибирской платформы о положении магнитного полюса в триасе (таблица 2). Следует учесть, что приводимые в таблице 2 данные характеризуют траппы без учета их связи с определенными комплексами. Поэтому сюда же включены и сведения об интрузиях норильского комплекса.

Таблица 2

Место отбора образцов			Координаты древнего полюса		А в т о р
район	координаты		φ	λ	
	Ф	Л			
СЗ Сибирской платформы (эффузивы) Норильский р-н			44°	155°	Б. В. Гусев (1963)
			69° 38°	58° 135°	Ф. С. Файнберг, Э. Н. Линд (1963)
Якутия Нижняя Тунгуска			63° 112°	62° 141°	Л. И. Саврасов (1963)
			65° 92°	62° 128°	М. И. Элиман

Из этих данных видно, что рассчитанные точки полюсов лежат в основном в той же полосе, которая, по-видимому, на самом деле имеет ЗСЗ—ВЮВ направление (судя по данным Б. В. Гусева и норильским интрузиям).

Причины описанного явления неясны. Во всяком случае, оно не может быть объяснено частичной нестабильностью исследовавшихся пород.

В самом деле, использование частично нестабильной I_n для вычисления координат древнего полюса приводит к тому, что положение последнего смещается по направлению к истинному, т. е. к северу; таким образом, если в изученных разрезах имеются траппы с различной степенью стабильности I_n , то вычисленные полюса расположатся в полюсе меридионального простирания (а не широтного, как это имеет место в действительности).

Для подтверждения приведем некоторые вычисления.

Если магнитный полюс был расположен в точке с современными координатами $\lambda=155^\circ$ в. д.; $\varphi=44^\circ$ с. ш. (по Б. В. Гусеву), то направление вектора магнитного поля (а следовательно, и I_n), рассчитанное по известным формулам (А. Н. Храмов, 1958) в пунктах, расположенных вдоль 97 меридиана, при отсутствии региональных аномалий будет:

Таблица 3

Координаты пункта		Вычисленное направление		Направление с учетом частич- ной нестабиль- ности пород		Примечание
Л	Ф	A_B	i_B	$A_{0,5}$	$i_{0,5}$	
97°	70°	99°	69°	71°	79°	При располо- жении маг- нитного по- люса в точке 155 в. д. — 44 с. ш.
97°	65°	93°	69°	58°	78°	
97°	60°	83°	69°	48°	76°	
97°	55°	79°	69°	40°	74°	

Примем для вычислений, что породы частично нестабильны и содержат 50 проц. нестабильной компоненты. Если перемагничивающим является теоретическое (дипольное) поле Земли, соответствующее современному положению полюса, то направление I_n пород с учетом нестабильности будет таким, как это указано в столбцах 5, 6 таблицы 3, а вычисленные по этим I_n координаты полюса во всех четырех пунктах дают: $\lambda=155^\circ$ в. д.; $\varphi=67^\circ$ с. ш. Иначе говоря, положение полюса сместилось к северу на расстояние, равное половине расстояния от древнего полюса до современного. Сходный результат получается и в том случае, если за перемагничивающее поле принять современное (в тех же пунктах). Таким образом, наблюдаемое распределение вычислительных полюсов в полосе широтного простираения не может быть объяснено нестабильностью изучавшихся пород.

По нашему мнению, на намагниченность нормально полярных траппов повлияла древняя континентальная

аномалия, искажившая конфигурацию магнитного поля Земли. В результате вычисление древнего полюса в предположении о дипольном характере земного поля приводит к неверным следствиям.

О возможности использований для палеомагнитных реконструкций траппов обратной полярности нами ранее было сделано отрицательное заключение (Ф. С. Файнберг, 1960). Применительно к исследованным обратно полярным интрузиям рр. Ангары, Чуны, Подкаменной Тунгуски, Курейки и Норильского района оно сохраняет силу ввиду большого разброса I_n и, следовательно, невозможности выделения первоначального направления вектора остаточной намагниченности. В некоторых конкретных случаях, когда, например, породы обратной полярности обладают строго выдержанными отрицательными I_n , использование их для палеомагнитных целей, как показал Б. В. Гусев, возможно.

Следует обратить внимание на то, что обратная (северный полюс вектора I_n направлен вверх) намагниченность траппов Южной Африки (Graham K. W., Nales A. L., 1957) и Индии (Дж. Клегг и др., 1962) распределяется также в северо-западном направлении с некоторым разбросом. Не исключено, что такой характер распределения отрицательной I_n является общим для всех пород трапповой формации мезозойского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Б. В. Гусев. Магнетизм изверженных пород севера Сибирской платформы и его значение при геологических исследованиях. Автореф. дисс., 1963.

Дж. Клегг, К. Радакришнамурти, П. В. Сахасрабудхе. Остаточная намагниченность траппов Раджмахал в северо-восточной Индии. Сб. «Палеомагнетизм», ИЛ, 1962.

М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. А. Полунина. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. Сб. «Петрография Вост. Сибири». Изд. АН СССР, 1962.

В. В. Металлова, И. Г. Золотов, Ф. С. Файнберг. Результаты исследования магнитных свойств траппов южной части Сибирской платформы. Уч. зап. ЛГУ, № 303, 1962.

Д. И. Саврасов, Г. Г. Камышева. К вопросу о применимости палеомагнитного метода для оценки возраста сибирских траппов. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во Сиб. отд. АН СССР. Красноярск, 1963.

Ф. С. Файнберг. Намагниченность и химический состав траппов в южной части Сибирской платформы. «Геология и геофизика», № 9, 1960.

Ф. С. Файнберг, Н. Н. Дашкевич. Характер намагниченности траппов в нижнем течении Ангары. «Геология и геофизика», № 6, 1960.

А. Н. Храмов. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Тр. ВНИГРИ, вып. 116, 1958.

Graham K. W., Hales A. L. Palaeomagnetic measurements on Karroo Dolerites. Adv. Phys., 6, 22, 1957.

М. М. МАКЕЕВ

ОСОБЕННОСТИ ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИРБИНСКОЙ ГРУППЫ

Ирбинская группа месторождений расположена в юго-западных отрогах Восточного Саяна. В составе группы выделяются Гранатовое, Центральное и Безымянное месторождения. Магнетитовое оруденение приурочено к контакту интрузивных пород Ирбинского массива (S—D?) с крупным останцом кембрийских осадочных и туфогенных отложений.

Изучение магнитных свойств руд и пород месторождений показало:

эффузивно-осадочные породы, кварцевые сиениты, роговики, пироксен-гранатовые скарны и карбонатно-хлоритовые образования практически немагнитны;

сиенито-диориты (гибридные разности гранитоидных пород) характеризуются повышенными значениями индуцированной и остаточной намагниченностей, соответственно до $2850 \cdot 10^{-6}$ и до $3000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед.;

измененные породы (скарны, роговики) и интрузивные образования, содержащие вкрапленность магнетита, имеют индуцированную намагниченность от 570 до $5700 \cdot 10^{-6}$ магн. ед., а остаточную от 1500 до $4000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед. Измененные породы имеют ограниченное распространение и наблюдаются в непосредственной близости к рудным телам;

выделенные по геолого-минералогическим признакам скарновый и гидросиликатовый типы руд различаются и по магнитным свойствам. Магнетитовые руды скарнового типа имеют индуцированную намагниченность $25\,000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед.; а гидросиликатового типа —

$17\,500 \cdot 10^{-6}$ магн. ед. Величина остаточной намагниченности для обоих типов руд одинакова и составляет $5000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед.

Наибольший разброс величин остаточной и индуцированной намагниченностей наблюдается по рудам, отобранным из приповерхностных частей разреза (от $2500 \cdot 10^{-6}$ до $97\,000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед.).

Отношение остаточной намагниченности к индуцированной (величина Q) у гидросиликатовых руд 0,3, у скарновых — 0,2. Незнание направления вектора остаточной намагниченности может привести к тому, что суммарная интенсивность будет завышена или занижена до 30 проц. для руд гидросиликатового и до 20 проц. для руд скарнового типов.

Для Алаевского рудного тела величина индуцированной намагниченности возрастает по восстанию рудного тела: горизонт 200 м — $22\,000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед., горизонт 250 м — $27\,200 \cdot 10^{-6}$, горизонт 300 м — $53\,700 \cdot 10^{-6}$ магн. ед. Для других рудных тел такой закономерности не установлено.

Приведенные магнитные свойства руд и пород показывают, что повышенные магнитные поля в условиях Ирбинской группы месторождений могут быть вызваны магнетитовыми рудами, интенсивно измененными породами с вкрапленностью магнетита и сиенито-диоритами.

По данным наземной съемки, вертикальной составляющей магнитного поля установлено:

эффузивно-осадочные образования, роговики и скарны рудной зоны, лишенные вкрапленности магнетита, создают поля слабой напряженности (до + 500 гамм). Аналогичные поля отвечают и кварцевым сиенитам;

сиенито-диориты вызывают поля +1000—1500 гамм, а в отдельных пунктах +2000 гамм;

магнетитовые руды и магнетитсодержащие породы создают поля до +25 000 гамм, в отдельных точках до +60 000 гамм.

Различие в магнитных свойствах выделенных типов руд сказалось и на напряженности наблюдаемых магнитных полей над скарновыми и гидросиликатовыми образованиями. Рудам скарнового типа отвечают поля примерно в два раза большей напряженности, чем рудам гидросиликатового типа.

Ниже рассматриваются особенности проявления магнетитового оруденения только гидросиликатового типа, так как выделение этих руд по данным магнитной съемки, по сравнению со скарновыми, затруднено.

Руды, выходящие на дневную поверхность, вызывают магнитные поля напряженностью более +10 000 гамм. В лежащем и висячем боках рудной зоны наблюдаются отрицательные поля ΔZ . Поля над висячим боком рудной зоны вызваны резким понижением рельефа в сторону падения рудных тел, а над лежащим боком — наклоном рудных тел.

Как уже отмечалось, рудовмещающие породы практически немагнитны. Именно поэтому для рудных тел, выходящих на дневную поверхность, количественные методы определения параметров дают удовлетворительную сходимость с разведанными (в таблице приведены данные интерпретации по разв. линии III).

Таблица 1

Метод интерпретации	Глубина до верхн. кромки рудн. тела в м	Мощность рудного тела в м	Глубина распротр. рудного тела в м
Метод касательных с поправочными коэффициентами			
Пятницкого	6,4	26	—
Аналитический метод (пласт малой мощности)	7,4	22,9	350
Метод Т. Н. Симоненко	7,9	—	до центра 20,1
Палетка Г. И. Гринкевича до	20	—	110
Палетка Ю. П. Тафеева	20	—	200
Метод подбора	7,0	30	110
Среднее по данным интерпретации	7,7	26,4	
Среднее по данным разведки	6,8	24,0	120

Сопоставление магнитного плана вертикальной составляющей со сводным погоризонтным планом рудных тел Гранатового месторождения показывает, что отчетливо в наземном магнитном поле проявляются рудные тела, залегающие на глубине до 100—150 м. Аналогичный вывод получен и по расчетным профилям, где уста-

новлено, что на форму графика вертикальной составляющей магнитного поля, в основном, влияют рудные тела, залегающие на глубинах не более 150 м. Тела мощностью до 40 м, расположенные на больших глубинах, лишь несколько увеличивают напряженность поля, слабо сказываясь на его форме.

Выделение по данным магнитометрии глубокозалегающих рудных тел затрудняется тем, что приповерхностная часть рудной зоны сложена мелкими, быстро выклинивающимися рудными телами, которые резко искажают магнитное поле, вызванное крупными рудными телами.

Анализ характера затухания магнитного поля в зависимости от высоты съемки над уровнем поверхности и глубины залегания рудных тел показал:

1. Магнетитовые руды Гранатового месторождения на всех уровнях (имеются в виду повысотные уровни съемки) вызывают поля большей напряженности, чем руды Центрального месторождения, хотя на дневной поверхности и тем и другим отвечают поля примерно одинаковой напряженности. Это обусловлено тем, что рудные тела Гранатового месторождения распространяются на большую глубину по сравнению с Центральным.

2. При погружении приповерхностных и глубокозалегающих рудных тел на 20 м напряженность магнитного поля уменьшается в первом случае на 12 000, а во втором — на 2000 гамм.

Пересчет суммарного поля ΔZ в верхнее полупространство на 20—50 м позволит, таким образом, исключить ту часть составляющей, которая обусловлена мелкими телами, выходящими на дневную поверхность.

3. Для магнетитовых руд установлена примерно гиперболическая зависимость напряженности поля от глубины залегания верхней кромки рудного тела.

Из таблицы 2 видно, что рудные тела (мощность 60 м), залегающие на глубине свыше 150 м, вызывают поля напряженностью менее 2400 гамм, т. е. поля, по интенсивности аналогичные «нормальному» магнитному фону интрузивных пород сиенито-диоритового ряда.

Вертикальная составляющая магнитного поля, рассчитанная по точечной палетке Д. С. Микова, от разведанных рудных тел показывает, что коэффициент пересчета числа точек в гаммах, полученный по данным маг-

Таблица 2

Глубина залегания до верхней кромки рудного тела в м	Напряженность поля в гаммах
0	20000
25	12800
50	7600
75	4800
150	2400
220	1000

нитных измерений, оказался заниженным ($P=30$). Несовпадение коэффициентов, видимо, обусловлено отсутствием поправок к двухмерной точечной палетке за трехмерность рудного тела и отсутствием достаточно твердых критериев введения коэффициента размагничивания. В настоящее время нет объективных данных, которые позволили бы решить, какой из двух отмеченных факторов определяет наибольшее расхождение. При всех последующих расчетах принят эмпирически подобранный коэффициент, равный 50.

Линейные запасы, подсчитанные методом А. М. Полонского, отличаются от разведанных как в сторону занижения, так и в сторону завышения (таблица 3).

Таблица 3

Наименование участка и номер развед. линии	Запасы по данным разведки, тыс. тонн	Запасы, подсчитанные по методу Полонского, тыс. тонн	Разница подсчит. запасов по срав. с развед. в %
Центральное м-ние. Северный участок Р. Л. XIII	44,0	41,2	на 8,6 меньше
Южный участок Р. Л. XI	48,0	64,8	на 35,0 больше
Гранатовое м-ние Р. Л. VII	83,0	70,0	на 16,0 меньше
Р. Л. IX	87,0	150,0	на 90,0 больше
Р. Л. XII	25,0	20,0	на 20,0 меньше

Расхождения в подсчете запасов, видимо, вызваны загрублением «нормального» фона, который существенно сказывается при расчетах и весьма трудно определяется при сложных по форме магнитных полях.

Некоторое представление о перспективах месторождения, по данным магнитометрических исследований, можно получить, определив площадь и глубину распространения рудной зоны. Сопоставление магнитных планов ΔZ с геологоразведочными показывает, что рудная зона Гранатового месторождения, как правило, оконтуривается изолинией +5000 гамм и выше, а Центрального — +2000 гамм и выше. При глубине распространения рудной зоны до 200 м общие запасы, подсчитанные по указанным изолиниям, соответственно равны 15,5 и 14,4 млн. тонн. Разведанные запасы Гранатового месторождения составляют 19 млн. тонн, а Центрального — 14,4 млн. тонн. Ошибка не более 20 проц.

При изучении магнитных свойств руд установлена пропорциональная зависимость интенсивности намагниченности от содержания растворимого железа, т. е. по величине намагниченности в первом приближении можно произвести качественную оценку возмущающего объекта. Собранный (по 15 аномальным участкам) фактический материал показывает, что все месторождения, рудопроявления и участки с повышенными магнитными полями по величине интенсивности намагниченности можно разделить на явно рудные (более 0,043 магн. ед.) и аномалии неясной природы (менее 0,043 магн. ед.). Однако при оценке природы возмущающего объекта этот параметр не может быть признан вполне достоверным, так как находится в прямой зависимости от глубины залегания рудного тела.

