

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

12 / 1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 12 / 1985 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1985

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ПРОГРЕСС
В ГЕОЛОГИИ

Межеловский Н. В., Мусатов Д. И.
К итогам выездной сессии Межведомст-
венного научного совета ГКНТ по проб-
леме «Изучение недр Земли и сверх-
глубокое бурение» 3

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА,
ОРГАНИЗАЦИЯ

Злобина Т. М.
Использование математических методов
при изучении закономерностей локали-
зации эндогенного оруденения в раз-
рывных структурах 9

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ

Немченко Н. Н., Крамаренко Г. А.
Формирование залежей углеводородов
мелового комплекса севера Западной
Сибири 17

Гуревич А. Б., Гаврилова О. И., Вол-
кова Г. М.
Метаморфизм углей северной части
Тунгусского бассейна 23

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Филько А. С., Файзуллин Р. М.
Прогноз и поиски месторождений апа-
тита 33

Рудницкий В. Ф.
Положение колчеданных залежей Си-
байского рудного поля (Южный Урал)
в вулканических структурах 43

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Месежников М. С., Азбель А. Я., Алек-
сеев С. Н., Пепин Ю. С., Яковле-
ва С. П., Сей И. И., Калачева Е. Д.,
Полуботко И. В., Шульгина Н. И., Ба-
сов В. А., Захарова В. А., Меледи-
на С. В., Нальняева Т. И., Шуры-
гин Б. Н., Брадучан Ю. В., Лебе-
дев А. И., Вячкилева Н. П., Григя-
лис А. А., Ротките Л. М.
Зональные и субзональные шкалы юры
и неокома бореальных бассейнов СССР 52

Колесников В. Л., Корчагин В. П.
Осадочные формации верхнего кембрия,
ордовика и нижнего силура юга Си-
бирской платформы 64

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

Ласточкин А. Н.
Геоморфологические исследования при
поисках и разведке железомарганцевых
конкреций 70

Агаев В. Б.
Геологическое развитие территории
Азербайджана в юрском периоде 84

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Захаров В. Е., Исмаилов Д. Ф., Коч-
нева Л. Б., Терехов А. А., Шлезин-
гер А. Е.
Континентальные палеосклоны и совре-
менный склон восточной части Черного
моря 89

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

Смолькин В. Ф., Даин А. Д.
Габбро-верлитовая формация Имандра-
Варзугской зоны карелид 94

Масляев Г. А., Котельников Д. Д.,
Лазарева В. М., Тер-Григорьянц Л. С.,
Туртыгина А. С.
Палеоструктура и глинистые минералы
эоценовых отложений Предкавказья 105

ГЕОФИЗИКА
И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Булина Л. В.
Магнитная характеристика верхней ча-
сти земной коры в районах кимберли-
тового магматизма Сибирской плат-
формы 113
70-летие Андрея Семеновича Кумпана 119
Список статей, опубликованных в жур-
нале «Советская геология» в 1985 году 120

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ПРОГРЕСС
В ГЕОЛОГИИ

УДК 550.8 : 622.24 (24 : 181).061.3

Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ (Мингео СССР), Д. И. МУСАТОВ (ИМГРЭ)

К итогам выездной сессии Межведомственного
научного совета ГКНТ по проблеме
„Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение“

На апрельском (1985 г.) Пленуме ЦК КПСС подчеркивалось, что в качестве главного стратегического рычага интенсификации народного хозяйства, лучшего использования накопленного потенциала партия выдвигает на первый план кардинальное ускорение научно-технического прогресса. Эта важнейшая задача в полной мере относится и к геологии. Известно, что в последнее десятилетие на ускоренное развитие работ по дальнейшему увеличению минерально-сырьевых ресурсов, и в первую очередь топливно-энергетических, сдерживающее влияние оказывают некоторые природные и экономические факторы — сокращение фонда легко открываемых с поверхности месторождений, перемещение объектов поисков на большие глубины и в отдаленные труднодоступные районы. Естественно, что интенсификация производства в этих условиях требует решительных мер по техническому и технологическому перевооружению геологоразведочных работ, совершенствованию планирования, организации и управления производством.

Вместе с тем коренное повышение эффективности геологоразведочных работ невозможно без принципиального обновления теоретической базы геологии. Как сказал в своем докладе на апрельском (1985 г.) Пленуме ЦК КПСС Генеральный секретарь ЦК КПСС М. С. Горбачев, «В большинстве отраслей научно-технический прогресс протекает вяло, по сути эволюционно... Нужны революционные сдвиги — переход к принципиально новым технологическим системам, к технике последних поколений, дающим наивысшую эффективность».

В геологии «революционные сдвиги», новые технологические и технические решения наиболее оперативно могут реализовываться на основе широкого

использования современных геотектонических теорий, прежде всего теории тектоники литосферных плит, а также ее «модификаций» — геодинамики раннего докембрия и концепции тектонической расслоенности литосферы. На этой научной основе геологами и геофизиками в последнее десятилетие разработана новая методология геологических исследований — геодинамический анализ, с помощью которого изучаются глубинные процессы, влияющие на эволюцию Земли и перераспределение в ней энергии и вещества.

Проблемы дальнейшего развития геодинамического анализа, повышения эффективности его использования для выявления закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых были рассмотрены на выездной сессии Межведомственного научного совета ГКНТ по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение», которая состоялась в г. Минске. В работе сессии участвовал председатель Межведомственного научного совета — министр геологии СССР Е. А. Козловский, представители научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР, АН СССР, АН БССР, Минвуза СССР, Миннефтепрома, Мингазпрома, других министерств и ведомств — всего 250 человек. Было заслушано и обсуждено 29 докладов.

Ведущая роль теории тектоники литосферных плит в мировой геологии была убедительно продемонстрирована на XXVII сессии Международного геологического конгресса — по секции тектоники опубликованы тезисы докладов 265 иностранных и 144 советских ученых. Теория тектоники плит послужила основой соответственно 205 и 42 докладов; концепция тектонической расслоенности литосферы — 22 и 19 докладов; традиционных позиций концепции

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.10.85. Подписано в печать 18.11.85. Т-22519. Формат 70×108/16.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,44.
Тираж 3165 экз. Заказ № 537.

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

геосинклиналей придерживались 16 зарубежных и 70 советских ученых. Остальные доклады либо касались частных вопросов, где их теоретическая база нераспознаваема (28 докладов), либо в них поддерживалась концепция расширяющейся (пульсирующей) Земли (семь докладов). Близкая картина наблюдалась также на коллоквиумах по палеоокеанологии, геологии Арктики; на секциях по геофизике, геологии Мирового океана; на симпозиумах международной программы «Литосфера».

Мировая практика убеждает, что по моделям тектоники плит уже открыты поднадвиговые нефтегазоносные районы в Скалистых горах, Аппалачах, на Кубе; определена высокая перспективность на нефть и газ рифтогенных осадочных бассейнов в Мексиканском заливе, на пассивной окраине Атлантики и в Северном море; обнаружены сульфидные руды на дне океана и кобальт-содержащие железомарганцевые скопления на гайотах (приоритетные достижения в этом советских океанологов докладывались и в Минске); новые крупные меднопорфировые месторождения в Панаме, Перу, Эквадоре и др.

В соответствии с общим курсом на ускорение научно-технического прогресса как главного рычага интенсификации производства в Министерстве геологии СССР разработан проект отраслевой научно-технической геодинамической программы на 1986—1990 гг. и на период до 2000 года. Основные положения программы, доложенные на сессии в Минске Н. В. Межеловским и Д. И. Мусатовым, вызвали большой интерес. При ее подготовке учтены предложения и рекомендации 15 производственных организаций и 20 институтов Мингео СССР, СССР и Минвуза СССР. Большинство докладчиков и выступавших в прениях поддержали проект этой программы.

В основу реализации программы положен геодинамический анализ, который позволяет проводить реконструкции геодинамических обстановок и структур со свойственным им набором рудных формаций и полезных ископаемых, заново переосмысливать геологическое строение отдельных регионов, моделировать образование месторождений в конкретных геодинамических

условиях и, наконец, осуществлять региональный и локальный прогноз.

Организационно-смысловым стержнем программы является разработка и внедрение нового вида региональных геологических исследований — глубинного прогнозно-геодинамического картирования (ГПГК). Объектом изучения при этом будут крупные полигоны площадью от 50 до 200 тыс. км² (их намечено 17). В новом виде картирования должны органично объединиться региональные исследования, крупномасштабная геологическая съемка (в пределах 10—15 % от общей площади полигона), общие поиски, региональный и локальный прогноз с проверочными работами. Технологическая схема ГПГК в самом общем виде представляется так: разработка региональной геодинамической модели (ее проверка на фактическом материале) и региональный прогноз — разработка локальных геодинамических моделей и моделирование механизма образования месторождений (их проверка и локальный прогноз).

Таким образом осуществляется системный подход к изучению полигонов (по принципу — от общего к частному) с количественными оценками прогнозных ресурсов различных категорий. Предусматривается широкое применение как известных, так и нетрадиционных методов геологических исследований: массового палеомагнитного анализа, изотопных измерений, тонкой геохимии, глубинного магнитотеллурического зондирования с применением МГД-генераторов, различных сейсмических и сейсмологических методов (в том числе вертикального зондирования МОВ), реконструкции палеополей напряжений, электрогеохимические и флюидогеодинамические исследования, физическое и математическое моделирование, интерпретация на ЭВМ в диалоговом режиме и многие другие. В двенадцатой пятилетке предполагается ввести в действие семь полигонов — Кольский, Криворожский, Киргизский, Кызылкумский, Тимано-Печорский, Норильско-Игарский и Витимско-Байкало-Патомский.

Работы на полигонах являются своеобразным ядром программы, которая включает еще два важных направления: дальнейшее совершенствование

теоретической базы геодинамического анализа и разработку методов (способов) применения его в существующих видах геологических работ.

Оптимальная эффективность геодинамической программы возможна только при ее тесной увязке с программой сверхглубокого бурения и геотраверсов. Осуществление программы потребует ряда организационных мер: создания отдельных специализированных научных и производственных подразделений, межведомственных комплексов рабочих групп и координационного совета; приобретения необходимых приборов и аппаратуры (в том числе импортных), выпуска методических пособий, обучения и подготовки кадров.

В заслушанных на сессии докладах развивались отдельные теоретические положения геодинамической программы. Эволюция основных типов земной коры и литосферы с позиций тектоники плит была освещена в докладах В. Е. Хаина и С. А. Ушакова. А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, В. Г. Трифонов посвятили доклад концепции тектонической расчлененности литосферы. Авторы считают ее самостоятельной, отличающейся от тектоники плит признанием спрединга, но отрицанием субдукции, роль которой выполняют «пузыри» горячей мантии, а пластины литосферы могут перемещаться горизонтально на разных уровнях. С тектоникой плит эту концепцию сближают представления об офиолитах как реликтах палеоокеанов, примат горизонтальных движений, реально наблюдаемые «пакеты» коровых пластинчатых надвигов, общие методические и методологические приемы и т. д.

На сессии выявились некоторые различия в подходе к общим проблемам геодинамики и рудообразования.

А. П. Лисицын привел новейшие данные о рудообразовании в океанах: о месторождениях сульфидов (так называемых «черных дымах»), фосфоритов (в зонах апвеллинга), железомарганцевых конкреций. Ю. А. Богданов с соавторами доложили о металлогенных корках на гайотах. По их мнению рудообразующие процессы в океанах

надежно объясняются с позиций теории тектоники литосферных плит.

Л. Н. Овчинников подчеркнул, что тектоника плит позволяет рассмотреть ряд новых важных металлогенических аспектов. К ним относятся: участие в рудообразовании огромных масс океанической воды, глубинные (мантийные) источники рудного вещества, геодинамическое регулирование дифференциации металлов в процессе конвекции и др. Вместе с тем остается еще много вопросов, которые надо решать на конкретных региональных геодинамических моделях.

А. И. Кривцов, признавая роль базовых моделей тектоники плит для объяснения рудообразования в океанах и несостоятельность традиционной геосинклинальной металлогении, считает, что на континентах эта теория «не работает» и доминирующая роль принадлежит латеральным рядам рудонасыщенных формаций, т. е. методологически приоритет остается за структурно-формационным анализом. Такая точка зрения была поддержана А. Г. Волчковым и И. Ф. Мигачевым на примерах внутриконтинентальных подвижных поясов. А. И. Кривцов также отметил, что в последние годы появилось много глобальных и мелкомасштабных палеогеодинамических реконструкций, нередко противоречивых и мало дающих для практической геологии. Он подчеркнул также, что в геодинамической программе объект и масштаб исследований должны быть соизмеримы с нуждами прикладной металлогении.

И. Г. Клушин и И. И. Абрамович рассмотрели металлогеническую специализацию и рудонасыщенность граничных зон литосферных плит как функцию геодинамического режима мантии, в первую очередь ее неоднородностей различной природы между астеносферой и корой.

А. А. Ковалев сообщил о классификации месторождений полезных ископаемых, свойственных различным плитнотектоническим структурам и зонам их взаимодействия. Им выделено 16 типов геодинамических обстановок и 64 типа месторождений важнейших видов минерального сырья.

Д. И. Мусатов охарактеризовал основные геодинамические механизмы, которые могут продуцировать крупные

месторождения, повышая изначально очень малую концентрацию полезных компонентов в мантии (10^{-3} — 10^{-7} % для многих металлов) на много порядков. К таким механизмам относятся: конвейер субдукции, многократно прошедший стадию экзогенного обогащения; процесс апвеллинга; дифференциация недеплетированных мантийных расплавов (для никеля, хрома, железа, меди) при повышенном содержании воды; химические неоднородности в верхней мантии; усиленная дегазация мантии в рифтах; дистилляция обогащенных рудными компонентами водно-галогенных флюидов из расплавов и др. Исследование этих механизмов и моделирование формирования месторождений в конкретных геодинамических обстановках являются, по мнению докладчика, основой регионально-го и особенно локального прогноза.

В. С. Шеин выступил от коллектива авторов с докладом о плитнотектонических моделях нефтегазоносных бассейнов на примере Западно-Сибирского, Предуралья, Предкавказского и др. Он считает, что оптимальные геодинамические условия для концентрации углеводородов имеются на стадии рифтинга на пассивных окраинах атлантического типа, субдукции и формирования поднадвиговых осадочных призм.

Л. П. Зоненшайн с соавторами показали на примерах Урала, Сибири, Дальнего Востока, Саян и других регионов, как палеогеодинамические реконструкции палеозойских и мезозойских ситуаций с позиций тектоники плит можно использовать для регионального металлогенического анализа. В докладе были рассмотрены элементы прогноза колчеданных, редкометалльных, медно-молибденовых, фосфоритовых, сурьмяно-ртутных, бокситовых рудных районов и зон возможных нефтегазоносных бассейнов.

В. А. Нарсеев в коллективном докладе отметил, что новая информация по глубинному строению и геодинамике золоторудных районов оказалась трудно интерпретируемой с позиций традиционной геосинклинальной концепции. Использование же геодинамического анализа позволило выделить ряд палеообстановок и структур, обуславливающих разные типы золотого

оруденения: микроконтиненты с последующим рифтингом и надвигами, островные дуги, внутриконтинентальные и краевые вулканические пояса. Интересен новый тип месторождений — офиолитовые пояса переходных зон с «бескварцевым» золотом.

В. А. Унксов показал, что большинство положений теории тектоники плит вполне применимо при геологическом картировании и поисках, в том числе крупномасштабных, и может существенно повысить эффективность этих работ.

Л. М. Натапов от имени группы авторов рассказал о принципах составления геодинамической карты СССР масштаба 1:2 500 000 — новой большой работе, начатой в объединении «Аэрогеология». Был продемонстрирован макет ее фрагмента для Северо-Востока СССР.

Возможности модельного подхода к образованию месторождений с позиций тектоники плит показал О. Г. Соколов на примере алмазоносных кимберлитов. По его оригинальной модели алмазоносные кимберлиты и карбонаты образовались при переплавлении карбонатно-силикатных обогащенных железом и углеродом пелагических осадков раннего протерозоя, оказавшихся в результате субдукции на глубинах 150—250 км.

Большой интерес вызвали доклады в которых на конкретных примерах был продемонстрирован ряд новых геодинамических моделей с прогнозно-металлогеническими выводами.

В. Ю. Зайченко и Н. М. Чернышев продемонстрировали современные карты граничных скоростей сейсмических волн, рельефа кристаллического фундамента и поверхности Мохо для Сибирской платформы. Авторами получена весьма интересная информация о ведущей роли деструктивных процессов, и прежде всего растяжения, в разные эпохи, существенно меняющая условия представления. Впервые выделены субмеридиональные палеорифты, которые контролируют размещение щелочно-ультраосновных апатитовых интрузий и кимберлитовых тел, что дает прямой выход на региональный прогноз. Показаны определенные возможности сейсмических методов для обоснования палеорифтов.