При разделении магнитных аномалий на «рудные» и «безрудные» (природные) были использованы измерения приращения суточных вариаций вертикальной составляющей земного магнитного поля. В основу метода положено явление резкого увеличения амплитуды вариаций магнитного поля над рудными объектами. Вариация вертикальной составляющей магнитного поля над центром аномалии (δZ) должна быть пропорциональна нормальной вариации (δZ_n), коэффициент пропорциональности больше единицы и рассчитывается по формуле (Б. М. Яновский, 1953).

$$\delta Z = \left[1 + \frac{Za}{Z_n \left(1 + \frac{I_r}{x \cdot Z_n} \right)} \right] \cdot \delta Z_n$$

Для магнетитовых руд Ирбинской группы месторождений коэффициент пропорциональности равен 2, т. е. ожидаемое приращение вариации в эпицентре рудной аномалии будет в два раза больше, чем в нормальном поле.

Проведенное измерение суточных вариаций (магнитометр М-14-Ф) на «рудных» и «безрудных» магнитных аномалиях показало:

заметное приращение суточной вариации (отношение $\frac{\delta Z}{\delta Z_n}$ от 3,6 до 13) наблюдается, главным образом, над

сильно магнитными рудами (индуцированная намагниченность свыше $15\,000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед., остаточная — более $5\,000 \cdot 10^{-6}$ магн. ед.), выходящими под наносы, которым отвечают магнитные поля напряженностью свыше $+10\,000$ гамм;

менее четкая картина наблюдается при изучении слабых по напряженности магнитных полей (менее $+10\,000$ гамм), вызванных глубокозалегающими рудными телами, метасоматически-измененными породами с вкрапленностью магнетита и интрузивными породами сиенито-диоритового состава. Отношение в этом случае, как правило, не превышает единицы.

Таким образом, при существующей методике и имеющейся аппаратуре метод суточных вариаций не дает достаточно обоснованных сведений для определения природы возмущающего объекта слабой по напряженности магнитной аномалии.

По плотностным свойствам руды и породы Ирбинских месторождений разделены на три группы:

группа вмещающих пород, величина плотности от 1,7 до 2,9 г/см³;

группа переходных пород, величина плотности от 2,9 до 3,7 г/см³;

группы руд, величина плотности от 3,7 до 5,2 г/см³.

В состав каждой группы входят несколько литолого-петрографических разновидностей пород и руд. Породы, вошедшие в первую группу, не содержат ферромагнит-

ных минералов, так как характеризуются индуцированной намагниченностью менее $100 \cdot 10^6$ магн. ед. Средняя плотность вмещающих пород (по 570 образцам) равна $2,65 \text{ г/см}^3$.

Породы переходной группы представлены метасоматическими образованиями, содержащими вкрапленность магнетита. Величина индуцированной намагниченности пород этой группы изменяется от $100 \cdot 10^6$ до $2500 \cdot 10^6$ магн. ед. Резкой плотностной границы между породами переходной группы и рудами не наблюдается. Средняя плотность руд скарнового типа равна $4,2 \text{ г/см}^3$, а гидросиликатовых — $3,85 \text{ г/см}^3$. Избыточная плотность скарновых руд равна $1,55 \text{ г/см}^3$, а гидросиликатовых — $1,2 \text{ г/см}^3$, т. е. избыточный эффект скарновых руд на $0,35 \text{ г/см}^3$ больше, чем гидросиликатовых. Руды, отобранные из приповерхностных частей разреза, характеризуются пониженной плотностью (на $0,3 \text{ г/см}^3$), чем руды, отобранные с глубоких горизонтов.

Профильными гравиметровыми исследованиями (гравиметр ГАК-3М, средне-квадратическая погрешность $\pm 0,3$ мгл), проведенными в пределах Ирбинской группы месторождений, установлена различная напряженность приращения силы тяжести над рудными телами в зависимости от того, залегают они среди кварцевых сиенитов или в полях развития скарнов.

На Центральном месторождении (Северный участок) руды гидросиликатового типа залегают среди кварцевых сиенитов. Породы переходной группы практически отсутствуют и рудовмещающая толща характеризуется плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$. Здесь по разведочной линии XIII установлены значения приращения силы тяжести 3—4 мгл. Запасы, подсчитанные прямыми методами по этому графику, отличаются от разведанных на 10 проц. в сторону завышения. Контур рудного тела, подобранный по точечной палетке, совпадает с разведанным.

Промышленное оруденение Гранатового месторождения представлено рудами скарнового и гидросиликатового типов. Средняя эффективная плотность руд равна $3,97 \text{ г/см}^3$. Руды залегают в полях развития скарнов, плотность которых достигает $3,2 \text{ г/см}^3$. Избыточная плотность руд в этом случае не превышает $0,77 \text{ г/см}^3$. Поэтому, несмотря на значительные размеры рудных тел, значения приращения силы тяжести не превышают 2—3 мгл.

На графиках Δg отдельные тела не проявляются, фиксируется единое суммарное поле, обусловленное рудной зоной. Запасы, подсчитанные прямыми методами, отличаются от разведанных до 50 проц. в сторону занижения, т. е. в полях развития скарнов выделяется лишь часть рудных тел.

Рудные тела с линейными запасами менее 10—15 тысяч тонн (мощность рудного тела 20—40 м) на графиках приращения силы тяжести не проявляются даже в случае выхода их на дневную поверхность.

Для решения вопроса о возможности применения гравиметрии для выделения рудных тел, не выходящих на дневную поверхность, рассчитаны значения приращения силы тяжести для условно принятого рудного тела с размерами 60×120 м (таблица 4).

Таблица 4

Глубина залегания до верхней кромки рудного тела в м	Напряженность поля в эпицентре (мгл.)			
	Гидросиликатовые руды среди		Скарновые руды среди	
	гранитосиенитов	скарнов	граносиенитов	скарнов
	сизб. = 1,2 г/см ³	сизб. = 0,65 г/см ³	сизб. = 1,55 г/см ³	сизб. = 1,0 г/см ³
20	8,4	4,5	10,7	7,0
60	5,1	2,8	6,2	4,5
100	4,1	2,4	5,0	3,5
140	3,2	1,8	4,0	2,8
180	2,4	1,4	3,3	2,0
200	2,0	1,2	2,9	1,7

Как видно из таблицы 4, по данным измерения приращения силы тяжести, магнетитовое оруденение вполне достоверно может быть выделено в том случае, если глубина залегания верхней кромки рудного тела не превышает трехкратной величины мощности (это менее благоприятный случай сочетания руд и вмещающих пород).

ВЫВОДЫ

Магнитные свойства руд, подходящих близко к дневной поверхности, непостоянны и обычно не характерны для руд глубоких горизонтов.

Плотность магнетитовых руд, отобранных с поверхности на $0,3 \text{ г/см}^3$, меньше по сравнению с рудами глубоких горизонтов.

Наиболее полно в наземном магнитном поле ΔZ проявляются рудные тела, залегающие на глубине до 100—150 м.

Правильный выбор «нормального» фона вмещающих пород позволяет надеяться, что запасы, подсчитанные по методу А. М. Полонского, будут близки к действительным.

Крупные рудные тела вызывают повышенные значения приращения силы тяжести (до 3—4 мгл). Мелкие рудные тела (линейные запасы менее 10—15 тысяч тонн) и участки с вкрапленностью магнетита по данным гравиметрии не выделяются.

ЛИТЕРАТУРА

Яновский Б. М. Земной магнетизм. Изд. технико-теоретической литературы, 1953.

Б. П. ЧЕСНОКОВ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для характеристики магнитных полей, отвечающих эффузивно-осадочным толщам, интрузивным образованиям и железорудным месторождениям, использованы результаты наземных и аэромагнитных съемок. Статистическая обработка материала и интерпретация его с учетом конкретных геологических условий позволяют представить данные об интенсивности усредненных магнитных полей в следующем виде.

Таблица 1

Характеристика усредненных магнитных полей, отвечающих породам северо-западной части Восточного Саяна (по результатам наземных и аэромагнитных работ Красноярского геологоуправления)

1. Эффузивно-осадочные комплексы

Литологические разности пород	Напряженность вертикальной составляющей магнитного поля в гаммах	
	Za	ΔT
1	2	3

Нижнепротерозойские отложения

Различные кристаллические сланцы — 200
500

Среднепротерозойские отложения

Графитизированные мраморы и графитистые сланцы — 500 — 200
500 200

1	2	3
Верхнепротерозойские отложения	—1000	—100
Различные сланцы и рассланцованные эффузивы	1000	700
Синийские отложения		
Карбонатные породы	500	100
	200	400
Кембрийские отложения		
Области существенного преобладания осадочных и туфогенно-осадочных пород	—500	—100
	500	300
Области существенного преобладания эффузивов	—1000	500
	2000	1500
Девонские отложения		
Области существенного преобладания терригенных пород	—200	—100
	500	400
Области существенного преобладания эффузивов	500	500
	1000	700
II. Интрузивные комплексы		
Нижнепротерозойские интрузии		
Габбро-диориты	—	300
		700
Дербинский комплекс		
Микроклиновые граниты	—200	100
	500	300
Верхнепротерозойские интрузии		
(корневая фация бахтинских эффузивов)	—200	100
Габбро-диабазы и диориты	1000	300
Докембрийские интрузии		
Лысанский комплекс		
Диориты, габбро-диориты и габбро	200	
	500	200
Серпентиниты и пироксениты	3000	2000

1	2	3
Рудные серпентиниты	4000	
	15000	
Нижнепалеозойские интрузии Саянский комплекс		
Граниты	200	100
	500	400
Гранодиориты и габбро	700	700
	2000	800
Нижнепалеозойские интрузии среднего и основного состава Джезлыкский и Шиндинский комплексы		
Габбро и габбро-диориты	500	300
	1000	700
Палеозойские интрузии Ольховский комплекс		
Граниты и плагиограниты	200	200
	1000	700
Гранодиориты и диориты	700	700
	2500	800
Габбро	2500	1700
	5000	2000
Ордовик-силурийские интрузии Беллыкский комплекс		
Граниты	500	300
	700	500
Грано-сиениты, сиениты и габбро	700	700
	3000	800
Постнижнедевонские интрузии Сайбарский комплекс		
Граниты, сиениты, сиенит-порфиры и нефелиновые сиениты	1500	800
	2500	1000

По интенсивности магнитных полей, отвечающих породам северо-западной части Восточного Саяна, выделяются следующие геолого-геофизические области, характеризующиеся усредненным магнитным фоном.

**Усредненный магнитный фон, отвечающий породам
северо-западной части Восточного Саяна**

Литологический состав пород	Усредненный магнитный фон (в гаммах)	
	на земле	на высоте 200 м над водораз- делами
Области существенного преобладания осадочных и туфогенно-осадочных пород	500	500
Области распространения гранитоидных интрузий	1000	1000
Области существенного преобладания эффузивов (особенно основного и среднего составов)	2000	1500
Области распространения средних и щелочных интрузий	2500	2500
Области распространения основных и ультраосновных интрузий	5000	

Анализ магнитных полей, отвечающих магнетитовым месторождениям, показывает, что рудные тела оконтуриваются изолиниями от 1000 до 5000 гамм. Значения вертикальной составляющей в эпицентрах имеют широкий диапазон величин. Так ряд рудных тел на Ирбинском, Бурлукском и Изыхском месторождениях характеризуется магнитными аномалиями со значениями в эпицентрах в 3000, 5000 гамм, а на Таятском и Табратском месторождениях значения этих величин достигают 90 000 гамм.

Анализ результатов аэромагнитных съемок над известными железорудными месторождениями северо-западной части Восточного Саяна показывает, что при высотах съемки около 200 м общими повышениями в 2500, 3000 гамм на аэромагнитных планах выделяются крупные железорудные узлы, такие как Ирбинский, включающий месторождения Центральное и Гранатовое, Краснокаменский (месторождения Рудный Каскад и Одиночное). В то же время даже такие крупные месторождения, как Бурлукское, Изыхское, Березовское и другие, характеризуются незначительными повышениями магнитных полей, очень нечетко выделяемыми на общем

высоком магнитном фоне, создаваемом вмещающими породами.

Поэтому при оценке перспектив железоруднения отдельных районов по данным аэромагнитных съемок нельзя пользоваться критерием интенсивности, так как легко могут быть допущены ошибки, и потенциальные возможности этих площадей остаются невыясненными. Это, например, имеет место для ряда районов северо-западной части Восточного Саяна. Такими площадями, по нашему мнению, являются: область Беллыкского поднятия, юго-восточная часть Ольховского и Буюд-жульского массивов (зоны эндо- и экзоконтактов), область Кутурчинского белогорья, ряд аэромагнитных аномалий в полях развития девонских эффузивов в районе сел Салба и Большие Кныши и т. д.

Разработка и внедрение в практику геологоразведочных работ надежной методики оценки низких по интенсивности аномалий позволит значительно расширить перспективы северо-западной части Восточного Саяна в отношении магнетитового оруднения.

**ОБЩАЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ.
МЕТОДИКА РАЗВЕДКИ**

А. А. ГОРЮНОВ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Быстрый рост промышленного и гражданского строительства вызывает широкий размах инженерно-геологических исследований в пригородных зонах многих крупных городов края. При производстве инженерно-геологических работ в пригородных зонах Красноярска и Ачинска мы обратили внимание на наличие значительных антропогенных изменений геологической среды, связанных со строительной и хозяйственной деятельностью человека. Антропогенные изменения отразились, в частности, на развитии современных геологических процессов, которые являются одним из важнейших факторов при оценке устойчивости территории. Невнимание к этому вопросу со стороны проектировщиков, строителей и эксплуатационников неоднократно приводило к серьезным деформациям зданий и сооружений.

Развитие современных геологических процессов на рассматриваемых территориях имеет много общих черт, что вытекает из сходности геологических условий районов. Во-первых, как Красноярск, так и Ачинск располагаются на участках сопряжения крупных геологических структур: первый — на стыке Чулымо-Енисейской впадины, Рыбинской впадины и Манского прогиба Восточного Саяна, второй — на участке примыкания Чулымо-Енисейской впадины к Аргинскому поднятию Алтае-Саянской складчатой области. Благодаря этому, в составе «пород коренной основы» (по терминологии И. В. Попова) распространены две резко различающиеся между собой по физико-механическим свойствам группы горных пород: породы с жесткими кристаллиза-

ционными связями (скальные) и породы без жестких кристаллизационных связей (рыхлые). Во-вторых, указанные территории пересекаются такими крупными водными артериями, как рр. Енисей и Чулым, что обусловило широкое развитие четвертичных отложений аллювиального генезиса.

Современные геологические процессы приурочены преимущественно к рыхлым мезокайнозойским отложениям, представленным юрскими, меловыми и четвертичными осадками. Среди них наиболее распространены выветривание, заболачивание, речная и овражная эрозия и суффозионно-эрозионные процессы; они же испытывают наиболее заметные антропогенные изменения. При этом искусственные факторы могут усиливать или, наоборот, ослаблять тот или иной процесс.

Выветривание пород в зонах городов усиливается за счет непосредственного механического воздействия на породы и за счет вскрытия и обнажения пород горными выработками, которые способствуют доступу и проникновению вглубь агентов выветривания: воды, воздуха, температуры, микроорганизмов. На рассматриваемых территориях пройдены сотни шурфов, скважин, траншей, котлованов и карьеров. Особенно сильному воздействию подверглись породы на глубину до 5 м от поверхности земли, где производятся основные работы по промышленному и гражданскому строительству.