Близкие выводы сделаны в докладе Н. С. Малича применительно к медно-никелевым месторождениям норильского типа. Они связаны также с палеорифтами Хатангско-Приенисейско-Хараелахской системы, по которым глубинное мантийное вещество, обогащенное сульфидами никеля, меди и др., внедрялось в земную кору. Большую роль играла глубина возникновения мантийных диапиров, которую можно определять до 400—750 км (при полной обработке годографов ГСЗ).

Р. Г. Гарецкий рассказал о сложной истории эволюции литосферы Белоруссии и сопредельных территорий. В раннем докембрии здесь был палеоокеан, затем начала формироваться континентальная кора, которая неоднократно подвергалась деструкции, при этом ведущим процессом был рифтинг. Часть палеорифтов преобразовалась затем в прогибы; наибольший интерес из них представляет сейчас Припятский. Более подробно роль палеогеодинамики в выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых Белоруссии была освещена в докладе В. А. Богино и др. Особо отмечались перспективы Припятского прогиба на нефть, газ, соли, а также возможности обнаружения на геодинамической основе месторождений нетрадиционного сырья.

В. Н. Пучков продемонстрировал палеогеодинамические карты и схемы Урала для рифа, раннего и позднего палеозоя. Палеозойский уральский океан разделяется (в современном срезе) на мегазоны с характерной для них металлогенией. Это определяется типом свойственных им плитнотектонических палеоструктур — реликтами океанической коры, палеоостровными дугами, микроконтинентами, активными и пассивными окраинами и т. д. Палеогеодинамические реконструкции усложняются широким развитием на Урале покровно-надвиговых структур, в результате чего, например, островодужные или палеоокеанические обстановки выявляются среди континентальных, в то же время маскируется ряд рудных зон.

С. А. Игембердиев подчеркнул, что Киргизский геодинамический полигон может служить эталонным как в отно-

шении методики палеогеодинамических реконструкций, так и прогноза. Предварительные реконструкции показывают возможности для обнаружения нефти в Иссык-Кульской впадине, в частности под крупными надвигами в ее юго-восточной части (где целесообразно бурение СГС), вероятность наличия в основании впадины океанической коры, закономерность приуроченности сурьмяно-ртутного оруденения к поднадвиговым поверхностям в Южном Тянь-Шане, необходимость детального изучения покровно-складчатых и палеорифтовых структур, в том числе и с целью выявления месторождений нетрадиционного сырья.

С. С. Шульц отметил, что на территории Кызылкумов опознаются почти все стадии плитнотектонического цикла: рифтовая энсиалическая (докембрий), океаническая (кембрий — ранний карбон), коллизийная (средний карбон — триас) и континентальная (триас — неоген). Выделяются месторождения палеозон субдукции, апвеллинга, гранитоидных батолитов невадийского типа, покровно-складчатых структур и т. д. Главная рудная фаза связана с батолитами послешарьяжной эпохи, сопровождавшейся интенсивными сдвигами.

А. В. Авдеев показал связь основных типов месторождений Казахстана с континентальными палеогеодинамическими обстановками (рифты, пассивные окраины, островные дуги, зоны спрединга, краевые моря и т. д.). Главным результатом геодинамических исследований является трассирование и оконтуривание металлогенических зон.

М. В. Минц рассказал о геодинамических моделях архея, раннего протерозоя и палеозоя (фрагментарно) Кольского полуострова, построенных с учетом материалов Кольской СГС. Отмечено характерное сочетание типичных для раннего докембрия структур — зеленокаменных поясов, гранулитовых «ядер» (видимо в аллохтонном залегании) с зонами гранито-гнейсовых (тоналитовых) куполов. Печенгское рудное поле контролируется концентрической структурой, располагающейся на клиновидном конце раннепротерозойского Имандро-Варзугского палеорифта, а Мончегорское — на трансформном разломе.

Л. С. Галецкий охарактеризовал палеогеодинамическую обстановку в Криворожском районе в эпоху образования огромных по запасам железорудных месторождений. Значительную роль в их локализации играли Белозерская и Криворожская палеозоны субдукции, а также специфический состав мантии того времени. Докладчик сообщил о находке гипербазитов, возраст которых 3,7 млрд. лет.

На заключительном заседании выступил председатель Межведомственного научного совета, министр геологии СССР профессор Е. А. Козловский. В своем выступлении он дал анализ информации, доложенной на сессии, особо подчеркнул важное значение для научно-технического прогресса в геологии кардинального обновления теоретической базы региональных, прогнозных и поисковых работ. Это может быть осуществлено на основе теории тектоники литосферных плит, которая, как показали материалы XXVII сессии МГК, получила за рубежом повсеместное признание и в ряде случаев успешно реализована при запрограммированном открытии месторождений нефти и газа, сульфидных руд (в океане), меди, золота и некоторых других полезных ископаемых. Развитие этой теории не всегда идет в правильном направлении, в том числе и в СССР. Имеет место приоритетное развитие отдельных теоретических аспектов, тогда как прикладные ее возможности при обосновании закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых, поисков и прогноза используются далеко недостаточно. Нередко ученые и специалисты увлекаются мелкокомасштабными реконструкциями, несовместимыми с доминирующими в настоящее время крупномасштабными геологическими съемками и поисками и не обеспечивающими даже среднекомасштабный региональный прогноз, не говоря уже о локальном. В палеогеодинамических реконструкциях шире должны применяться структурно-формационный метод и латеральные ряды рудных формаций. Следует подчеркнуть решающее значение для кардинального ускорения научно-технического прогресса комплексных исследований, сочетающих глубинное изучение литосферы сверхглубоким бурением и

геотраверсами с геодинамическими исследованиями на опытных полигонах.

Е. А. Козловский отметил, что в последнее время Министерство геологии СССР предприняло конструктивные шаги в развитии новых направлений геологических исследований, основанных на современных достижениях научно-технического прогресса. Составной частью этих широкомасштабных мер является разработанный проект геодинамической программы на двенадцатую пятилетку и в перспективу до 2000 года. Этот проект, теоретической базой которого является тектоника плит, методологической основой — геодинамический анализ, а организационно-структурной — комплексное изучение опытных полигонов (глубинное прогнозно-геодинамическое картирование) с выходом на локальные прогнозы, получил на сессии одобрение и поддержку. Министерство геологии СССР приглашает к активному участию в реализации геодинамической программы институты Академии наук СССР, Минвуза СССР, других заинтересованных министерств и ведомств. Причины, обуславливающие такое участие должны быть конкретными, скоординированным с задачами объектов программы. Программическое участие должно быть конкретным, скоординированным с задачами объектов программы. Программическое участие должно быть конкретным, скоординированным с задачами объектов программы. Программическое участие должно быть конкретным, скоординированным с задачами объектов программы.

Выездная сессия Межведомственного научного совета ГКНТ приняла постановление.

1. Считать важнейшей задачей организаций, ведущих геодинамические исследования, резкое усиление прикладной направленности работ и внедрение их результатов в практику.

2. Одобрить основные положения геодинамической программы Министерства геологии СССР на 1986–1990 годы и на период до 2000 года «Разработка научных основ и методики проведения региональных геологических исследований и поисков полезных ископаемых на базе современных геотектонических концепций».

3. Доработать с учетом материалов настоящей сессии, предложений геологических организаций АН СССР, Минвуза СССР и других министерств 1985 г. проект программы и рассмотреть

его на НТС Министерства геологии СССР.

4. Подготовить к изданию доклады и материалы сессии в виде отдельного сборника.

5. Считать целесообразным вопрос о геодинамических исследованиях рассмотреть на Секции наук о Земле Президиума АН СССР.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.8.053 : 519 : 553.078

М. М. ЗЛОБИНА (ИГЕМ АН СССР)

Использование математических методов при изучении закономерностей локализации эндогенного оруднения в разрывных структурах

Многие эндогенные рудные месторождения гидротермального типа контролируются трещинно-разрывными структурами. Причины, обуславливающие концентрирование рудного вещества в разрывных нарушениях, зависят от разнородных взаимосвязанных факторов: термобарогеохимических, гидродинамических условий рудоотложения, литологии пород и их экранирующей способности, влияния изменчивости петрофизических свойств пород и т. д. Однако главной задачей изучения структуры месторождения — выяснение генезиса его формы (стереогенез) со всеми осложнениями, связанными с деформациями и движениями в процессе рудообразования и после него [10]. Как правило, эти исследования направлены на выявление механизма возникновения рудоносных структур (с привлечением теории механики сплошных сред) и поиск связанных с ним закономерностей рудоотложения. Решаются подобные задачи или путем экспериментального тектонофизического моделирования, или с помощью геометрического анализа. И в том, и в другом случаях изучается влияние положения главных осей и способа приложения орудных деформаций на стереогенез рудных тел.