Активное антропогенное выветривание захватывает практически все петрографические типы пород мезокайнозоя. Каждый из типов пород по-своему реагирует на это воздействие, однако общим для них является то, что в результате породы разрыхляются и теряют механическую прочность. Поэтому при инженерно-геологических изысканиях важно не только зафиксировать все существующие техногенные формы рельефа, но и детально изучить места расположения заброшенных горных выработок. Уже теперь в черте городской застройки Красноярска и Ачинска оказываются засыпанные или засыпаемые в настоящее время карьеры кирпичных заводов и другие выемки. К участкам засыпанных выемок приурочены многочисленные деформации полотна шоссейных дорог, связанные с неоднородностью и неуплотненностью насыпного слоя.

Меньшей значимостью, по сравнению с непосред-

ственным механическим воздействием на породы, обла- дают другие факторы изменения процесса физического и химического выветривания: уничтожение в пределах города растительного покрова, изменение водного и теплового режима почв и грунтов, устройство мостовых и дорожных покрытий.

Процесс заболачивания за время существования го- родов постепенно затухал вследствие общей нивелиров- ки рельефа. Однако такие искусственные факторы, как плохой каптаж самоизливающихся скважин (г. Ачинск), неудовлетворительная вертикальная планировка, неупо- рядоченный сброс сточных вод, способствовали повыше- нию заболоченности и возникновению новых заболочен- ных участков.

Весьма характерен следующий пример. Одна из строительных площадок г. Ачинска, которая расположе- на на полого наклоненном участке, сложенном аллюви- ально-делювиальными отложениями, была защищена от стока поверхностных вод водоотводной канавой. Стенки и дно канавы были недостаточно закреплены и оказа- лись водопроницаемыми. Просачивающиеся воды созда- ли дополнительное увлажнение грунтов площадки. Если до прокладки водоотводной канавы линзы верховодки залежали на глубине 9—10 м, то спустя два года после сооружения канавы уровень верховодки повысился до глубины 2—5 м от поверхности земли. В результате большое количество зданий, построенных на этой пло- щадке, получило значительные деформации. Непосред- ственной причиной явилось изменение первоначальных физико-механических характеристик аллювиальных и делювиальных суглинков, особенно влажности, пластич- ности и способности к уплотнению. В частности, коэф- фициент уплотнения («а») для одних и тех же литоло- гических разностей изменялся в широких пределах от 0,03 до 0,09 см²/кг.

С процессом заболачивания сточными водами связа- ны также просадочные явления в основаниях зданий, расположенных в пределах надпойменных террас рр. Енисея и Чулыма и на участках делювиальных шлейфов. Анализ инженерно-геологических условий со- ответствующих территорий показал, что несущие грун- ты оснований имеют лессовидный облик. Как правило, это пылеватые суглинки и супеси, макропористые, кар-

бонатные, с незначительной природной влажностью, с коэффициентом относительной просадочности от 0 до 0,15 (при нагрузке 3 кг/см²).

На указанных участках в первую очередь требуется создание надежной системы водоотвода, а в случае уже происшедшего увлажнения или заболачивания — усиление конструкций фундаментов, гарантирующее нормальную работу сооружений при наличии значительных неравномерных осадок.

Следующая группа процессов — речная и овражная эрозия и соответствующие им процессы образования и распределения флювиальных отложений — также претерпевает заметные изменения. В пределах городов, а также в местах мостовых переходов через реки боковая и глубинная эрозия заметно уменьшилась или прекратилась совсем благодаря созданию набережных и других берегоукрепительных сооружений. В ближайшие годы следует ожидать ее дальнейшего затухания, вследствие регулирования стока рек создающимися водохранилищами. Так, создание Красноярского водохранилища приведет к тому, что меньше будут ощущаться весенние и исключены катастрофические паводки, не будет сильных ледоходов, т. е. наиболее мощных факторов речной эрозии.

Единственный, отмеченный нами, искусственный фактор, усиливающий речную эрозию, — это землечерпательные работы, проводимые на песчано-галечных месторождениях в пределах прирусловых отмелей.

Подобно речной эрозии, затухает и овражная эрозия. Оврагообразование в районах Красноярска и Ачинска развивается в аллювиальных и делювиальных отложениях (главным образом в лессовидных), меньше в юрских и меловых, еще меньше в полускальных и скальных породах девона и кембрия. Прямые воздействия человека на оврагообразовательный процесс выражаются в засыпке оврагов и оврагоукрепительных работах, косвенные — в застройке и асфальтировании, вертикальной планировке, регулировании поверхностного стока.

Антропогенные воздействия на активность оврагообразовательного процесса не однозначны. Классический пример разнозначного влияния человека на ход эрозионного процесса представляет собой овраг Гремячий

Лог в районе студенческого городка, в г. Красноярске. Здесь вершина оврага вплотную подходит к полотну автомобильной дороги Красноярск — совхоз «Удачный». По старым колеям отчетливо видно, что этот участок дороги периодически переносится по мере наступления оврага. В настоящее время вершина оврага закреплена деревянными срубами и стенками, однако эрозия полностью не погашена. Быстрому развитию овражной эрозии здесь способствуют весьма благоприятные геологические условия: участок сложен мощной толщей чрезвычайно легкоразмываемых лессовых супесей VI надпойменной террасы р. Енисея. В противовес основной вершине оврага, где ведется уже длительная борьба с развитием эрозии, на других участках влияние человека имеет обратное направление: местами в бортах оврага в результате неупорядоченного сброса хозяйственных вод образовались промоины глубиной до 4 м.

Антропогенным изменениям подвергаются также современные суффозионно-эрозионные процессы в пределах высоких террас рр. Енисея и Чулыма. Наибольшее распространение они получили в районе Красноярска в связи с интенсивным освоением территории. Суффозионно-эрозионные процессы приурочены к определенному типу пород, а именно к лессовым супесчано-суглинистым отложениям. Последние характеризуются следующим гранулометрическим составом: песчаных частиц размером 0,05—2,0 мм содержится в среднем 25—30 проц., пылеватых (0,05—0,005 мм) — 50—60 проц., глинистых (менее 0,005 мм) — 10—15 проц. Объемный вес пород определяется величиной 1,5—1,7 г/см³ при естественной влажности 10—15 проц. и пористости 40—50 проц.

Таким образом, наиболее характерным для лессовидных суглинков и супесей является большое содержание пылеватых частиц и высокая пористость, в том числе макропористость. Кроме того, они обладают значительной карбонатностью. Суффозионно-эрозионные формы, обусловленные этими свойствами пород, приурочены кроме естественных обнажений, к бортам карьеров, котлованов и траншей. Морфометрически они представляют собой пустоты в виде воронок, трубок и щелей. Диаметр воронок и ширина щелей достигают 0,5 м, редко больше. Глубина распространения пустот определя-

ется либо глубиной искусственной выемки, либо глубиной более плотного прослоя. Нередко вдоль бортов выемок располагаются целые цепочки пустот, связанных между собой подземными ходами, заполненными, как правило, рыхлым материалом. В большинстве случаев все эти формы оканчиваются выводным отверстием в пределах откоса. Вблизи отверстий и в стенках подземных ходов порода обычно более плотная, пропитана гидроокислами железа.

Обследование котлованов и карьеров, продолжительность существования которых определялась самыми различными отрезками времени, позволяет достаточно определенно судить о механизме современных суффозионно-эрозионных процессов. Вблизи бровок искусственных выемок в лессовидных суглинках и супесях образуются трещины выветривания, разбивающие породу на столбчатую отдельность, и трещины отрыва. При этом появляются ослабленные зоны, пронизанные сетью трещин, в которые проникают атмосферные воды до уровня, фиксированного либо более плотным прослоем, либо местным базисом эрозии, где направление движения воды переходит из вертикального в близкий к горизонтальному. Происходящий процесс вымывания частиц из породы приводит к образованию у подножия откоса суффозионных конусов выноса. Постепенно пути фильтрации воды сосредоточиваются в наиболее разрушенных местах ослабленной зоны, где и формируется подземный ход. Известную роль в этом играет явление быстрого прорыва насыщенной водой породы под действием гидродинамического градиента. Этими процессами часто обусловлена полная потеря породой структурных связей, что приводит к обрушениям откосов и провальным явлениям на строительных площадках.

Перечисленные особенности развития современных геологических процессов не единственны, но они являются основными из числа тех, которые оказывают наибольшее влияние на инженерно-геологические условия названных районов. Изучение этих особенностей, вносимых строительной и хозяйственной деятельностью человека, помогает более объективно давать инженерно-геологическую оценку территории, прогнозировать те или другие процессы, избегать нежелательных явлений в процессе строительства и эксплуатации сооружений.

Е. Е. КУЗЬМИН, В. А. ШУБ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ И ТУВИНСКОЙ АВТОНОМНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод Красноярского края и Тувинской Автономной Республики, произведенная нами в 1962 г. по методике ВСЕГИНГЕО, носит региональный прогнозный характер. Работа выполнена преимущественно по фондовым материалам Красноярского геологического управления и сторонних организаций, производивших разведочно-эксплуатационные работы для целей водоснабжения, а также на основании обследования действующих водозаборов.

Подсчитанные запасы пресных подземных вод по степени детальности изучения не укладываются в рамки утвержденной ГКЗ классификации эксплуатационных запасов подземных вод по группам и категориям и могут служить материалом для характеристики запасов категории С₂.

Подобные работы в СССР ставятся впервые и вызваны необходимостью разработки генеральной схемы использования и охраны водных ресурсов как в целом по стране, так и по отдельным республикам, краям и областям в связи с развернувшимся большим гидроэнергетическим строительством и значительным загрязнением поверхностных вод, что вызывает необходимость перехода на подземное водоснабжение крупных промышленных и сельскохозяйственных районов.

Известно, что до последнего времени отсутствовал всесторонний учет использования водных ресурсов в целях водоснабжения для большей части территории Крас-

ноярского края и Тувинской АССР. Имеются лишь отрывочные и несистематизированные данные по отдельным водозаборам.

На указанной территории водозаборы представлены главным образом отдельными скважинами и колодцами, работающими периодически в зависимости от требований потребителя. Групповые водозаборы имеются только в гг. Кызыле, Черногорске и Красноярске, а также в пос.пос. Дзержинском и Туиме. Вследствие преимущественного расположения населенных пунктов в долинах крупных рек, водоснабжение осуществляется за счет каптажа вод аллювиальных отложений и инфильтрации вод открытого русла. Использование вод коренных пород получило более широкое распространение в южной части Красноярского края и частично в Туве.

Неравномерная гидрогеологическая изученность рассматриваемой территории позволила произвести региональную оценку эксплуатационных запасов лишь для Минусинского, Ангаро-Ленского, части Чулымского и Тувинского артезианских бассейнов, где сосредоточены почти все водозаборы. Остальная часть территории, включающая как горноскладчатые сооружения, так и артезианские бассейны, не изученные в гидрогеологическом отношении, охарактеризована провизорно по модулю подземного стока и суммарному родниковому стоку.

В процессе подсчета эксплуатационных запасов пресных подземных вод артезианских бассейнов, оцениваемых по методике ВСЕГИНГЕО, были выделены основные водоносные комплексы, представляющие практический интерес с точки зрения водоснабжения.

Не рассматривая подробно методику региональной оценки указанных запасов, поскольку она изложена в соответствующих инструкциях ВСЕГИНГЕО, отметим, что подсчет произведен по так называемому модулю эксплуатационных запасов, оцениваемому в л/сек и представляющему средневзвешенную величину модулей, полученных от сработки упругих запасов, осушения пласта на половину мощности (статические запасы) и восполнения запасов в приречной зоне с учетом величины современного водопотребления (питьевого и производственного).

Региональная оценка эксплуатационных запасов ба-

зируется на тщательном анализе гидрогеологических условий залегания основных водоносных комплексов и на выявлении основных параметров, необходимых для расчета. Поэтому составлению карты прогнозных эксплуатационных запасов предшествовало составление карты специального гидрогеологического районирования, на которой нашли отражение и общие гидрогеологические условия, и изменения параметров по площади (тип водоносного комплекса, величина водопроводимости «км», значение максимального водопонижения « S_{max} »). На основании произведенного районирования в пределах артезианских бассейнов юга Красноярского края и Тувинского артезианского бассейна выделено 58 специальных расчетных гидрогеологических районов. По каждому такому району расчетные параметры определялись в зависимости от данных опытных и эксплуатационных откачек, режима действующих водозаборов, а также в зависимости от глубины залегания водоносного комплекса, его мощности и высоты напора.

Модули эксплуатационных запасов определены, исходя из теории неустановившегося движения подземного потока.

В результате произведенного подсчета установлено, что модуль эксплуатационных запасов колеблется в пределах от 0,29 до 13,7 л/сек. км², причем наибольшими значениями модуля характеризуется песчано-галечный водоносный комплекс четвертичных отложений (2,8—13,7 л/сек, км²), затем — песчаниковых нижнекарбонных и угленосных верхнеюрских отложений (до 2,4 л/сек. км²).

Модуль эксплуатационных запасов характеризует лишь общие эксплуатационные запасы рассматриваемой территории и потому недостаточен для суждения о возможном отборе воды отдельными сосредоточенными водозаборами. Поэтому на составленной карте прогнозных эксплуатационных запасов, кроме модулей, показана возможная группа по мощности водоснабжения в пределах каждого расчетного района, имея в виду, что потребителями подземных вод могут быть сельские населенные пункты, поселки, небольшие города и города с мощностью водоснабжения соответственно 1—10; 10—50; 50—100 и 100—500 л/сек.

Сопоставление величины современного водопотреб-

ления подземных вод с величиной подсчитанных эксплуатационных запасов позволяет наметить перспективы расширения водоснабжения на различных участках территории.

Следует отметить, что при подсчете эксплуатационных запасов пресных подземных вод учитывалась вся мощность водоносного комплекса. В последнее время ВСЕГИНГЕО предложил учитывать лишь вскрытую водозаборами мощность водоносного комплекса, которая в данном случае определяется величиной водопонижения при современном уровне водопотребления. Такой принципиально отличный подход к основному расчетному параметру повлек за собой изменение значений других расчетных параметров. В результате вновь составленная карта в значительной мере отличается от предыдущей, а именно: модуль эксплуатационных запасов изменяется в пределах от 0,45 до 1,51 л/сек. км², хотя и в этом случае максимальные значения соответствуют водам аллювиальных отложений. Это же существенным образом снизило группу по мощности водоснабжения, заставляя ориентироваться при выборе объема водоснабжения только на возможность удовлетворения питьевой водой мелких населенных пунктов, и лишь в двух случаях объектами водоиспользования могут быть небольшие города.

По нашему мнению, произведенный пересчет характеризует часть запасов в пределах воронки депрессии, которая могла бы образоваться при эксплуатации водозаборов с расчетными параметрами водоносных комплексов, принятых при первом варианте подсчета, т. е. фактически существующие водозаборы действуют периодически в зависимости от потребности в воде и потому не способствуют развитию воронок депрессии вообще, тем более до гранитных контуров. Поэтому первый вариант подсчета учитывает возможность более полного использования для питьевых целей подземных вод, исходя из возможности увеличения водопонижения до 100 м (с учетом напора), в то время как второй вариант карты отражает скорее существующее состояние водоиспользования.