Геометрический анализ структурных закономерностей размещения ору-

Необходимо отметить четкую работу сессии и высокий уровень ее организации, это явилось результатом большой подготовительной и оперативной работы организационного комитета, Управления геологии Белорусской ССР и АН Белорусской ССР.

денения [2, 3, 10] включает выяснение пространственной ориентировки взаимно-перпендикулярных главных осей деформаций: A — наименьшего, B — среднего, C — наибольшего сжатия (растяжения), — а также выявление закономерностей в положении рудо локализирующих структур относительно ориентировки осей A , B , C . Ориентировка оси B находится с помощью стереографической сетки методом М. В. Гзовского [1] по сопряженным (т. е. относящимся к одному и тому же состоянию напряжения) парам сколовых трещин или статистическим методом Тернера — Вейса [12] по элементам складчатости и ориентировке сопряженных с ней разрывов. Оси A и C лежат в плоскости, перпендикулярной к B . Они устанавливаются надежно, если определено направление перемещения по разрывным нарушениям. На той же стереографической сетке показываются рудоконтролирующие структуры (или их элементы) и анализируется положение их относительно оси B или плоскости AC (плана) деформации. По диаграммам, характеризующим участки месторождения или рудного поля, выявляются закономерности

* Чаше авторы указанных работ обращаются к оси деформации B .

мерности размещения руд в тектонических структурах.

При этом возникает ряд сложных вопросов: тектоническое обрамление; ранжирование порядков палеотектонических полей напряжений, обусловивших деформации; установление соответствия периода рудоотложения этапу орогенеза и др. Поэтому геометрический анализ проводился авторами работ [2, 3, 7] на основании материалов специального структурного картирования рудных полей. В работе [7] ориентировка главных осей деформаций определялась по методу Тернера — Вейса систематически и отдельно для каждого однородного по строению блока (с естественными границами) или домена (с условными границами). Границы блоков или доменов уточнялись при картировании по изменению ориентировки полюсов осей деформаций, принадлежащих одной серии. При статистической обработке массовых замеров тектонических элементов возможно выделить в пределах одного блока (домена) несколько серий (систем) полюсов осей деформаций. В работах [2, 3] определение оси B деформации проводилось по методу М. В. Гзовского с использованием методики В. Н. Даниловича [4] по разрывным нарушениям и мелкой трещиноватости. Осуществлялись геометрический анализ положения рудных тел относительно установленных осей деформаций и поиск закономерностей рудоотложения.

В настоящей работе предлагается метод математического изучения структурных особенностей локализации эндогенного оруденения в трещинно-разрывных структурах с целью получения количественных оценок этих закономерностей. Такие оценки могут использоваться при прогнозировании ориентировки трещинно-разрывных нарушений, перспективных для рудоотложения на поисковых участках рудного поля. Метод решения задачи, основывающийся на принципах геометрического анализа структурных элементов рудоотложения, включает аппарат многомерной математической статистики и тензорного исчисления, адаптированный для математической обработки угловых (азимутальных) данных.

Интуитивная постановка задачи базируется на следующих геологических предпосылках. Локализация оруденения приурочена к разрывам, пронизываемым для рудных растворов. Избирательная проницаемость разрывов (трещин) в период рудоотложения зависит от конечных интратрудных деформаций в частности — от направленного стресса и способа приложения деформирующих усилий. Пространственная ориентировка главных направлений и условий (сжатие — растяжение) сорудных деформаций определяют кинематику блоков пород вдоль сместителей разрывных нарушений и соответственно проницаемость последних. Поэтому задача состоит в определении числовых параметров пространственного положения рудоносных разрывов относительно главных осей A, B, C сорудных (интратрудных) деформаций.

При исследовании месторождения штокового типа, оруденение которых связано преимущественно с трещинно-разрывными структурами, целесообразно решать в два этапа: 1) установление фактических ориентировок систем рудолокализирующих трещин; 2) анализ сорудных деформаций и количественное оценивание пространственного положения рудоносных нарушений относительно осей A, B, C . Поиск закономерностей рудоотложения по числовым параметрам.

Преимущественные ориентировки рудолокализирующих трещинно-разрывных структур определяются с помощью методов многомерной математической статистики, с учетом направлений разрывных структур (угловые данные), концентрации в них рудных элементов (неориентированные данные). При сравнении рудного и фонового участков месторождения по комплексу угловых и неориентированных данных можно выделить комбинации признаков, несущих информацию об отличиях геолого-структурных элементов (информативные комбинации) относительно их рудоносности. Ковариационные зависимости между ориентировками разрывных структур и концентрациями в них рудных элементов при таком сравнении будут обоснованными. В этом случае задача установления ориентировок систем рудоносных трещин сводится к выбору информативной комбинации признаков сравниваемых выборок многомерных данных по рудному и безрудному участкам.

Для определения преимущественных ориентировок рудоносных трещинных структур на месторождениях штокового типа разработан метод [5], использующий математический аппарат совместного поиска информативной и неинформативной комбинаций признаков относительно многомерных средних и ковариационных матриц [9]. Математические вычисления статистических оценок угловых и обычных данных различны [8]. Поэтому в метод выбора информативных комбинаций признаков [9] введен алгоритм статистической обработки комплексно представленных многомерных угловых и обычных данных [6]. С помощью метода, изложенного в работе [5], анализируются пары выборок многомерных данных на различных участках месторождения. При интерпретации результатов выделяются с учетом геолого-структурного положения месторождения ориентировки систем рудоносных трещин и определяется их распространенность.

На втором этапе решения задачи используются известные методы геометрического анализа. Пространственное положение ортогональных осей A, B, C сорудных деформаций восстанавливается по сопряженным парам сколовых трещин, выполненных рудными прожилками [1]. Дается математическая оценка положения относительно найденных ортогональных систем (O_{ABC}) соответствующих рудоконтролирующих трещинно-разрывных нарушений, ориентировка которых установлена на первом этапе. Какие из систем сорудных деформаций влияли на кинематику определенных тектонических блоков, можно установить по результатам специального структурного картирования месторождения [7] и геометрического анализа [3].

Метод математической оценки заключается в следующем.

Обозначим все сорудные деформации, главные оси которых восстановлены по сопряжениям рудных прожилков, ϵ_i . Тогда постановка задачи с учетом математической формализации будет возможна, если система рудолокализирующих трещин (разрывов) S_i рас-

пространена на месторождении в границах тектонических блоков, определяемых областью влияния поля напряжения P_i , вызвавшего сорудные деформации ϵ_i . Формально принимается, что проницаемость разрывов S_i обусловлена конечными деформациями ϵ_i , т. е. речь идет о выборе из всех ϵ_i той системы, которая связана с проницаемостью конкретной разрывной структуры S_i . Математический анализ положения разрывов S_i проводится относительно главных направлений сорудных деформаций ϵ_i , ортогональной системы O_{ABC} , поскольку $S_i \in O_{ABC}$. Иначе говоря, векторы $\vec{S}_i$ (ориентировка в пространстве рудоносной структуры) и $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}$ ортогональной системы O_{ABC} сорудных деформаций, обусловивших разрывы S_i , образуют систему зависимых векторов.

Эту систему можно описать тензором второго ранга. Зная всего лишь девять чисел — компонент тензора, можно определить размер и ориентировку любого вектора, принадлежащего данной системе, а также решить обратную задачу. Тензор как математический объект существует независимо от системы координат. В то же время в каждой системе координат его можно задать совокупностью своих компонент. Зная компоненты тензора в одной системе, их можно вычислить в другой, ибо определение тензора включает закон преобразования его компонент.

Пусть тензор второго ранга E , характеризующий положение векторов $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}$ осей сорудных деформаций ϵ_i в базисе, задан в виде таблицы (матрицы) в рабочей декартовой системе координат*, и вектор падения плоскости соответствующей рудолокализирующей структуры S_i принадлежит той же системе векторов. Поскольку векторы $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}$ образуют ортогональную систему O_{ABC} , имеющую общее на-

* В качестве рабочей принимаем систему координат $Oxyz$, векторы $\vec{X}, \vec{Y}$ которой лежат в горизонтальной плоскости, а $\vec{Z}$ — в вертикальной, причем $\vec{X}$ ориентирован по азимуту 0° ($-\vec{X}$ — 180°), $\vec{Y}$ соответственно 90° ($-\vec{Y}$ — 270°).