Как следует из изложенного, региональной оценке запасов подземных вод подверглись наиболее хорошо изученные в гидрогеологическом отношении артезиан-

ские бассейны юга Красноярского края и Тувы. Горно-складчатые обрамления и артезианские бассейны северной части оценены по предложению. Так, площади развития мощных аллювиальных отложений в тальвегах долин больших рек, где развиты талики, оцениваются по мощности водоснабжения, как объекты, удовлетворяющие нужды в воде крупных поселков, в районах развития наледей предполагается удовлетворение потребности небольших населенных пунктов. По отдельным районам севера Красноярского края оценка запасов пресных вод совершенно не производится из-за отсутствия каких-либо гидрогеологических данных (Таймырский, Анабарский и Туруханский гидрогеологические массивы).

Следует заметить, что, наряду с выявлением эксплуатационных запасов подземных вод, практический интерес представляет также санитарное состояние действующих водозаборов. Установлено, что основными источниками загрязнения являются фекально-хозяйственные отходы, а также отработанные воды различных химических и других отраслей промышленности, в которых обнаруживается большое количество углеводорода, альдегидов, спиртов, эфира, масел, различных кислот, сульфидов различных металлов и т. д. Эти вещества нередко коагулируются и вызывают кальматаж дна водоема, чем ухудшается фильтрационная способность донных отложений и гидробиологический режим рек. Часть питьевых водозаборов располагается ниже места сброса фекально-хозяйственных вод, что также ухудшает качество питьевого водоснабжения.

Совершенно очевидно, что сточные воды промышленных предприятий безвозвратно уносят ценные продукты, которые при умелой утилизации могли бы вновь вернуться в производство.

В эксплуатации водозаборов имеет место также нарушение технических и санитарных правил; нередко отсутствуют зоны санитарной охраны, в результате чего при обследовании отдельных водоразборных колонок одного и того же водопровода фиксируется резкое колебание в содержании болезнетворных бактерий.

Массовых исследований питьевых вод на содержание йода и токсичных элементов до сих пор не производилось

и, следовательно, фоновые значения их даже по крупным населенным пунктам не выявлены.

В ближайшее время предполагается произвести подсчет запасов по перспективным категориям (C_2 и C_1) пресных подземных вод Назаровского артезианского бассейна, в пределах которого располагается основная часть наиболее подготовленного к освоению Ачинск — Назаровского промышленного района. Подсчету будут предшествовать полевые работы по определению величины расчетных параметров, а также выявление посредством ультразвука возможности восстановления санитарных качеств воды с низкими показателями $Coli$ -титра для питьевого водоснабжения.

Учитывая состояние изученности, нам предоставляется возможным рекомендовать следующее направление работ по дальнейшему уточнению и приросту запасов пресных подземных вод:

1. Начать с 1964 года постадийное изучение подземных вод с выявлением запасов по промышленным категориям. Работы проводить в рамках определенного гидрогеологического района, перспективного для промышленного освоения.

2. Усилить режимные наблюдения за поведением уровня подземных вод по стационарной сети опорных водозаборов, а также на групповых водозаборах в г. Черногорске и пос. Дзержинском, как наиболее мощных и постоянно действующих.

3. Усилить охрану подземных вод от истощения и загрязнения, в связи с чем считать необходимым организовать учет откачиваемых вод на горнорудных предприятиях и постоянно контролировать химико-бактериологический состав вод — источников питьевого водоснабжения.

4. Для повышения санитарных условий питьевых подземных вод, особенно в крупных городах (Красноярск, Норильск, Абакан), необходимо утилизировать химические и коммунально-хозяйственные отходы и начать поисковые работы на выявление естественного коллектора для сброса отработанных вод, подземные воды которого гидравлически не связывались бы с источниками питьевого водоснабжения.

Мы считаем, что дальнейшая разработка методики подземных вод должна стремиться к тому, чтобы тер-

минология и способы подсчета приближались к известным уже и хорошо разработанным способам подсчета твердых полезных ископаемых. Так, например, метод подсчета запасов, рекомендованный ВСЕГИНГЕО, по существу не отличается от способа «ближайшего района», хорошо разработанного для твердых полезных ископаемых. Необходимо только его уточнить для подсчета запасов подземных вод.

А. И. НАУМЕНКО

МАТЕРИАЛЫ К РАСЧЛЕНЕНИЮ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Для палеонтологического обоснования и корреляции рабочих стратиграфических схем силурийских отложений западных районов центральной части Западного Саяна нами в 1960—1962 гг. проведены палеонтолого-стратиграфические работы, в результате которых были указаны рабочие схемы для западной части Центрально-Саянской структурно-фациальной зоны.

В итоге схема расчленения силурийских отложений для этого района представляется нам следующим образом:

- I. Нижний силур — S_1
- 1. Онинская свита — S_{on}^{ln-w}
- 2. Тостугская свита — S^{wtg}
- II. Верхний силур — S_2
- 1. Шиштыкская свита — S_{st}^{ld}

Нижний силур

Осадочные образования нижнего силура слагают осевую часть Центрально-Саянской структурно-фациальной зоны. Выходы их известны на площади от водоразделов среднего течения р. Кызыл-Кызыксу до верховий р. Кызыр-Сука. В настоящее время наиболее хорошо изучены отложения нижнего силура лишь западной части зоны, на площади между реками Кызыл-Кызыксу и Большим Карбаем. В этой части зоны они сравнительно хорошо охарактеризованы органическими остатками и легко подразделяются на две свиты — онинскую и тостугскую. С подстилающими отложениями ордовика

нижнесилурийские осадочные образования связаны постепенными переходами, и лишь местами наблюдаются локальные угловые несогласия. Отложения нижнего силура перекрываются породами шиштыкской свиты, лежащей в центральной части зоны без видимого углового несогласия, а в периферических частях зоны с резким угловым несогласием.

Онинская свита представлена карбонатно-терригенным комплексом пород, который в западной части зоны лежит без видимого углового несогласия на подстилающих флишоидных отложениях, условно относимых к ордовику, и согласно перекрывается терригенно-кремнистокарбонатными отложениями тостугской свиты. Нижняя граница свиты нечеткая и проводится или по кровле пестроцветной (лилово-серой) флишоидной пачки, или по основанию прерывистого горизонта гравелитов и редкогалечных конгломератов. Оба горизонта легко узнаются в поле и использованы при картировании как маркирующие. Верхняя граница свиты более резкая и отмечается сменой известняков онинской свиты кремнисто-терригенными породами или черными алевролитами и мергелями тостугской свиты. Стратотипом онинской свиты является разрез в среднем течении р. Оны.

По ряду характерных литологических и палеонтологических признаков свита предварительно подразделена на четыре вспомогательные стратиграфические единицы, которые были выделены в стратотипе свиты, а затем прослежены в пределах западной части Центрально-Саянской зоны. Ниже приводится их описание.

Акташские слои. Под этим названием нами выделяются нижние горизонты онинской свиты, обнажающиеся в районе среднего течения р. Оны, на правом берегу кл. Акташа, на водораздельном хребте р. Оны и Б. Она и в районе нижнего течения р. Узунзека. Достоверных выходов пород слоев в других участках Западного Саяна пока неизвестно.

Типовым разрезом слоев являются скальные обнажения зеленовато-серых известковистых песчаников, алевролитов и мергелей на правом берегу кл. Акташа (нижняя часть разреза слоев) и выходы серых мергелистых известняков на правом берегу р. Оны на расстоянии около 300 м от устья кл. Акташа в южном направлении (верхняя часть разреза).

Нижняя граница слоев проводится по кровле пачки лиловых или лилово-серых хлорит-гематито-кремнистых алевролитов и сланцев, которые условно относятся к ордовику.

Верхняя граница слоев проходит по подошве толщи крупнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов с известковистым цементом.

В районе среднего течения р. Оны в составе слоев выделяются четыре литологические пачки.

Пачка 1 представлена кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с кремнисто-хлоритовым, хлорит-карбонатным и хлорит-гематитовым цементом. В подчиненном количестве имеются прослои глинисто-карбонатно-хлоритовых и хлорит-гематитовых сланцев и филлитизированных известковистых алевролитов. Характерны линзы и прослои редкогалечных конгломератов и гравелитов, которые часто по простиранию играют заметную роль в составе пород пачки. Основная окраска пород — серовато-зеленая, реже встречаются прослои темно-серого и лилового цветов. Мощность пачки 50—75 м.

В известковистых алевролитах найдены разрозненные створки камаротеихид.

Пачка 2 состоит из тонкопереслаивающихся пластов мергелей, известковистых филлитизированных сланцев, кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников с карбонатно-хлоритовым цементом. Присутствуют рифогенные линзы и прослои коралловых, криноидных и мшанковых известняков, линзы околорифовых гравелитов. Преобладают мергели и известково-глинистые сланцы. Породы окрашены в зеленовато-серые, серые, буровато-серые и белесо-серые цвета. Мощность пачки 150—200 м.

В породах пачки содержатся многочисленные и разнообразные остатки организмов. По разнообразию форм и количеству особей на первом месте стоят табуляты, образующие значительные по размерам линзообразные скопления, в которых их скелетные остатки являются пороодообразующими. Особенно обильны скопления фавозитид, представленные колониями *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.) var. *maxima* Tchern., Pf. cf. *alveolaris* (Goldf.), Pf. aff. *balticus* (Ruchin), Pf. ex gr. *forbesiformis* Sok., Pf. sp.

Здесь весьма обычны альвеолитиды и строматопороидеи, реже встречаются хализитиды. Брахиоподы представлены скоплениями гладкороковинных пентамерид — представителей рода *Pentamerus* sp. Часто встречаются скопления остатков мшанок и обломков криноидей.

Фавозитиды, альвеолитиды и строматопороидеи образуют крупные линзообразные скопления — биогермы. Это, как правило, чистые от терригенных примесей линзы известняков, состоящие на 60—80 проц. из прижизненных скоплений скелетов колоний кораллов; промежутки заполнены аморфным кальцитом, дробленными и перетертыми обломками кораллитов и, реже, известково-глинистым материалом.

В биогермах почти всегда преобладают остатки одной особи одного вида, представители же других встречаются в резко подчиненном количестве. Рядом или на незначительном удалении появляются скопления остатков другого вида, среди которых формы первого вида уже редки. Реже встречаются смешанные ассоциации, состоящие из представителей ругоз, мшанок, брахиопод, криноидей и др.

Цвет известняков, сложенных остатками кораллов, обычно сахарно-белый, реже серовато-белый или розовый, и поэтому биогермы резко выделяются на общем зеленовато-сером и темно-сером фоне вмещающих пород.

По форме скопления остатков кораллов напоминают уплощенные линзы, реже неправильные желвакообразные тела. Размеры их меняются от 5 до 8 м по мощности при протяженности от 10—20 м до 1—2 км. Слоистость в этих телах отсутствует.

Пачка 3 более однородна по составу и представлена тонкослоистыми серыми и белесыми глинистыми и алевролитистыми известняками и известковистыми алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Породы содержат обильную вкрапленность псевдоморфоз лимонита по пириту.

Породы пачки бедны органическими остатками. Встречены лишь несколько раковин брахиопод плохой сохранности и две колонии сильно перемятых фавозитид. Мощность пачки около 70 м.

Пачка 4 представлена ритмично построенным ком-

плексом пород — алеврито-мергелистых органогеновых известняков, кремнистых мергелей, кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов с кремнисто-карбонатным и глинисто-карбонатным цементом, карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев, тонкообломочных известняков, линз и прослоев гравелитов, своеобразных брекчий и кварцитов. Окраска пород пестрая — белая, зеленовато-серая, буровато-серая, зеленая и ржаво-бурая. Для этой пачки характерны крупные кораллово-stromатопоровые рифогенные ритмично-слоистые тела, достигающие мощности 200 м и прослеживающиеся по простиранию на расстоянии 4—7 км.

Рифообразующие организмы представлены, в основном, колониями табулят,stromатопороидей и кубками ругоз, причем первые преобладают и по разнообразию и по количеству форм. Это колонии фавозитид, хализитид и альвеолитид. Большинство из них имеет массивную форму с неровной верхней поверхностью Stromатопороидей¹—*Clathrodyctyon* sp. (ex gr. *Cl. regulare* Rosen), *Actinostroma* ex gr. *intertextum* Nicholson; pyгозы — *Streptelasma* sp., *Dokophyllum* sp., *Zelophyllum* sp., *Cyathactis* sp., табуляты — *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* (Goldf.), *Pf. aff. balticus* (Ruchin), *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Mt. sp.*, *Mesofavosites* ex gr. *fleximurinus* Sok., *Mf. khalfini* Dziubo. *Mf. cf. khalfini* Dziubo, *Mf. sajanicus* sp. nov., *Mf. sajanicus differens* sp. et subsp. nov., *Mf. makarovi* sp. nov., *Mf. originalis* sp. nov., *Mf. multiperforatus* sp. nov., *Favosites favosus* (Goldf.), *F. cf. favosus* (Goldf.), *F. cf. gothlandicus* Lam., *F. aff. notabilis* Zhizhina, *F. favosiformis* Sok. var. *multitabulata* Zhizhina, *F. favosiformis* var. *globosa* Sok., *F. onicus* sp. nov., *F. (Sapporipora) aff. favositoides* Ozaki, *Labyrinthites sajanicus* sp. nov., *L. compactus* sp. nov., *Catenipora maxima* Fischer — Behzon, *C. gothlandica* (Yabe), *C. ex gr. gothlandica* (Yabe), *C. exilis* Eichw., *C. cf. elegans* (Fischer—Benzon), *Propora* ex gr. *magna* Sok., *Heliolites* cf. *decepiens* (M'Coy), *Pseudoplasmopora* sp., *Subalveolites eichwaldi* Sok.; брахиоподы — *Pentamerus* sp. (ex gr. *P. oblongus* Sow.).

¹ Stromатопороидей определялись В. К. Халфиной.

² Ругозы определялись С. К. Черепниной и В. А. Желтоноговой.

³ Табуляты определялись нами.

Анализ всего комплекса фауны акташских слоев показывает, что акташские слои имеют, несомненно, лландоверийский возраст.

В разрезе по водораздельному хребту рр. Оны — Б. Она слои представлены монотонной грязно-зеленой пачкой тонкослоистых кремнистых мергелей и алевролитов мощностью около 550—600 м с маломощными прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с карбонатным цементом и линзами коралловых известняков.

В других местах Западного Саяна достоверные выходы пород акташских слоев в настоящее время пока неизвестны. Интересно, что в Горном Алтае в разрезе на правом берегу кл. Ганина близ пос. Киреевского в составе подчагырской свиты имеется толща, литология и комплекс остатков табулят которой очень близки таковым акташских слоев. На наш взгляд, обе эти толщи являются синхронными.

Белогорские слои широко распространены по площади в пределах центральной части Западного Саяна. Выходы их известны в районах средних течений рр. Кызыл-Кызыксу, Оны, Стоктыша, Б. Она, Узунзека, Уюка, Чинчилига, Тасли и Эльдалбы. Во всех перечисленных местах они представлены сходным комплексом пород и содержат многочисленные остатки фауны.

Лучшими являются разрезы слоев на правом берегу р. Оны по хребту г. Белой и на левобережье среднего течения р. Тасли.

В онинском разрезе слои подразделяются на две пачки:

Пачка 5 состоит из тонкочередующихся пластов кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников с карбонатным и карбонатно-кремнистым цементом, тонкообломочных, органогенно-детритовых коралловых и брахиоподовых известняков, кремнистых мергелей и известково-глинистых сланцев. Часто встречаются линзы мелко- и среднегалечных гравелитов и конгломератов с карбонатно-кремнистым цементом. Цвет пород белый, кремовый, серый с различными оттенками, бурый, зеленый, черный. Мощность пачки 50—70 м.