чало с рабочей, правомерно вектор $\vec{S}_i$ оценить в системе координат O_{ABC} с помощью тензора E^v , а затем перейти к рабочей системе координат O_{XYZ} и найти числовые значения отношений оценок тензоров $\frac{|\hat{E}^v|}{|\hat{E}|}$. Такие оценки

будут характеризовать закономерности стереогенетического положения рудоносных разрывов независимо от угла отклонения рудолокализирующего разрывного нарушения от плана (плоскости AC) сорудной деформации.

Обозначим единичные векторы базиса ортогональной системы O_{XYZ} как $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$, а ортогональной системы O_{ABC} осей сорудных деформаций — $\hat{e}_A, \hat{e}_B, \hat{e}_C$; азимуты погружения осей A, B, C — как $\alpha_A, \alpha_B, \alpha_C$; углы погружения этих осей $\beta_A, \beta_B, \beta_C$. Тогда систему $O_{\hat{e}_A, \hat{e}_B, \hat{e}_C}$ можно характеризовать относительно $O_{\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}}$ матрицей $|\hat{E}|$, а ее оператор

$$\det \hat{E} = \begin{vmatrix} \hat{e}_A \\ \hat{e}_B \\ \hat{e}_C \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} (\cos \alpha_A \cos \beta_A) & (\cos \alpha_B \cos \beta_B) & (\cos \alpha_C \cos \beta_C) \\ (\cos \beta_A \sin \alpha_A) & (\cos \beta_B \sin \alpha_B) & (\cos \beta_C \sin \alpha_C) \\ (-\sin \beta_A) & (-\sin \beta_B) & (-\sin \beta_C) \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \hat{i} \\ \hat{j} \\ \hat{k} \end{vmatrix} \quad (1)$$

Положение рудоносных структур относительно соответствующих ортогональных систем главных осей сорудных деформаций ε_i можно оценить следующим образом. Если считать, что плоскость рудолокализирующей трещины S_i проходит через начало координат системы O_{ABC} , то единичный вектор падения этой плоскости ($\hat{v}$) может быть задан относительно O_{ABC} тремя компонентами

$$\hat{v} = m\hat{e}_A + n\hat{e}_B + l\hat{e}_C. \quad (2)$$

Задача сводится к определению компонент m, n, l в декартовой системе координат. Из формулы (2) имеем систему уравнений:

$$\begin{aligned} \hat{v}_A &= m\hat{e}_{A_1} + n\hat{e}_{B_1} + l\hat{e}_{C_1}; \\ \hat{v}_B &= m\hat{e}_{A_2} + n\hat{e}_{B_2} + l\hat{e}_{C_2}; \\ \hat{v}_C &= m\hat{e}_{A_3} + n\hat{e}_{B_3} + l\hat{e}_{C_3}. \end{aligned} \quad (3)$$

По правилу Крамера компоненты m, n, l выразятся

$$m = \frac{|\hat{v}_i \hat{e}_j \hat{e}_k|}{|\hat{e}_i \hat{e}_j \hat{e}_k|} = \frac{|\hat{E}^v_A|}{|\hat{E}|}; \quad (4)$$

$$n = \frac{|\hat{e}_i \hat{v}_j \hat{e}_k|}{|\hat{e}_i \hat{e}_j \hat{e}_k|} = \frac{|\hat{E}^v_B|}{|\hat{E}|}; \quad (5)$$

$$l = \frac{|\hat{e}_i \hat{e}_j \hat{v}_k|}{|\hat{e}_i \hat{e}_j \hat{e}_k|} = \frac{|\hat{E}^v_C|}{|\hat{E}|}. \quad (6)$$

В числителе формулы (4) — определитель матрицы тензора, у которой вектор $\hat{v}$ имеет вид

$$\hat{v}_i = (\cos \alpha_v \cos \beta_v) \hat{i} + (\cos \beta_v \sin \alpha_v) \hat{j} - (\sin \beta_v) \hat{k}, \quad (7)$$

где α_v — азимут падения плоскости рудолокализирующей трещины; β_v — угол падения этой плоскости. Аналогичные формулы для матриц, определителей которых показаны в числителях (5) (6).

Установление структурных закономерностей локализации оруденения

трещинно-разрывных нарушениях и количественные оценки этих закономерностей с помощью предлагаемого математического анализа иллюстрируются на примере одного из полиметаллических штокверковых месторождений гидротермального типа. Исследовалось месторождение, размещенное в эффузивах, локализация руд которого связана с трещинно-разрывными структурами. Оно приурочено к верхнему ярусу геосинклинального структурного этажа. Вмещают оруденение палеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования липаритадацитового состава. Они перекрыты осадочными отложениями палеогена. Выделяются небольшие, секущие основные толщи тела субвулканитов. Кроме того, в зонах трещиноватости распространены малые интрузии — дайки и штокообразные тела фельзитпорфиров, диабазов. Породы рудомещающих толщ переработаны метасоматическими процессами — хлоритизированы, серицитизированы, участками пропититизированы, калишпатизированы.

Характеристика системы рудоносных трещин

Система	Азимут простирания, градусы	Азимут падения, градусы	Угол падения, градусы	Область распространения
I	0—30	90—120	70—80	Все месторождения
II	300—330	210—240	70	Северный блок и один участок Южного
IIa	330—360	240—270	70—80	Южный блок
III	60—90	330—360	70	Северный блок
III прямая	60—90	150—180	75	На отдельных участках всего месторождения
III обратная				

Рудная залежь представляет в целом штокверковую зону, состоящую из тел различной по интенсивности минерализации. Общее простирание штокверка субмеридиональное. Соотношение его длины к мощности в плане и глубине, на которую распространено оруденение, 5:2:1. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые. Крупных жильных тел нет, отмечены единичные маломощные жилы. Часто зоны с промышленным вкрапленным оруденением визуальное не отличаются от пустых пород.

Геолого-структурные особенности локализации оруденения обусловлены блоковым строением участков. Месторождение размещено в клиновидном блоке второго порядка, который в верхней части разбит на блоки третьего порядка — Южный и Северный. Блоки ограничены крутопадающими разломами III—IV порядков субширотного субмеридионального и северо-восточного простираний. Структуры, обрамляющие блоки дорудного заложения, имеют по два субпараллельных сближенных шва. Содержания рудных элементов в породах швов убогие.

Промышленное оруденение приурочено в основном к трещинным и трещинно-разрывным структурам V—VIII порядков. Отмечены единичные маломощные рудные жилы в трещинах вблизи нарушений III—IV порядков, ориентированных согласно простиранию их сместителей. Основная масса рудного вещества концентрируется в крутопадающих разломах северо-восточного простирания V—VI порядков,

опережающих нарушения высших порядков, и в трещинах VII—VIII порядков трех систем: северо-восточного, субширотного и север-северо-западного простираний. Вдоль сместителей разломов III—V порядков развиты преимущественно сбросо-сдвиговые перемещения, по плоскостям трещинных структур — мелкоамплитудные подвижки. Не исключено, что процесс рудоотложения происходил в условиях повторных обновлений некоторых систем разрывных нарушений, их неравномерного приоткрывания.

Материалы массовой документации элементов общей трещиноватости по площадкам рудных и «безрудных» зон (более 7000 данных) и результаты анализов бороздовых проб (более 300) были положены в основу математической обработки [5] — для выбора систем рудоносных трещин, определения их азимутальных границ и распространности. Установленные границы ориентировок систем рудолокализирующих трещин и их принадлежность к тектоническим блокам показаны в табл. 1. В границах выделенных азимутальных ориентировок плоскостей этих трещин проверялись ковариационные зависимости между угловыми данными и интенсивностью оруденения. Как правило, достоверность этих связей высокая (80—95 %).

При специальном структурном картировании горизонта подземных горных выработок оси A, B, C сорудных деформаций реконструированы с помощью стереографической сетки по каждой паре сопряженных рудных прожилков. В пределах одного текто-

Ориентировка (в градусах) максимумов главных направлений систем сорудных деформаций и области их влияния

Система	А		В		С		Блок
	α_A	β_A	α_B	β_B	α_C	β_C	
I III	100° 138	5 20	18 258	18 55	215 37	70 27	Все блоки второго и третьего порядков
II IIa	62 240	7 3	160 355	50 55	325 148	40 35	Южный третьего порядка
III IIIa	130 122	14 4	233 30	38 38	25 218	48 52	Северный третьего порядка

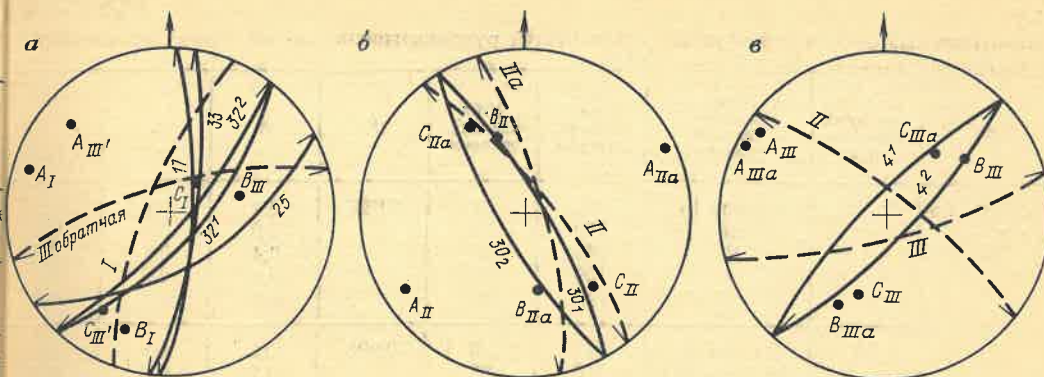
А, В, С — главные направления систем; α — их азимуты, β — углы погружения осей.

нического блока зафиксированы тектонические элементы 70—90 пар таких прожилков. Проекция осей выносились на стереограммы, характеризующие различные блоки. Для каждого блока строились диаграммы положений осей А, В, С сорудных деформаций на равноплощадной сетке В. Шмидта с помощью 2 %-ного трафарета. При анализе максимумов проекций осей А, В, С на стереограммах тектонических блоков установлено пять систем сорудных деформаций. Ориентировка максимумов проекций осей А, В, С этих систем приведена в табл. 2. Системы III и III' — по сути, одна система сорудных деформаций, максимумы осей А, В, С которой отличны на несколько градусов для блоков второго и третьего порядков.

Из табл. 1, 2 видно соответствие систем рудолокализирующих трещин и сорудных деформаций, обусловивших развитие нарушений в тектонических блоках. Геометрический анализ проводился раздельно для блока второго порядка и Северного и Южного блоков третьего порядка. Относительно положения полюсов осей А, В, С сорудных деформаций анализировались ориентировки плоскостей сместителей разломов и модальные ориентировки систем рудоносных трещин, развитых в блоке. Относительно максимумов осей А, В, С сорудных деформаций I и III ортогональных систем рассматривались ориентировки плоскостей разломов (4, 25, 32), ограничивающих блоки; рудолокализирующих разломов V—VI порядков северо-восточного простирания (17, 13, 33), прослеженных в

обоих блоках третьего порядка, а также модальные ориентировки плоскостей рудолокализирующих трещин I и III обратной систем, расположенных по всему месторождению (рисунок, а). Относительно максимумов осей А, В, С сорудных деформаций II и IIa ортогональных систем анализировались (см. рисунок, б) ориентировки плоскостей трещинно-разрывных структур, распространенных только в Южном блоке (разлом 30; системы рудных трещин II и IIa). Относительно максимумов А, В, С сорудных деформаций III, IIIa рассматривались (см. рисунок, в) ориентировки плоскостей трещинно-разрывных нарушений Северного блока (разлом 4; II и III прямая системы рудолокализирующих трещин).

На стереограммах видно, что плоскостями сместителей разломов 32, 4, 33, а также внутри-BC сорудных деформаций пары ортогональных систем (см. рисунок), прямой — это оперяющие структуры к именно: сместители разлома 32 — к подзвонкам высшего порядка. Положению плоскостей BC сорудных деформаций I и III систем; сместители разлома 4 — к положению плоскостей деформаций III и IIIa в период рудоотложения они при ортогональных систем; сместители разлома 30 — к плоскостям BC II и III ортогональных систем. Плоскости Вобратной, распространенные по всему сорудных деформаций соответствующим месторождению, в рудных период бы- ориентированы, причем оси В и С т В результате тензорного анализа по- кой пары меняются местами. По-видимому, сорудные деформации пары сместителей разломов V—VI порядков северо-восточного простирания (17, 13, 33), прослеженных в



Стереограммы положения рудораспределяющих и рудолокализирующих разрывных нарушений относительно осей А, В, С сорудных формаций

а — в блоке второго порядка; б — в блоке Южном третьего порядка; в — в блоке Северном третьего порядка; пунктирными линиями даны системы трещин, сплошными — разломы

структурных особенностей рудоотложения. В табл. 3 приведены значения оценок тензоров $|\hat{E}|$ ортогональных систем сорудных деформаций. Эти значения равны по абсолютной величине для тензоров сорудных деформаций пары ортогональных систем блока. Значения m, n, l , рассчитанные по формулам (4, 5, 6), являются относительными. Это коэффициенты пространственного положения вектора ориентировки ($\vec{v}_i$) плоскости разрывной структуры, с которой связано оруденение, относительно главных направлений сорудных деформаций: m — относительно оси А, n — оси В, l — оси С.

Все разрывные структуры месторождения, с которыми связано рудоотложение, имеют в тензорах «своих» деформаций близкие коэффициенты m (0,2—0,4). По значениям n и l отмечаются индивидуальные закономерности, характерные для блоков второго и третьего порядков. Для блока высшего (второго) порядка коэффициент n сместителей рудораспределяющих и рудолокализирующих нарушений относительно системы I сорудных деформаций составляет 0,3—0,4, относительно системы III' 0,8—0,9. Значения l относительно системы I сорудных деформаций равны 0,8—0,9, относительно III' 0,4. То есть, значения n , рассчитанные относительно системы I сорудных деформаций, равны l , рассчитанным относительно ортогональной системы III', и, наоборот, $n_{III'} = l_I$. Последнее

Количественные оценки структурных особенностей рудоотложения

Блок	Система сорудных деформаций	Номер разлома, системы трещин	Азимут падения, градусы	Угол падения, градусы	$ E $	m	n	
Второго порядка	I	4 (шов 3)	135	83	0,998	0,2	0,3	0,9
		32 (шов 1)	310	70		-0,2	0,4	0,9
		13	295	55		-0,4	0,3	0,8
		I	105	70		0,4	0,3	0,8
		III	170	75		0,2	0,3	0,9
	III	4 (шов 1)	315	80	-0,998	0,2	0,9	0,4
		32 (шов 2)	310	82		0,2	0,9	0,4
		17	273	88		0,3	0,8	0,4
		33	290	82		0,2	0,9	0,4
		25	330	60		-0,1	0,8	0,6
Третьего порядка	II	30 (шов 2)	60	80	-0,997	0,3	0,7	0,6
		II	225	75		-0,2	0,8	0,6
	IIa	30 (шов 1)	240	80	0,997	0,2	0,8	0,5
		IIa	255	75		0,3	0,8	0,5
Северный третьего порядка	III	4 (шов 1)	315	80	-0,998	0,2	0,6	0,7
		II	225	75		0,2	0,8	0,6
	IIIa	4 (шов 2)	135	83	0,998	0,2	0,6	0,7
		III прямая	345	70		-0,2	0,8	0,6

свидетельствует о смене положений осей B , C пары систем сорудных деформаций, вызванных одним «пульсирующим» полем напряжений.

Несколько отличны математические оценки m и l для положения сместителя разлома 25: $m=0,1$, $l=0,6$. Эта структура, служившая в рудный период границей тектонических блоков, вероятно, унаследовала направление разлома дорудного заложения, не согласующееся с сорудными деформациями. В период рудоотложения она была мало проницаемой и не являлась рудораспределяющей, как другие ограничивающие блоки нарушения. Для Северного и Южного блоков третьего порядка оценки положения внутриблоковых рудовмещающих нарушений относительно частных сорудных деформаций близки (n 0,6—0,8, l 0,5—0,7).

В целом для блоков второго порядка характерно, что рудолокализирующие и рудораспределяющие разрывные нарушения различных ориентировок имеют близкие тензорные оценки относительно сорудных деформаций «своих» систем. Такие параметры могут служить количественными оценками за-

кономерностей рудоотложения в трещинно-разрывных структурах.