Пачка 6 представлена органогенно-обломочным комплексом известняков, для которых характерна неправильная ритмичность строения и фаціальная выдержан-

ность. Местами ритмичность затушевывается развитием рифогенных линз. Доминируют глинистые тонко- и неяснослоистые известняки, в которых местами содержатся разнообразные органические остатки. Реже встречаются кремнистые, детритовые, рифогенные, тонкообломочные известняки, прослой мергелей, глинистых сланцев и алевролитов. Основные цвета пород темные: темно-серые, черные, буровато-серые, зеленовато-серые и, реже, светло-серые. Мощность пачки около 500 м; в целом же мощность слоев от 550 до 700 м.

Остатки фауны обильны и разнообразны. Представлены они колониями хализитид, фавозитид, сирингопорид, альвеолитид, гелиолитид и темнопорид. Часто встречаются ругозы, строматопороидеи и мшанки. Брахиоподы встречаются редко и не образуют крупных скоплений. За исключением хализитид и некоторых видов ругоз, представители всех других групп фауны распространены спорадически, образуя мелкие рифогенные тела мощностью 1,5—5 мм.

В породах слоев собраны многочисленные органические остатки, из которых определены: ругозы — *Altaja florida* Tcherepnina, *A. florida* var. *minima* Tcherepnina var. nov., *A. cf. silurica* Zheltonogova, *Stereoxylodes* sp. nov., *Streptelasma* sp., брахиоподы — *Pentamerus* sp. (ex gr. *P. oblongus* Sow.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. *Dalmanella* sp., *Orthidae*; табуляты — *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* (Golgf.), *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Mesofavosites* ex gr. *fleximurinus* Sok., *Mesofavosites makarovi* var. *regularis* sp. et var. nov., *Favosites* cf. *favosus* (Goldf.) *F. favosiformis* Sok., *F. gothlandicus* Lam., *Catenipora gothlandica* (Yabe), *C. aff. gothlandica* (Yabe), *C. cf. anikeevi* Tchern., *Halysites labyrinthicus* (Goldf.). *H. aff. labyrinthicus* (Goldf.), *H. aff. regularis* Fischer—Benzon, *H. minus* sp. nov., *Syringopora nefedovae* sp. nov., *S. aff. tuvaensis* Tchern. *Caliopora taslaensis* sp. nov., *Subalveolites* sp., *Cladopora* sp., *Propora conferta* M. Edw. et H., *Stelliporella* ex gr. *parvistella* (Roemer). *St. sp.*, *Heliolites* sp.; строматопороидеи — *Labechia mekala* V. Khalf.

Как видно из приведенного списка, в белогорских слоях состав окаменелостей обновляется. Здесь появляясь: табуляты—*Halysites labyrinthicus* (Goldf.), *H. aff. labyrinthicus* (Goldf.), *H. aff. regularis* Fischer—Benzon,

H. minus sp. nov., *Catenipora anikeevi* Tchern., новые разновидности *C. gothlandica* (Yabe), *Caliopora taslaensis* sp. nov. многочисленные, часто новые, представители р. *Syringopora*; ругозы — *Altaja florida* Tcherepnina, *A. florida* Tcherepnina, var. *minima* var. nov., *A. silurica* Zheltonogova *Stereoxyloides* sp. nov. и др. Наряду с новыми формами здесь отмечаются представители фауны нижележащих слоев. Это — *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Favosites gothlandicus* Lam., представители группы видов *Favosites favosis* (Goldf.). В целом комплекс фауны белогорских слоев имеет скорее ландоверийский возраст.

Культашские слои. Стратотипом слоев является разрез северо-восточнее оз. Культашь. Выходы пород слоев известны в районе средних течений рр. Оны, Стоктыша, Чинчилига и Тасли, но из-за большого внешнего сходства пород белогорских и культашских слоев, последние в поле различаются с трудом. Представлены они пачкой ритмично-слоистых кремнисто-глинистых известняков с прослоями мергелей, которые по цвету напоминают породы белогорских слоев, а по характеру ритмичности — породы вышележащих стоктышских слоев. В стратотипе граница с подстилающими слоями довольно резкая и характеризуется сменой узловатых глинистых известняков таслинских слоев ритмично-слоистыми кремнисто-глинистыми известняками культашских слоев. Верхняя граница в поле обычно отмечается по смене темно-серых мергелисто-кремнистых известняков ржаво-бурыми и светло-серыми «ребристыми» или «дощатыми» известняками стоктышских слоев. Кроме того, эти слои содержат резко отличающиеся комплексы органических остатков, что, конечно, является главным отличием. Отсюда определены следующие формы:

Palaeofavosites cf. *hystrix* Sok., Pf. ex gr. *jaanensis* Sok., *Syringoporus kultaschiensis* sp. nov., *Subalveolites* sp., *Subalveolites* sp. nov., *Catenipora* sp., *Halysites* sp., *Plasmopora* cf. *nakamurai* (Ozaki), *Stelliporella paula* sp. nov.; ругозы—*Cysticonophyllum* sp. nov., *Stereoxyloides* sp. nov., *Triplasma subhedstromi* Bulv. subsp. *sajanica* Pavlova, *Cyathactis* sp., *Dentilasma contempta* Ivanovski; брахиоподы — *Parmorthis elegantula* Dalm., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. reticularis* L. var. *orbicularis* Sow., *Conchidium* sp. nov., *Zygospira* cf. *diboisi* (Vern.); трило-

биты — *Sphaerexochus murus* Beyr., *Cheirurus* sp., *Calymene* sp., *Planiscutellum* aff. *planum* Hawle et Corda; мшанки — *Batostoma* sp., *Hallopora* sp., *Cyphotrypa* sp., *Monotrypa* sp., *Diplotrypa* sp., строматопороидеи — *Glathrodictyon* sp., *Actinostroma* ex gr. *intertextum* Nich. Комплекс фауны, на наш взгляд, имеет переходный яландоверийско-венлокский возраст.

Стоктышские слои широко распространены по площади, обычно легко узнаются в поле по внешним признакам и содержат комплекс брахиопод тувинского типа. Выходы их известны по бортам долин и на водоразделах рр. Кызыл-Кызыксу, Она, Стоктыша, Б. Она, Узунзека, Сабалкиаса, Уюка, Чинчилига, Тасли, Карасука и Таслаи. Более или менее полные разрезы слоев известны по бортам рр. Оны, Стоктыша и Тасли, а сравнительно хорошей сохранности остатки лишь в разрезах по бортам р. Стоктыша и в правом борту рч. Карасука. Во всех других местах породы слоев сильно перемяты или частично ассимилированы Онинским гранитоидным массивом.

Характерными особенностями слоев являются кремнисто-карбонатный состав слагающих пород, тонкая ритмичность строения и выдержанность литолого-фациального профиля по площади. Представлены они слоистыми тонкообломочными органогенными, кремнисто-глинистыми и доломитизированными известняками, в которых встречаются линзы и прослои гравелитов и кремнистых мергелей.

На выветрелой поверхности известняков часто имеются своеобразные гребенчатые или продольно-ребристые полосы, что внешне легко отличает породы стоктышских слоев от пород нижележащих пачек, где изредка наблюдаются сходные формы выветрелой поверхности, но в них они встречаются крайне редко. Верхние части разреза сложены, как правило, сахаровидными мраморами или белыми мраморизованными известняками. Мощность слоев около 500 м.

Органические остатки здесь встречаются довольно часто, но однообразны и представлены раковинами брахиопод, реже колониями строматопороидей и табулят. За исключением брахиопод, представители всех других групп встречаются спорадически, образуя мелкие линзообразные тела. Остатки брахиопод образуют в нижней

части слоев хорошо прослеживающуюся ракушняковую пачку, в которой преобладают раковины брахиопод тувинского типа.

Интересно отметить, что в этом горизонте, появляются первые *Tuvaella rackovskii* Tchern., по наличию которых в Туве проводится граница между верхней и нижней подсвитами чергакской свиты. Здесь определен следующий комплекс фауны: брахиоподы —

Tuvaella rackovskii Tchern., *T. cf. rackovskii* Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern., *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Nalivkinia* sp., *N. aff. sibirica* Bubl.; представители семейства — *Spirifiridae*, *Stegerhynchus* aff. *ulukchemiensis* Tchern., *Camarotoechia* sp., *C. nucula* var. *tuvaensis* Tchern., *C. ubsuensis* Tchern.

Тостугская свита. Осадочные образования свиты широко развиты в пределах Центрально-Саянской структурно-фациальной зоны, прослеживаясь широкой полосой субширотного направления от среднего течения р. Кызыл-Кызыксу до верховий р. Б. Карбая. Наличие пород этой свиты восточнее в настоящее время не совсем определено, так как отложения, выделяемые рядом геологов под названием «таслинской толщи», на наш взгляд, несомненно, разновозрастные и включают отложения как нижнего, так и верхнего силура.

Стратотипом свиты является разрез по водораздельному хребту рр. Тостуга и Таслаи. Здесь отложения свиты развиты на крыльях крупной антиклинальной структуры субширотного простирания, ядро которой сложено породами онинской свиты.

Свита имеет согласные взаимоотношения с подстилающими отложениями онинской свиты и перекрывается без видимого углового несогласия породами шиштыкской свиты.

В стратотипе нижняя граница проводится в основании толщи известковистых алевролитов, черных мергелей с линзами серых глинистых известняков, а верхняя — в основании горизонта конгломератов, гравелистов и песчаников шиштыкской свиты.

В стратотипе свита подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка представлена ритмично переслаивающимися прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и мергелей темно-серого цве-

та с четко выраженными следами размыва и гиероглифами. Местами здесь встречаются прослои и мелкие линзы мергелистых известняков, содержащие скопления остатков ругоз, брахиопод, остракод, мшанок и табулят, из которых различными специалистами были определены: *Halysites* sp., *Favositidae*, *Lioclema* sp., *Mesotrypella* sp., *Trematopora* sp., *Camaroechia* sp., *Tuvaella* sp. и многочисленные представители нижнесилурийского рода ругоз — *Syathactis* sp.

На основании этих определений возраст вмещающих пород датируется нижним силуром. Мощность пачки 500 м.

Средняя пачка сложена ритмично чередующимися зелено-серыми существенно кварцевыми, реже полимиктовыми песчаниками с карбонатно-хлоритовым или кремнисто-хлоритовым цементом и лилово-серыми гематит-хлоритовыми глинистыми сланцами. Мощность одного ритма колеблется от нескольких см до 10—12 м. В целом мощность пачки около 650 м.

Верхняя пачка непостоянна по составу. Сложена она, в основном, лилово-серыми и зелеными глинистыми сланцами, реже алевролитами. Встречаются маломощные прослои гравелитов и конгломератов. Местами, особенно в верхних горизонтах, встречены прослои эффузивов среднего состава и их туфов. Мощность пачки 300—350 м. Общая мощность свиты 1550—1600 м.

На основании того, что свита в основании содержит нижнесилурийскую фауну и перекрывается верхнесилурийскими отложениями, возраст в некоторой мере условно можно считать венлокским.

Верхний силур

Отложения верхнего силура выходят на дневную поверхность в виде узкой полосы на водоразделах рр. Каратоша, Субурдука, Кулогаша, Ак-Хема, Кульгу-Адыра, Ак-Туруга, Тостуга и далее, расширяясь, прослеживаются в пределы верховой рр. Эльдалбы и Б. Карбая. В виде отдельных обособленных пятен выходы их известны на водоразделах средних течений рр. Чинчилига, Тасля и Таслая в ядрах небольших синклинальных структур.

Впервые отложения, относимые нами к верхнему си-

луру, были выделены в 1957 г. И. Н. Казаковым на водоразделе рр. Каратоша и Кулогаша под названием «кулогашская толща» и включались им в состав кемтерекской серии $Ст_3—O_1$. В других местах, в частности в районе р. Ак-Туруга, он относил их к ордовику, а в районе рр. Тостуга и Тасли эти же отложения включались им в состав «таслинской толщи» силурийского возраста. В 1960 г. в породах «кулогашской толщи» нами были найдены и собраны органические остатки, из которых В. П. Нехорошев определил р. *Semicoscygium* sp., на основании чего заключил: «Возраст отложений, несомненно, силурийский, вероятнее всего, нижнелудловский». Из этой же коллекции Т. В. Лопушинская определила несколько раковин *Camartoechia* cf. *ubsuensis* Tchern. Позже, в 1961 г., П. С. Антонов в «кулогашской толще» нашел линзу известняков, содержащую многочисленные остатки табулят, из которых нами были определены:

Mesosolenia festiva (Tchern.), *Ms. cf. labyrinthica* Mironova, *Ms. aff. festiva* (Tchern.), *Halysites aff. catenularia* L., *Halysites* sp., *Subalveolites crassimuralis* sp. nov., а А. В. Санжарой — *Tuvaella gigantea* Tchern.

На основании первых двух форм, широко распространенных в нижнем лудлове Горного Алтая и Салаира, возраст вмещающих пород нами датируется нижнелудловским.

В том же году И. К. Кокодзеев на основании внешнего сходства пород, развитых в районе р. Каратоша, и отложений, выходящих на дневную поверхность в районе р. Ак-Туруга, условно отнес последние к силуру, включив их в «таслинскую толщу». Одновременно М. В. Дзетовецкий нашел в них остатки мшанок, к сожалению, неопределимых из-за очень плохой сохранности.

Поэтому до последнего времени существовало два мнения о возрасте пород, развитых в районе р. Ак-Туруга: И. Н. Казакова, который относил их к нижнему ордовику, и И. К. Кокодзеева и М. В. Дзетовецкого, которые считали их силурийскими, причем последний датировал их нижним венлоком.

В результате работ, проведенных нами в 1960—1962 гг., доказано, что отложения, развитые в районе рр. Каратоша, Кулогаша, Ак-Туруга, Тостуга, в ряде

мест по р. Тасля, являются верхнесилурийскими и относятся к шиштыкской свите верхнего силура.

Шиштыкская свита. В западной части зоны в настоящее время известны лишь нижние горизонты свиты, которые выделяются под названием актуругской толщи. Стратотипом этой толщи является разрез в левом борту р. Ак-Туруга, притока р. Куже. Представлена она правильно чередующимися прослоями зелено-серых, реже лиловых известковистых алевролитов, мелкозернистых существенно кварцевых и полимиктовых песчаников с карбонатно-серицитовым и карбонатным цементом, глинистых и известково-глинистых сланцев и мергелей. Последние по простиранию местами замещаются линзами зеленовато-серых алевролитистых известняков.

Для пород толщи характерна своеобразная «дырчатая» или «радиаторная» поверхность выветривания, благодаря которой они легко узнаются в поле. В основании лежит прерывистый горизонт конгломератов, мощность которого колеблется от нескольких м до 150—200 м, причем по простиранию он часто выклинивается, замещаясь песчанистыми известняками, гравелитами, песчаниками или средними эффузивами.

Породы распределяются в составе толщи по определенной закономерности — ритмопачками. Как правило, каждая ритмопачка состоит из следующего набора пород (снизу вверх): песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки или мергели, часто содержащие органические остатки. Мощность отдельных составляющих может колебаться в широких пределах — от долей метра до десятков метров, причем границы между ними не всегда резкие. В зависимости от преобладания в ритмопачках определенных пород выделяются — существенно песчаниковая пачка алевролитов и т. д. или смешанные — песчано-сланцевая, песчано-алевролитовая и др.