Зная количественные тензорные оценки локализации руд в трещинно-разрывных нарушениях и главные направления сорудных деформаций, установленные для рудного поля, например, методами физико-оптического моделирования, можно рассчитать с помощью тензорного анализа ориентировки структур, перспективных для рудоотложения. Условия такого прогноза для рудного поля, которому принадлежит изученное месторождение, заключаются в следующем. Перспективными в данном случае являются трещинно-разрывные структуры, положение сместителей которых относительно сорудных деформаций «своих» систем определяется тензорными оценками, подчиняющимися правилу: $m = \text{const}$, $n_1 = l_2$, $n_2 = l_1$. Относительно частных внутриблоковых сорудных деформаций низших порядков эти перспективные рудолокализирующие структуры могут быть ориентированы в соответствии с дополнительным условием: $n_3 \approx n_4 \approx l_3 \approx l_4$. При этом характеристики изменчивости петрофизиче-

Таблица 5

ских параметров пород на поисковых участках должны быть близкими к их аналогам на исследованном месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971.
2. Гладков В. Г., Филонюк В. А. О кинематике формирования и принципах классификации рудных столбов эндогенных месторождений. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 38—49.
3. Гладков В. Г. О структурных формах проявления разрывных нарушений. — Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 5, с. 1145—1148.
4. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: изд. Иркутск. политех. ин-та, 1961.
5. Злобина Т. М. Оценка пространственной связи эндогенной минерализации и трещинной тектоники методами многомерной математической статистики. — Сов. геология, 1983, № 5, с. 19—24.
6. Злобина Т. М., Спивак Т. Ю., Барская Т. Л. Статистическая обработка на ЭВМ совместно представленных многомерных угловых и обычных данных. — В кн.: Алгоритмы и программы. М., 1983, с. 24—33.
7. Малиновский Е. П., Чернышев В. Ф. Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., 1980, с. 215—229.
8. Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978.
9. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии. М.: Недра, 1981.
10. Структурные условия эндогенного рудообразования — состояние проблемы и пути дальнейших исследований/Л. И. Лукин, Ф. И. Вольфсон, В. А. Королев, В. А. Невский. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., 1978, с. 5—20.
11. Andersen E. M. The dynamics of faulting, 2 d. ed, Edinburgh, Oliver and Boyd, 1951.
12. Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, Mc-Graw-Hill, 1963.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98.061.3 : 550.4(571.1)

Н. Н. НЕМЧЕНКО, Г. А. КРАМАРЕНКО (ВНИГНИ)

Формирование залежей углеводородов мелового комплекса севера Западной Сибири

Выяснение условий формирования залежей углеводородов на севере Западной Сибири имеет большое практическое значение, так как позволяет на различных стадиях изученности региона научно обосновать дальнейшее развитие поисково-разведочных работ на жидкие и газообразные углеводороды. Проведено комплексное изучение геологических и геохимических показателей, определяющих масштабы газообразования и механизм формирования залежей УВ в меловом нефтегазоносном комплексе (НГК). Меловой НГК, с которым связаны основные газовые и газоконденсатные месторождения на севере Западной Сибири, представлен преимущественно песчано-алевролитовыми отложениями и ограничен сверху мощной регионально выдержанной турон-палеогеновой, а

снизу региональной верхнеюрской глинистой толщами.

Верхняя часть комплекса (апт — альб — сеноман) сложена преимущественно песчано-алевролитовыми породами с прослоями глинистых образований. Нижняя часть (неоком) представлена песчано-алевролитоглинистыми отложениями с преобладанием глинистых разностей. Общая мощность НГК достигает 2000 м.

Основное месторождение газа приурочено к отложениям верхней части НГК; газоконденсатные залежи, как правило, выявлены в нижней его части. Осадки НГК накапливались в континентальных и мелководно-морских условиях. ОВ преимущественно гумусового типа сконцентрировано или рассеяно в континентальных отложениях, гумусово-сапропелевое и са-

пропелево-гумусовое ОВ отмечается в прибрежно-морских отложениях. В толще комплекса выделяются также пласты угля. Максимальным угленакopление было в баррем-сеноманское время. При бурении скважин на Губкинском, Комсомольском, Уренгойском, Тазовском, Русском и других месторождениях встречены пласты углей мощностью от 1 до 5 м. С аптским временем связана эпоха максимального угленакopления в Ямальной нефтегазоносной области. На Уренгойской, Тазовской, Заполярной и других площадях в неокомских отложениях также отмечены пласты углей. Наличие повышенных концентраций угольного вещества как в рассеянной, так и в концентрированной формах является важнейшим генетическим признаком, по которому меловой НГК отнесен к типичной угленосной формации внутриконтинентального типа.

Оценивался масштаб генерации на отдельных этапах геологического развития региона и изучалось распределение генерированных газов. Определялась степень преобразования ОВ пород по отражающей способности витринита [3]. ОВ меловых отложений находится на стадиях от буроугольно-длиннопламенной в верхней части комплекса до газовой и жирной в его подошве. Суммарное содержание угольного вещества в отложениях комплекса оценивается в $15,5 \cdot 10^{12}$ т, из них $6,9 \cdot 10^{12}$ т находится на буроугольной стадии, $8,6 \cdot 10^{12}$ т — на длиннопламенной, газовой и жирной [7]. По данным В. П. Козлова и Л. В. Токарева [2], выход метана при достижении угольным веществом буроугольной стадии катагенеза составляет $68 \text{ м}^3/\text{т}$, а при достижении длиннопламенной стадии $168 \text{ м}^3/\text{т}$.

Если принять общий объем газа, образовавшегося в больших количествах в отложениях комплекса за 100 %, то количество метана, сорбированного угольным веществом и породами, будет равно 15 %. Потери газа в атмосферу могли происходить в основном до отложения турон-палеогеновой экранирующей толщи. К началу туронского времени степень катагенеза аптальб-сеноманских отложений не превышала начальной буроугольной стадии. В более глубоких горизонтах

(баррем, готерив и верхний валанжин) катагенетическая преобразованность достигла средней—поздней буроугольной стадии. Если принять количество метана, генерированного 1 т угольного вещества на начальной буроугольной стадии катагенеза, равным 45 м^3 , а на позднебуроугольной 100 м^3 , то объем газа, генерированного угольным веществом на этих стадиях катагенеза и ушедшего в атмосферу вследствие гидрогеологической раскрытости толщи, будет составлять около 58 %.

Количество метана, растворившегося в пластовых водах в предтуронское время при предельной их газонасыщенности, составляет 5 % (эта величина получена с учетом фактических данных по газонасыщенности пластовых вод).

Потери газа в результате диффузии рассчитаны по методике В. А. Соколова с использованием среднего коэффициента диффузии ($D \cdot 10^{6-7} \text{ см}^2/\text{с}$). За счет диффузии через покрывку, период существования которой не превышает 70—80 млн. лет, могло быть потеряно 5 % газа. При решении уравнения материального баланса установлено что в свободную фазу могло выделяться до 15 %.

Меловой НГК является самостоятельной газогенерирующей толщей. Объем газа, образовавшегося в процессе катагенеза ОВ из пород НГК, был вполне достаточным для формирования газовых месторождений Севера Западной Сибири. Оценка масштабов генерации УВ газов на отдельных этапах геологической истории позволяет не только проследить распределение газов первоначальной генерации, но и с генетических позиций оценить возможный диапазон времени формирования залежей.

Данные о палеокатагенезе и генерирующей способности угольного вещества [6] позволили определить как масштабы генерации, так и поэтапное размещение УВ газов в отложениях мелового НГК в отдельные периоды геологической истории.

Распределение газов первоначальной генерации приведено в табл. 1.

В туронское время в результате отложения глинистой экранирующей толщи потери газа в атмосферу прекратились и возникли условия для его

Таблица 1

Распределение газов первоначальной генерации на различных этапах, % от общего количества генерированного газа

Этап генерации и средняя достигнутая стадия метаморфизма	Генерированный	Дегазированный в атмосферу	Потерянный при диффузии	Сорбированный	Растворенный в пластовых водах	Свободной фазы	Аккумулятивный в залежах	Коэффициент аккумуляции
Валанжин-сеноманский, Б ₁ —Б ₃	76	58	—	13	5	—	—	—
Турон-сантонский Б ₁ —Б ₃	5	—	—	0,5	1,5	3	0,75	0,3
Кампан-датский, Б ₁ —Д	4	—	0,25	0,5	0,25	3	1	0,3
Палеоцен-нижнеолигоценовый, Б ₁ —Ж	15	—	5	1,25	0,75	8	5	0,8
Позднеолигоценовый — раннечетвертичный, Б ₁ —Ж	1	—	—	—	—	1	1	1

сохранения и выделения в свободную фазу. В турон-сантонское время меловой НГК залегал в интервале глубин от 100 до 2700 м и находился на буроугольно-длиннопламенной стадии. Лишь самые низы толщи вошли в начальную длиннопламенную стадию.