В составе толщи выделяется от 4 до 6 таких пачек мощностью 150—200 м, причем каждая из них содержит по одному прослою с органическими остатками, главным образом мшанок, реже брахиопод и криноидей. По заключению А. М. Ярошинской и А. В. Ефимовой, мшанки представлены в большинстве прослоев в основном представителями рода *Semicoscyrium*, а из третьего прослоя снизу (примерно в 600 м от основания толщи)

А. В. Ефимова определила *Semicoscynium cf. parviretis* Astrova и *S. cf. fragilis* Astrova, формы широко распространенные в лудловских отложениях районов р. Б. Уры и р. Уса. Кроме того, сам факт обилия представителей рода *Semicoscynium* свидетельствует о верхнесилурийском возрасте вмещающих пород.

К этой толще, по-видимому, относятся отложения, развитые на водоразделах рр. Каратоша, Кулогаша и Ак-Хема, список окаменелостей из которых указан выше.

На основании всех приведенных определений органических остатков мы считаем возможным возраст толщи датировать нижним лудловом.

Суммарная мощность слоев около 1200 м.

Так как обработка всего материала еще не закончена и полевые исследования продолжаются, приведенные материалы носят предварительный характер и не претендуют на окончательное решение всех вопросов стратиграфии силура Западного Саяна. После полного изучения палеонтологического материала и уточнения возрастных интервалов отдельных форм и их комплексов, в будущем возможны некоторые изменения границ отдельных стратиграфических подразделений.

Однако некоторые вопросы стратиграфии силура могут быть уже сейчас решены более или менее определенно.

1. Силурийские отложения западных районов Центрально-Саянской структурно-фациальной зоны могут быть подразделены на три свиты — онинскую, тостугскую и шиштыкскую.

2. Возраст онинской свиты по имеющимся материалам, несомненно, нижнесилурийский и охватывает возрастную интервал лландовери — низы венлока.

3. Возраст тостугской свиты определяется венлокским в некоторой мере условно, так как в верхних горизонтах свиты органические остатки не найдены.

4. Возраст отложений, относимых нами к шиштыкской свите, устанавливается лудловским на основании остатков мшанок, сходных с мшанками шиштыкской свиты районов р. Б. Уры и р. Уса и верхнесилурийских отложений Тувы, а также на основании остатков табулят и брахиопод, известных из чагырской свиты Горного Алтая и верхов чергакской свиты Тувы (Общепринято,

что отложения чагырской свиты и верхи чергакской свиты имеют лудловский возраст).

Сложнее обстоит с выделением ярусов.

1. Граница между ордовиком и силуром в пределах Западного Саяна проводится пока условно. В настоящее время еще не известны отложения, содержащие достоверную верхне-ордовикскую или переходную от ордовика к силуру фауну.

2. Граница между лландовери и венлоком проходит внутри онинской свиты по кровле культашских слоев, содержащих переходный (лландовери-венлокский) комплекс фауны.

По-видимому, она будет соответствовать границе между лландовери и венлоком на Сибирской платформе и в Туве.

3. Граница между венлоком и лудловом проводится в известной мере условно — по кровле тостугской свиты, — так как верхние горизонты отложений, относимых к венлоку, не содержат органических остатков.

Е. А. СКОБЕЛИН

НЕКОТОРЫЕ ПРИЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ НАРУШЕННЫХ СТРУКТУР

(на примере Алтайской площади Южно-Минусинской котловины)

В практике нефтепоисковых работ мы столкнулись с тем, что геологи не всегда полностью используют материалы бурения при составлении структурных карт площадей, разбитых тектоническими нарушениями. В связи с этим нам представляется необходимым привести пример структурных построений на конкретном материале одной из нефтепоисковых площадей, обратив особое внимание на те возможности, которые не всегда используются.

Алтайская площадь расположена в центральной части Южно-Минусинской котловины. Свод структуры сложен отложениями тубинской свиты верхнего девона, обрамленными на крыльях и западной периклинали нижнекарбонowymi отложениями. Вследствие большей устойчивости последних к выветриванию, по сравнению с отложениями тубинской свиты, на площади развит обращенный рельеф. Выходы нижнекарбонových отложений хорошо прослеживаются в виде куэстов и четко оконтуривают структуру. Здесь же зафиксирован ряд тектонических нарушений, проследить которые в поле развития отложений тубинской свиты методами геологической съемки не представляется возможным из-за слабой обнаженности.

При корреляции разрезов скважин (явившейся первым этапом работы) было установлено, что лучшим маркирующим горизонтом является толща бейской и илеморовской свит. Кровля этой толщи была принята в качестве опорного репера при построении структурной карты. Вышележащая толща верхнего девона (мощностью

более 1500 м), включающая ойдановскую, кохайскую и тубинскую свиты, содержит лишь единичные реперы, которые прослеживаются далеко не во всех скважинах. Сопоставление в пределах этой толщи стало возможным лишь при одновременной корреляции всех глубоких скважин после предварительного выведения на уровень кровли бейской свиты. Анализ мощностей¹ пачек пород, залегающих между надежными и наиболее выдержанными по площади реперами, показал незначительное изменение этих мощностей, зависящее преимущественно от углов падения пород в районе расположения скважин. В скважинах №№ 2, 5, 6, 9, 11 и 12 отдельные толщи оказались аномально увеличенными в мощности, что позволило предположить наличие тектонических нарушений взбросо-надвигового характера.

Второй этап работы состоял в изучении разрезов скважин с аномальными значениями мощности: установлению места пересечения плоскости сместителя скважиной и определению амплитуды взброса.

Для установления места пересечения плоскости сместителя скважиной участок с аномальной мощностью из разреза выделенной скважины сопоставлялся снизу и сверху с другой скважиной, в которой эта часть разреза имела нормальную мощность (рис. 1а). В идеальном случае уровни прекращения сопоставления снизу и сверху должны совпасть в месте пересечения скважиной плоскости сместителя. Практически сопоставление обычно прекращалось на некотором удалении от сместителя (рис. 1а), что позволяло выделить лишь участок разреза скважины, в пределах которого подсекается взброс. Описанным приемом сопоставления было установлено местоположение взбросов в скважинах №№ 5(Г), 6(В), 9(Б) и 12(А). В отдельных случаях пересечение плоскости сместителя скважиной, судя по кавернограмме, сопровождалось значительным увеличением диаметра скважины (рис. 1а), вероятно, за счет увеличения естественной трещиноватости близ плоскости сместителя и характеризовалось на электрокартажных диаграммах как пролицаемый горизонт (скважины №№ 5, 9, 12).

¹ Под мощностями здесь и ниже мы будем понимать видимые мощности, замеряемые в скважинах. Скважины считаются строго вертикальными.

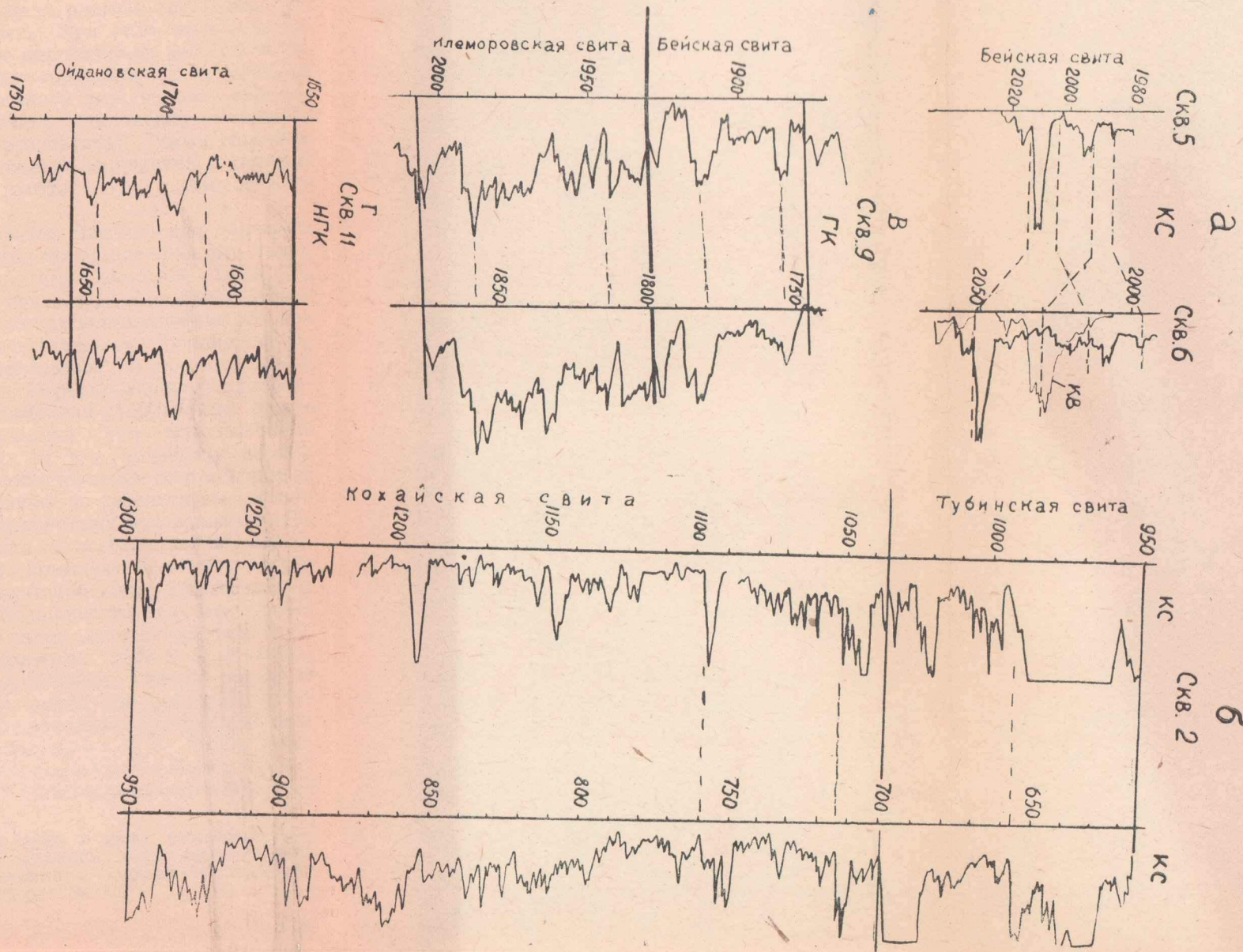


Рис. 1. Примеры сопоставления разрезов скважин при изучении взбросов. КС — кривая кажущихся сопротивлений, ГК — кривая гамма-каротажа, НГК — кривая нейтронного гамма-каротажа, КВ — кавернограмма.

Если определить местоположение взброса в скважине описанным способом не представлялось возможным, предпринималась попытка найти дважды повторяющиеся пачки пород в пределах участка разреза скважины, имеющего аномальную мощность. При этом мощность повторяющейся пачки заранее определялась величиной отклонения мощности данного горизонта от нормальной (в случае пересечения скважиной двух и более нарушенных ориентировка на величину отклонения мощности может не дать желаемого результата). Таким способом было определено местоположение нарушений в скважинах №№ 2 (взброс А), 9 (взброс Б), 11 (взброс Б) и 12 (взброс Б).

При сопоставлении разрезов скважин для определения местоположения взбросов использовались все имеющиеся материалы — стандартный каротаж, БКЗ, ГК, НГК и кавернограммы. В связи с редким поинтервальным отбором керна в скважинах использование его при сопоставлениях было малоэффективным. Лучшие результаты были получены при использовании для сопоставлений стандартного каротажа. Нередко хорошо подобранные зонды БКЗ успешно заменяли стандартный. Менее четкие сопоставления получались при использовании кривых ГК и НГК. На рис. 16, в, г, приведены не лучшие, но обычные примеры сопоставления повторяющихся пачек пород в разрезах скважин по результатам различных видов промыслово-геофизических исследований. Если отдельные виды каротажа не всегда давали удовлетворительные результаты, то комплексное их использование позволяло получить вполне надежные сопоставления.

Амплитуда взброса¹ в большинстве случаев определялась мощностью пачки пород, дважды повторяющейся в разрезе скважины (скважины №№ 2, 9, 11 и 12). Если четко выделить повторяющиеся пачки пород не представлялось возможным, амплитуда взброса определялась другим способом: по величине отклонения мощности от нормальной (скважины №№ 5 и 6). Чтобы избежать возможного занижения амплитуды взброса (в случае подгибания слоев близ плоскости сместителя) при

¹ Под амплитудой взброса здесь и ниже понимается расстояние, замеренное по стволу скважины, между одноименными горизонтами (или их продолжениями) в смежных тектонических блоках (величины «а» и «б» на рис. 3а, б).

определении ее первым способом, производилось контрольное определение амплитуды нарушения вторым способом. Принципиальная схема, иллюстрирующая возможность указанного контроля, приведена на рис. 2.

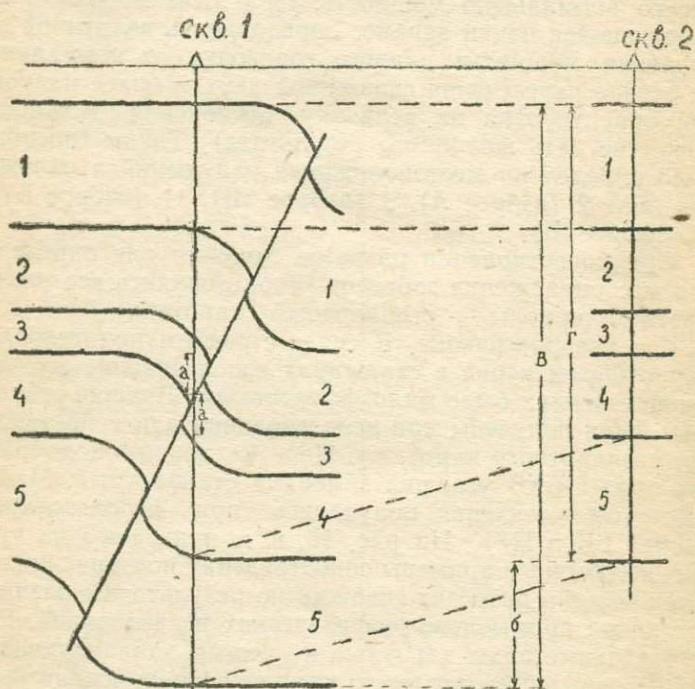


Рис 2. Схема определения амплитуды взброса в случае подгибания слоев близ плоскости сместителя: а — мощность повторяющейся пачки пород в разрезе скважины; б — амплитуда взброса, в — аномальная мощность горизонта, г — нормальная мощность горизонта.

Погрешность определения амплитуд взбросов описанными приемами не превышала ± 5 м, что соответствовало точности измерений и в выбранном масштабе карты существенно отразиться не могло.

В процессе третьего этапа работ обычным путем были определены основные отметки маркирующего горизонта, выбранного для построения структурной карты. Наряду с этим, рассчитывались дополнительные («мнимые») отметки по скважинам, подсекающим взбро-

сы, для тех тектонических блоков, в которых маркирующий горизонт скважинами не вскрыт.

Чтобы ясно представить технику определения дополнительных отметок, обратимся к рис. 3а. Скважина № 11 пересекает взброс, который выражен в ее разрезе повторением одноименных пачек пород. Плоскость сместителя пересекается скважиной на глубине 1656 м. Часть разреза скважины, расположенная выше этой глубины, относится к блоку I, а ниже — к блоку II. Маркирующий горизонт вскрыт лишь в блоке II. Определяем

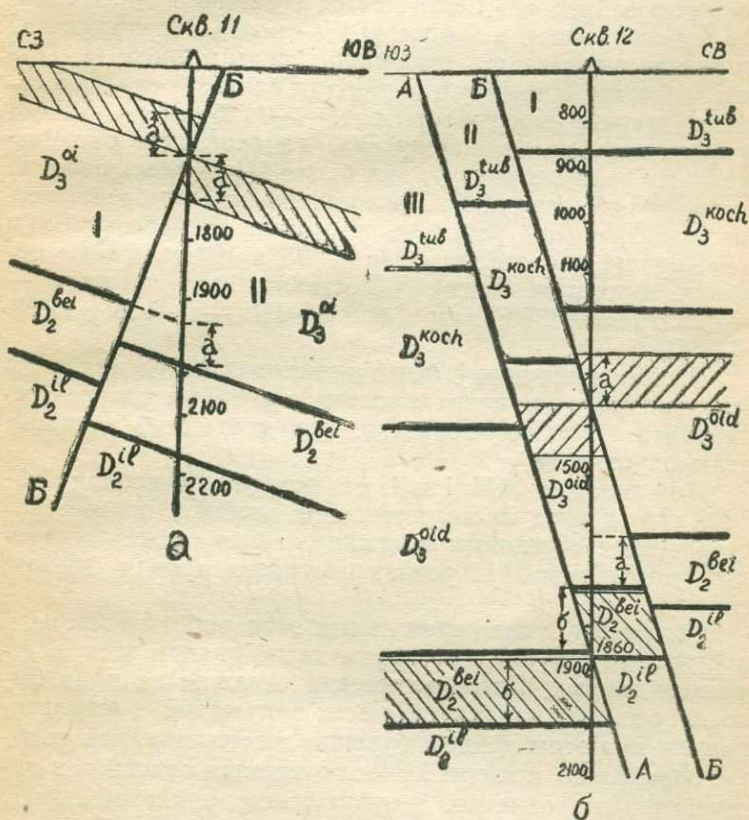


Рис. 3. Схема определения дополнительных отметок.

«мнимую» отметку маркирующего горизонта для блока I. Учитывая, что разрез площади сложен компетентными породами, мы допускали, что кровля бейской свиты в блоке I смещается относительно своего положения в блоке II по вертикали на величину мощности повторяющихся горизонтов (или величину отклонения мощности ойдановской свиты в разрезе скважины № 11 от нормальной). Следовательно, «мнимая» отметка кровли бейской свиты для блока I увеличивается, по сравнению с блоком II, на величину «а», равную в нашем примере 74 м.

Скважина № 12 (рис. 3б) пересекает два взброса, из которых взброс «А» пересекается скважиной ниже кровли бейской свиты, а взброс «Б» — выше. Маркирующий горизонт вскрывается скважиной лишь в блоке II. При определении «мнимой» отметки для блока I основную отметку маркирующего горизонта ($-1725 + 362 = -1363$) увеличиваем на величину «а» (аналогично рассмотренному выше примеру), для блока III — уменьшаем на величину «б» (рис. 3б). Величины же «а» и «б» являются вычисленными ранее амплитудами взбросов «Б» и «А», равными соответственно — 95 и 127 м. Таким образом, «мнимые» отметки составят: для блока I — $-1363 + 95 = -1268$; для блока III — $-1363 - 127 = -1490$.

По этому принципу были вычислены дополнительные отметки для всех шести скважин, в которых удалось установить амплитуду взбросов. Получено семь дополнительных отметок.

Для скважин №№ 1 и 4, не вскрывших кровли бейской свиты из-за их недостаточной глубины, после сопоставления с соседними скважинами был также произведен ориентировочный расчет отметок кровли бейской свиты.

Четвертый и заключительный этап работы состоял в построении структурной карты на основании всех полученных данных. После нанесения скважин на план было прослежено направление всех нарушений с использованием при этом данных бурения и геологической съемки; определено к каким блокам относятся основные и дополнительные отметки. Результаты сведены в таблицу 1.

Определение направления падения плоскости сместителя производилось по правилу: сместитель взброса падает в сторону приподнятого блока (в случае сброса —

Таблица 1

№№ скв.	Амп-литуда	Глубина репера	Взброс	Глубина пересечения взброса скважиной	Амплитуда взброса	Блок	Отметка
1	336	—	—	—	—	I	1250
2	335	1806	A	950	336	II	1135
			—	—	—	III	1471
3	339	1911	—	—	—	I	1512
4	393	—	—	—	—	IV	1370
5	399	1810	Г	1855	30	III	1441
			—	—	—	V	1411
6	406	1856	—	—	—	IV	1450
			B	2030	30	V	1480
7	395	1902	—	—	—	III	1507
8	396	1775	—	—	—	III	1379
9	331	1631	B	1875	125	II	1425
			—	—	—	I	1300
10	402	2146	—	—	—	IV	1744
11	335	2016	B	1656	74	I	1607
			—	—	—	II	1681
12	362	1725	B	1358	95	I	1268
			—	—	—	II	1363
			A	1860	127	III	1490

падение обратное). Взбросовый характер нарушений доказывался повторением горизонтов в разрезах скважин. Относительное положение блоков определялось по геологической карте.

Изогипсы структурной карты проводились с помощью обычной интерполяции при учете основных и дополнительных отметок. В пределах тех участков, где данные бурения отсутствовали, изогипсы проводились с учетом данных геологической съемки и сейсморазведки.

Точное определение углов падения сместителей взбросов требует значительно большего количества материалов, чем мы его имели для Алтайской площади. В связи с этим нами была сделана излагаемая ниже попытка определить лишь порядок величин углов наклона сместителей.

«Взбросо-надвиговые» нарушения в окрестностях Алтайской площади отмечаются в единичных случаях, несмотря на хорошую изученность бурением и съемкой. Показательным является приуроченность большинства нарушений к положительным структурам и затухание их за пределами последних. Это может свидетельствовать

о формировании тектонических нарушений за счет вертикальных движений в условиях незначительного тангенциального сжатия. В подобных условиях могут формироваться преимущественно взбросы с крутыми падениями сместителей. Подтверждением этому выводу являются результаты полевого изучения трещиноватости в пределах Алтайской площади и соседних структур. По данным Т. В. Дорофеевой (1962), наиболее распространенные системы трещин здесь имеют падения $70-90^\circ$. Ею же установлено, что тектонические нарушения, как правило, имеют те же элементы залегания, которые характеризуют какую-либо одну из наиболее распространенных систем трещин.

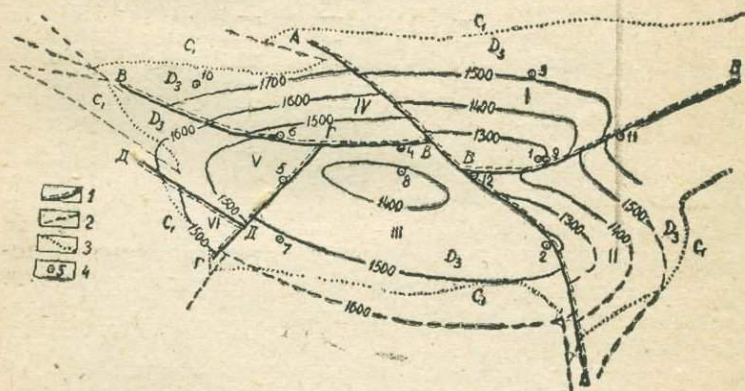


Рис. 4. Структурная карта Алтайской площади. Сост. Е. А. Скобелин. 1 — взбросы; 2 — взбросы, прослеженные геологической съемкой; 3 — геологические границы; 4 — скважины.

Материалы бурения в пределах Алтайской площади позволили проконтролировать указанные выводы. В скважине № 4 наблюдается следующая картина распределения углов падения слоев, замеренных по керну: глубина 916 м — близкое к 0° , 1025 м — до 30° , 1065 м — до 50° , 1075 м — до 90° , 1079 — 1132 м — 90° . Судя по нарастанию углов падения слоев, здесь мы имеем дело с нарушением, которое может быть подсечено скважиной не выше, чем на глубине 1075 м. Нарушение нормального залегания пород на столь протяженном участ-

ке разреза скважины свидетельствует о близком к вертикальному падении сместителя этого нарушения. Кроме того, достаточно сместителю падать под углом 60° , чтобы он подсекался скважиной № 8, находящейся на расстоянии около 600 м от скважины № 4 и имеющей глубину 2183 м. Никаких признаков нарушения в скважине № 8 не наблюдалось; более того, эта скважина использовалась нами в качестве опорной ввиду ее лучшего сопоставления с другими скважинами площади.

Приведенные выше факты и соображения не позволяют предполагать пологое (менее $60-70^\circ$) падение сместителей выявленных нарушений.

Построенная в результате проведенных исследований структурная карта приведена на рис. 4.

Подобного рода приемы исследований можно без существенных изменений использовать, по-видимому, только для платформенного типа структур, осложненных нарушениями взбросового и сбросового характера.

ЛИТЕРАТУРА

Дорофеева Т. В. Исследование трещиноватости горных пород и ее влияние на коллекторские свойства. Автореф. дисс. ВНИГРИ, 1962.

А. А. ТРИГУБОВИЧ

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА РАЗВЕДОЧНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПО АБАНСКОМУ БУРОУГОЛЬНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ

В 1962 г. под нашим руководством закончены исследования по выяснению возможности разрежения разведочных сеток, применяемых на угольных месторождениях Канско-Ачинского бассейна.

Практика формального применения разведочных сеток, по инструкциям ГКЗ, породила кое-где укоренившееся мнение, что эти сетки являются незыблемой основой разведочного процесса на любом месторождении. Однако известно, что приводимые в инструкциях ГКЗ расстояния между разведочными выработками являются сугубо эмпирическими и усредненными. Они считаются необязательными и рекомендуются лишь в качестве ориентировочных; в каждом конкретном случае форма и плотность разведочной сети должны определяться в соответствии с особенностями месторождения и требованиями к его изученности — на основе обработки и анализа геологических данных (ГКЗ, 1961; Материалы по методике разведки..., 1962).

Теоретические основы и рабочие схемы обоснования оптимальных разведочных сеток разработаны слабо, что порождает затруднения при проведении исследований в данной области. Любой из существующих методов анализа густоты разведочных выработок не представляет всеобъемлющей системы исследования и не учитывает всех параметров месторождения. В геологической литературе имеется целый ряд указаний на то, что выполнение исследований одним из методов (в частности, методом вариационной статистики случайных величин) может

приводить к явно ошибочным результатам; в то же время практика применения существующих методов анализа разведочных сеток во многих случаях дает положительные результаты и показывает возможность их использования (Д. А. Зенков, 1957; В. Г. Соловьев, 1952, Материалы по методике разведки..., 1962).

Для получения более надежных выводов относительно оптимальных разведочных сеток и выведения комплекса показателей, обеспечивающих практическое использование этих сеток, наши исследования выполнены сочетанием нескольких методов. При этом, наряду с геологическим анализом, использованы следующие методы: 1) вариационной статистики случайных величин; 2) В. В. Богацкого (1962); 3) разрежения сети и сравнения вариантов; 4) математических действий с поверхностями топографического порядка (П. А. Рыжов, 1952); частично использованы метод В. С. Огаркова (1961) и группа методов, основанных на взаимосвязи параметров изучаемого тела (Д. А. Казаковский, 1948; В. А. Прокин, 1961; И. П. Шарапов, 1952). Кроме того, применялись разработанные нами новые способы подсчета объема вскрыши и определения среднего наклона волнистой поверхности.

Основным объектом исследований являлись детально разведанные Соколовские участки №№ 1, 2 и 3 Абанского бурогольного месторождения.

Пласты угля на Абанском месторождении приурочены к полого залегающим юрским отложениям, которые перекрыты сплошным чехлом четвертичных образований. Наибольшее значение имеют два пласта угля — Мощный и Нижний. Остальные пласты достигают рабочей мощности лишь на отдельных, сравнительно небольших площадях.

Пласт Мощный залегает на глубине от 5 до 90 м и распространен на площади 1,3 тысячи кв. км. Мощность его местами достигает 25—26 м. На детально разведанных Соколовских участках полезная рабочая мощность пласта вне областей эрозионного размыва колеблется в пределах от 7,7 до 18,4 м и в среднем равна 13,1 м; лишь по одной скважине (в результате исключения пачек угля с повышенной зольностью) мощность снижается до 3,0 м. Встречаются внутрислоистые породные прослои мощностью до 1,0 м. В восточной части месторождения

угольный пласт приобретает сложное строение и местами замещается углистым аргиллитом. Зольность угля по пластопересечениям не поднимается выше 28,8 проц., в среднем составляя около 12 проц.

Пласт Нижний расположен под пластом Мощным. В пределах Соколовских участков №№ 1, 2, 3 его полезная мощность изменяется от 0 до 8,0 м при среднем значении 3,5 м, а удаление от почвы пласта Мощного в среднем составляет 31 м.

Средние углы падения угольных пластов меньше 1°. Поверхности их волнистые, дизъюнктивные нарушения не отмечаются.

Основным объектом разведки на Абанском месторождении является пласт Мощный, который по степени выдержанности относится к устойчивым, включает подавляющую массу угля и пригоден к отработке открытым способом. Поэтому необходимая и достаточная разведочная сеть определяется применительно к этому пласту, а подсчет запасов более изменчивого пласта Нижнего ориентируется на разведочную сеть, рассчитанную для пласта Мощного.

Разведка Соколовских участков №№ 1, 2, 3 проведена скважинами по сети примерно 500×500 м. По некоторым линиям выработки сгущены до 250 м. Всего пробурено 225 скважин. Запасы по основному угольному пласту Мощному утверждены ГКЗ по категории А, а в приконтурных зонах — по категориям В и С₁. Остальная площадь месторождения к началу 1962 г. была почти полностью охвачена поисковой разведкой. При этом пласт Мощный разбурен в основном по сети 2×4 км (с оценкой запасов по С₂) и частично по сетке 2×2 км (с отнесением запасов к С₁). В 1962 г. начата предварительная разведка, предусматривающая сгущение сети скважин до 2×2 км и перевод запасов в С₁, вдоль выходов пласта Мощного под покровные отложения скважины запроектированы по сети 1×1 км.

Исходя из требований¹ к изученности месторождений энергетических углей, предназначенных для отработки открытым способом, нами проанализированы все основные параметры детально разведанной части Абанского месторождения: мощность, строение и гипсометрия

¹ Существовавших до 1963 г. Ред.

угольных пластов; зольность и объемный вес угля; литология пород вскрыши и ее мощность. Кроме того, рассмотрены некоторые вопросы структуры и генезиса месторождения, принята во внимание надежность увязки отдельных пластопересечений.

Для определения оптимальной формы разведочной сети проведены исследования изменчивости угольных пластов по сторонам и диагоналям фактической сети выработок. При этом выяснено, что разные параметры пласта Мощного имеют несовпадающие направления максимальной изменчивости. В то же время разница величин изменчивости по линиям разной ориентировки оказывается несущественной. Это дает основание считать, что рациональной будет квадратная разведочная сеть, которая подходит также и для пласта Нижнего.

Анализом установлено, что главным природным фактором, определяющим оптимальную плотность разведочной сети, является изменчивость мощности угольных пластов. Все другие параметры месторождения с достаточной точностью выявляются выработками, проходимыми для оценки мощности того или иного угольного пласта. Поскольку основным объектом разведки принят пласт Мощный, то изменчивость его полезной рабочей мощности и будет тем природным фактором, который обуславливает необходимую густоту разведочных выработок. Эта изменчивость в пределах Соколовских участков №№ 1, 2, 3 (на площади 40 кв. км вне областей эрозионного размыва пласта Мощного), вычисленная на основании данных по 191 скв. сети 500×500 м, характеризуется следующими величинами:

- | | |
|--|-------|
| 1. Среднее значение первых разностей: | |
| а) в метрах | 1,78 |
| б) в проц. к средней мощности пласта,
равной 13,1 м | 13,6 |
| 2. Среднее значение вторых разностей: | |
| а) в метрах | 3,08 |
| б) в проц. к средней мощности пласта | 23,5 |
| 3. Среднее квадратическое отклонение | 2,18 |
| 4. Коэффициент вариации в проц. | 16,64 |
| 5. Показатель неравномерности (по
Богацкому) | 1,40 |
| 6. Относительная изменчивость | 0,14 |

7. Показатель изменчивости (по Казаковскому) 0,24
 8 Среднее значение градиента в расчете на 1000 м:
 а) в метрах 3,1
 б) в проц. к средней мощности пласта 23,7

Средняя мощность пласта Мощного, вычисленная по скважинам сети 500×500 м, принята за эталон, а сгущение выработок в отдельных линиях до 250 м использовано для оценки погрешности этого вычисления.

Проведено изучение 80 вариантов искусственно разреженных и смещенных разведочных сеток 1,0×1,0 км, 2,0×2,0 км, 2,8×2,8 км (разрежение по диагоналям обычных сеток) и 4,0×4,0 км. Максимальные погрешности вычисления средней мощности пласта Мощного по этим вариантам, объединенным в группы по количеству входящих в них скважин, приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Количество скважин			Число вариантов	Относительные погрешности в %			Отношение гр. 6 к гр. 5	Отношение гр. 7 к гр. 5
от	до	среднее		эмпирическая (включая и грешность эталона)	предельные теоретические			
					по методу Богацкого	по вариационной статистике		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Эталон		191		1,0	0,5	3,6	0,5	3,6
43	53	48	4	1,5	2,0	9,3	1,3	6,2
13	15	14	7	6,0	6,7	15,5	1,1	2,6
10	12	11	7	7,0	7,9	30,9	1,1	4,4
7	9	8	11	7,3	13,4	23,8	1,8	3,3
4	6	5	36	13,4	30,6	56,5	2,3	4,2
—	—	3	15	18,7	—	—	—	—

Естественно, что средние величины погрешностей значительно ниже максимальных. Так, например, при числе скважин 4—6 средние погрешности по 36 вариантам сети равны: эмпирическая — 5,2 проц., по Богацкому — 10,2 проц. и по вариационной статистике — 20,6 проц.

Из таблицы 1 видно, что по мере увеличения количества скважин (более или менее равномерно расположен-

ных на одной и той же площади) происходит общее уменьшение величины погрешности исчисления средней мощности пласта. Погрешности, определяемые по формулам вариационной статистики случайных величин, оказались устойчиво завышенными (в среднем примерно в 4 раза). Погрешности, оцениваемые по методу В. В. Богацкого, в случаях 10 и больше скважин довольно хорошо согласуются с эмпирическими — абсолютные расхождения не достигают 1 проц. и, с точки зрения практических целей, не имеют существенного значения; но когда число скважин меньше 10, то теоретические погрешности оказываются завышенными примерно в 2 раза. Исследованиями установлено, что указанное искажение погрешности обусловлено низкой достоверностью оценки изменчивости пласта, получаемой по данным небольшого числа разведочных выработок.

Эмпирические погрешности представляют собою расхождения средних мощностей пласта по эталону и вычисленных по уменьшенному числу скважин (с учетом погрешности, заложенной в эталоне). Они могут считаться вполне надежными, так как получены по большому количеству вариантов, и принимаются за основу определения рациональной плотности разведочной сети.

Данные гр. 5 (таблица 1) показывают, что при числе скважин больше 4—6 максимальная погрешность исчисления средней мощности угольного пласта Мощного изменяется очень медленно. Когда количество выработок превышает 40, то возможная погрешность становится весьма незначительной и практически стабильна. Отсюда видно, что после проходки на рассматриваемой площади 40 скважин дальнейшее увеличение их количества до 200 и более оказалось (с точки зрения достоверности определения запасов угля по пласту Мощному) совершенно ненужным. Исходя из практических задач разведки, достаточное число скважин будет значительно меньше 40. Оно определяется допустимым уровнем максимальных (предельных) погрешностей исчисления разведанных запасов, который нами принят на основании имеющихся в геологической литературе данных и составляет: для категории $A \pm 10$ проц., $B \pm 20$ проц. и $C_1 \pm 40$ проц. При этом вероятные погрешности будут равны: для категории $A \pm 6,7$ проц. (вероятность 95 проц.), $B \pm 10,0$ проц. (вероятность 86 проц.) и $C_1 \pm 13,3$ проц. (вероятность 68 проц.).

Исследованиями установлено, что относительная ошибка определения объемного веса угла пласта Мощного не превышает 0,6 проц. В условиях непрерывного распространения пласта ошибкой измерения площади можно пренебречь. Следовательно, в нашем случае погрешность подсчета запасов допустимо отождествить с погрешностью исчисления средней мощности пласта.

При определении необходимого и достаточного количества разведочных единиц, применительно к пласту Мощному на Соколовских участках №№ 1, 2, 3, учтено следующее:

1. Принятый уровень предельных погрешностей исчисления запасов.

2. Максимальные величины этих погрешностей, полученные опытным путем для всей исследованной площади (данные гр. 5 таблицы 1), — с учетом наибольших погрешностей, установленных при дифференцированном рассмотрении отдельных частей детально разведанных участков.

3. На оцениваемой площади скважины располагаются более или менее равномерно и образуют элементарные разведочные блоки; за один такой блок принимается площадь, ограниченная четырьмя соседними выработками.

4. На любой отдельно оцениваемой площади должно быть не менее одного элементарного разведочного блока, что достигается проходкой четырех выработок.

Рациональные количества разведочных единиц приводятся в таблице 2.

Таблица 2

Наименование единиц	Един. измер.	Категории зап сов		
		А	В	С ₁
Разведочные выработки	шт	8	5	4
Элементарные разведочные блоки	»	4	2	1

Когда известно необходимое и достаточное количество разведочных единиц и рациональная форма разведочной сети (в нашем случае квадратная), то расстояния между выработками определяются размерами за-

данной площади. За единицу последней взято карьерное поле со следующим соотношением балансовых запасов: А — не менее 10 проц., В — не менее 20 проц. и С₁ — не более 70 проц.

Исходя из технико-экономических условий отработки месторождения, произведены ориентировочные расчеты размеров карьерных полей и применительно к ним определены оптимальные расстояния между разведочными выработками, которые затем приведены к практическим удобным соотношениям путем того или иного их сокращения. При этом оказалось, что для категории С₁ рациональной будет разведочная сеть 4×4 км, а для более высоких категорий она зависит от размеров карьерных полей: если последние размером 24—32 кв. км, то сетка выработок для кат. А будет 1000×1000 м и для В — 1414×1414 м (последняя получается при дополнительной проходке одной скважины в центре каждого квадрата 2×2 км); на карьерных полях размером 48—60 кв. км рациональными являются сетки 1414×1414 м для кат. А и 2000×2000 м для кат. В.

Рассчитанные рациональные количества разведочных единиц и плотности разведочных сеток (применительно к площадям, где нет эрозионного размыва угольных пластов) можно рекомендовать в качестве достаточно обоснованного эталона. Пользуясь методом аналогии, их можно распространять на новые площади Абанского месторождения, а также на аналогичные или близкие по геологической характеристике другие месторождения Канско-Ачинского бассейна. Для этого следует установить сходимость нового объекта с эталоном и при наличии разницы соответствующим образом откорректировать экстраполируемые разведочные сетки.

Для проверки пригодности разработанных рациональных разведочных сеток на тех площадях Абанского месторождения, которые были охвачены только поисковой разведкой, проведен анализ основных геологических данных по пласту Мощному в пределах Соколовского участка № 4 и на обширной территории между населенными пунктами Абан, Устьянск, Ношино, Романовка. При этом установлено, что изменчивость пласта Мощного на этих площадях не выше, чем на детально разведанных Соколовских участках №№ 1, 2, 3. Это дает основание считать, что распространение на вышеуказанные пло-

щадя разведочных сеток эталона не сопровождается риском задания недопустимо редкой сети выработок.

ВЫВОДЫ

1. Оптимальная плотность сети разведочных выработок является функцией изменчивости параметров месторождения, размера оцениваемой площади, необходимой и достаточной степени приближенности оценки изучаемого объекта и количества точек наблюдения (выработок), обеспечивающих такую оценку. Рациональные расстояния между выработками оказываются зависимыми от сочетания вышеуказанных величин. Изменчивость объекта в различных направлениях определяет необходимую форму разведочной сети.

2. Анализ фактической и определение оптимальной разведочной сети требуют всестороннего и дифференцированного подхода к изучаемому месторождению. При этом необходимо оценить степень схождения величин изменчивости по различным телам полезного ископаемого, на отдельных площадях и в тех или иных направлениях, а также выделить главные природные факторы, определяющие оптимальные количества разведочных выработок применительно к той или иной степени приближенной оценки объекта разведки.

3. Исследования показали, что применительно к мощности угольного пласта Мощного вариационная статистика случайных величин дает повышение предельной погрешности аналогии в среднем примерно в 4 раза и во всех случаях не менее чем в 2,6 раза. Следовательно, рассчитанные по этому методу сетки выработок заведомо приведут к значительной переразведке месторождения.

Предельные погрешности, оцениваемые по методу В. В. Богацкого (исходя из кусочно-непрерывных функций), хорошо согласуются с эмпирическими. Лишь в тех случаях, когда количество разведочных точек меньше 10, теоретические погрешности являются завышенными примерно в 2 раза. В целом этот метод применительно к пласту Мощному на Абанском месторождении оказался достаточно эффективным.

4. Рассчитанные рациональные разведочные сетки позволяют сократить число основных выработок, по срав-

нению с нормами ГКЗ, в 2 раза и по отношению к применяемому уровню в 4 раза, а с учетом проходки дополнительных выработок для возможного уточнения тех или иных параметров угольного пласта примерно в 2,5 раза.

5. Разработанные рациональные схемы разведки карьерных полей можно рассматривать в качестве эталона и, пользуясь методом аналогии, экстраполировать их на опосредованные площади Абанского месторождения, а также на другие сходные объекты Канско-Ачинского бассейна¹. В частности, показано, что применительно к опосредованным площадям Абанского месторождения (вне областей возможного эрозионного размыва пласта Мощного) сетка выработок 2×4 км для категории С₁ более чем достаточна; дальнейшее ее сгущение до 2×2 км с целью получения запасов той же категории является излишним.

6. При проведении исследований предложена система анализа разведочных материалов и определения оптимальной сети выработок, которая является, на наш взгляд, более полной и может быть рекомендована в качестве основы при проведении подобных исследований пластовых месторождений.

7. Проведенные исследования по теме подтверждают мнение о том, что необходимо отойти от формального соблюдения расстояний между выработками, ориентировочно указанных в интрузиях ГКЗ, и тем самым творчески направлять ход разведочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В. Оценка достоверности запасов полезных ископаемых при разведочных работах. Тр. СНИГИИМС, вып. 25, 1962.

ГКЗ. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям углей и горючих сланцев. Госгеолтехиздат, 1961.

Зенков Д. А. Методы определения плотности разведочной сети. «Сов. геология», сб. 61, 1957.

Изаксон С. С. Методика подсчета запасов угольных месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

¹ В июле 1963 г., т. е. после завершения освещаемой в статье работы, получены новые (более высокие) требования промышленности к изученности буроугольных месторождений Канско-Ачинского бассейна, в связи с чем для обоснования оптимальных разведочных сеток необходимо проведение дополнительных исследований. (Примеч. ред.).

Казаковский Д. А. Оценка точности результатов в связи с геометризацией и подсчетом запасов месторождений. Углетехиздат, 1948.

Материалы по методике разведки полезных ископаемых (Тр. Всес. совещания). Госгеолтехиздат, 1962.

Огарков В. С. Методика разведки угольных месторождений платформенного типа. Госгеолтехиздат, 1961.

Прокин В. А. Выбор рациональной методики разведки Сибайского месторождения. ЦНИГРИ, сб. матер. по геологии цв., редк. и благ. мет. Вып. 5, 1961.

Прокофьев А. П. Условия отнесения запасов твердых полезных ископаемых к различным категориям в зависимости от их разведанности. ЦНИГРИ, Сб. матер. по геол. цв., редк. и благ. мет. Вып. 5, 1961.

Рыжов П. А. Геометрия недр. Углетехиздат, 1952.

Соловьев В. Г. О положении с разработкой вопросов методики разведки. «Разведка недр», № 3, 1952.

Шарапов И. П. Об определении изменчивости и выдержанности месторождений полезных ископаемых. «Разведка недр», № 3, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Металлогения полезных ископаемых и закономерности их размещения

- В. В. Богацкий. О платформенном развитии и платформенной металлогении байкалид и каледонид юга Средней Сибири 5
- Ш. Д. Курцерайте. О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саянов 13
- В. И. Герасименко. Особенности формирования северо-западной части Восточного Саяна и закономерности размещения эндогенных железорудных месторождений 24
- А. М. Хазагаров, В. А. Куцаенко. Золотоносные россыпи Восточного Саяна, связанные с мезозойскими и третичными продуктами выветривания 37
- Н. М. Семенова. Геолого-генетические особенности Мульгинского месторождения 52
- В. В. Барков. Известняки южной части Красноярского края, как флюсовое сырье для производства алюминия 57
- К. М. Ильин, В. В. Барков. Природные пигменты Мазульского месторождения 69

Вопросы геохимии

- Ю. И. Горький. К классификации углей по степени их германиеносности 75
- В. Н. Семенов. К сидерофильности германия 86
- В. П. Курганьков, Г. В. Филиппов. Об особенностях состава и строения ультраосновных пород идарского комплекса (Восточный Саян) 93
- Г. В. Филиппов, О. И. Шохина. О химизме Ольховско-Чибихежского массива 104
- Ю. Г. Шестаков. Околорудное изменение пород и эндогенные ореолы рассеяния магнетитового оруденения 113

Геолого-геофизические исследования

- Ф. С. Файнберг, Э. Н. Линд. О магнетизме и палеомагнетизме интрузивных траппов западной части Сибирской платформы 125
- М. М. Макеев. Особенности гравимагнитных полей магнетитовых месторождений Ирбинской группы 134
- Б. П. Чесноков. Геолого-геофизический очерк северо-западной части Восточного Саяна и оценка перспектив магнетитового оруденения 144

Общая и инженерная геология. Методика разведки

- А. А. Горюнов. Инженерно-геологическое значение антропогенных изменений современных геологических процессов 151
- Е. Е. Кузьмин, В. А. Шуб. Региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод Красноярского края и Тувинской Автономной Республики 157
- А. И. Науменко. Материалы к расчленению силурийских отложений Западных районов Центральной части Западного Саяна 164
- Е. А. Скобелин. Некоторые приемы изучения нарушенных структур 179
- А. А. Тригубович. Основные результаты анализа разведочных материалов по Абанскому бурогольному месторождению 188

Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края

Редактор Л. Лифшиц. Техн. редактор Т. Попова. Корректор Л. Алексеева.
Сдано в набор 17 марта 1964 года. Подписано к печати 11 августа 1964 года.
Объем 9,97 уч.-изд. л., 10,25 печ. листа + 2 вклейки. Формат бумаги 84x108¹/₃₂.
Заказ № 3479. Тираж 1000 экз. Цена 60 коп. АЛ100637.

Красноярское книжное издательство, г. Красноярск, проспект Мира, 89.
Типография «Красноярский рабочий» г. Красноярск, проспект Мира, 91.

1420