Для оценки объема газа, аккумулярованного на отдельных этапах, был рассчитан коэффициент аккумуляции (отношение палеообъема ловушки к современному объему).

В позднеолигоценовый — раннечетвертичный этап Западно-Сибирская плита превратилась из области устойчивого прогибания и осадконакопления в область неравномерного подъема и размыва. Абсолютные величины поднятия в неогене на положительных структурах (Медвежья, Уренгойская) составляют 300—500 м. Таким образом, вследствие воздымания пластовые давления в нефтегазоносных комплексах Западной Сибири должны были снизиться на 0,30—0,50 МПа и более. Очевидно, что изменение термобарических условий комплексов по-разному отразилось на характеристиках пластовых систем.

Генерация углеводородов на этом этапе в основном прекратилась, однако снижение пластового давления в системе привело к дегазации пластовых вод. Для подтверждения масштабов образования свободной газовой фазы на этапе неогенового воздымания рассчитано количество газа, выделившегося из пластовых вод мелового НГК, по методике А. Ю. Намиота и М. М. Бондарева [4] с использованием кон-

стант равновесия. Принят состав пластовых газов сеноманской залежи и пласта БУ₁₋₂ Уренгойского месторождения (для сеномана CH₄—98,7 %, C₂H₆—0,1 %, C₃H₈—0,05 %, C₄H₁₀—0,001 %, N₂—1,0 %, CO₂—0,1 %, для пласта БУ₁₋₂ CH₄—87,5 %, C₂H₆—8,82 %, C₃H₈—2,78 %, N₂—0,5 %, CO₂—0,4 %). Величина неогенового воздымания принималась равной 500 м. Количества газа, выделившегося из пластовых вод в результате неогенового воздымания, приведены в табл. 2. Полученная при расчете с использованием констант равновесия величина сопоставима с таковой, приведенной при описании распределения углеводородных газов.

Газовые залежи в отложениях мелового НГК на севере Западной Сибири начали формироваться с турон-сантонского времени. Наибольшая интенсивность в образовании новых и пополнении газом возникших ранее газовых залежей отмечалась в палеоцен-нижнеолигоцен-раннечетвертичное время. Закончилось формирование газовых залежей в позднеолигоцен-раннечетвертичное время. Наряду с образованием газовых скоплений в меловом комплексе шла генерация жидких УВ. Берриас-валанжинские отложения вошли в главную зону нефтеобразования к концу сеномана — верхнему мелу, а готерив-барремские — к концу верхнего мела — палеогену. Таким образом, скопления жидких УВ в неокомских породах были сформированы до инверсии тектонического режима в неогене. Породы верхней половины мело-

Таблица 2

Масштабы выделения газов из пластовых вод после воздымания в неогене

Параметр	Валанжин-сеноманские породы	Покурские породы
Площадь распространения пород, м ²	193·10 ⁹	193·10 ⁹
Объем пород, м ³	182·10 ¹²	164,5·10 ¹²
Объем песчаников, м ³	137,3·10 ¹²	106,7·10 ¹²
Коэффициент пористости	0,2	0,25
Объем пор песчаников, м ³	27,5	26,7
Газонасыщенность до воздымания в неогене, м ³ /м ³	3,2	2,66
Количество газа, выделившегося из воды после воздымания в неогене, м ³	10,2·10 ¹²	13,6·10 ¹²

вого НГК лишь частично могли генерировать жидкие УВ, так как находились на ранних стадиях углефикации в это время. Нефти и газу присуще свойство взаимного растворения даже при незначительных давлениях и температурах, поэтому УВ, с одной стороны, могли растворяться в газах свободной фазы и формировать газоконденсатные залежи, а с другой — образовывать самостоятельные скопления нефти. Для оценки роли газа, выделившегося в результате снижения пластового давления из нефти при формировании газовых шапок, рассчитано количество газа, которое могло бы выделиться из нефти в результате снижения пластового давления $p_{пл}$, вызванного неогеновым воздыманием. Для исследования возможности формирования газовой шапки в результате снижения $p_{пл}$ в пласте БУ₈₋₉ Уренгойского месторождения были приняты следующие параметры: современное $p_{пл}$ 27,5 МПа, пластовая температура 75 °С, плотность сепарированной нефти оторочки 0,842 г/см³. Допуская величину неогенового поднятия 500 м, можно предположить, что пластовое давление до неогенового воздымания составило 32,5 МПа, а пластовая температура 90 °С.

Расчет количества газа, содержащегося в пластовой системе в преднеогеновый этап, основывался на допущении, что давление насыщения в залежи нефти было равно пластовому. Для определения газосодержания, характеризующего предельно насыщенную пластовую систему при заданных термобарических условиях, были использованы номограммы [5]. Газосодержание для палеоусловий залежи БУ₈₋₉

Уренгойского месторождения составило 610 м³/м³. Современное газосодержание, определенное таким же методом, равно 544 м³/м³. Таким образом при снижении пластового давления на 5,0 МПа из каждого кубического метра нефти выделялось в свободную фазу 64 м³ газа, что соответствует 0,6 % объема современной газовой шапки. Аналогичные расчеты выполнены для пласта БУ₁₀₋₁₁ Уренгойского месторождения и БТ₃₋₄ Заполярного. Результаты расчетов приведены в табл. 3.

На их основании можно сделать вывод о том, что выделение газа из углеводородной системы за счет снижения давления при неогеновом воздымании не сыграло значительной роли в формировании газовых шапок на рассмотренных месторождениях.

Дегазация же гидродинамической системы привела к пополнению ранее сформировавшихся газовых скоплений газом в количествах, сопоставимых с современными запасами газа газовой залежи.

Особенностью газовых залежей неогенового НГК на севере Западной Сибири является наличие в них жидких УВ, содержание которых изменяется в широких пределах. Так, в верхней части комплекса содержание конденсата составляет 0,03—3 г/м³, в нижней же комплекса оно достигает 400 г/м³ и более.

Плотность конденсатов изменяется от 0,7 до 0,9 г/м³. По углеводородному составу они нефтеново-метановые, причем содержание нефтеновых УВ в нижней части комплекса значительно меньше, чем в верхней. Изменение физико-химических свойств и углеводородного состава конденсатов учитыва-

Таблица 3

Современные и донеогеновые характеристики углеводородных систем

Параметр залежи	Уренгойское месторождение		Заполярное месторождение, пласт БТ ₃₋₄
	пласт БУ ₈₋₉	пласт БУ ₁₀₋₁₁	
Пластовое давление, МПа	27,5	28,5	27,9
Пластовая температура, °С	75	78	68
Плотность сепарированной нефти, г/см ³	0,842	0,830	0,840
Газосодержание предельно насыщенной нефтяной оторочки, м ³ /м ³	544	555	640
Амплитуда поднятия в неогене, м	32,5	33,5	30,9
Пластовое палеодавление, МПа	90	93	76
Пластовая палеотемпература, °С			
Газосодержание предельно насыщенной пластовой системы до воздымания в неогене, м ³ /м ³	610	630	656
Количество газа, выделившегося из 1 м ³ нефти при указанной амплитуде поднятия, м ³	64	75	16
Содержание выделившегося при поднятии газа, % от современного количества газа газовой шапки	0,6	0,8	1,5

лось при изучении условий формирования газоконденсатных месторождений.

Работами Т. П. Жузе [1] и других исследователей установлено, что с повышением давления растворяющая способность углеводородных газов возрастает, а их селективные свойства снижаются. Растворимость высококипящих УВ в сжатых газах снижается от алканов к аренам. При этом большей растворимостью характеризуются разветвленные УВ. Следовательно, по мере повышения давления в газовой раствор должны переходить в первую очередь алкановые и в последнюю — ароматические УВ. Нафтеновые УВ занимают промежуточное положение. При снижении давления процесс выпадения УВ из раствора характеризуется обратной последовательностью.

Во многих нефтегазоносных провинциях наблюдается изменчивость состава газоконденсатных залежей по разрезу или по региональным склонам в соответствии с рассмотренными особенностями процесса растворения УВ в сжатых газах. Иногда подобное распределение конденсатов принимается как доказательство миграции УВ в растворенном состоянии и сепаративного выпадения из раствора различных групп УВ в соответствии со снижением пластовых давлений и температур. В Западной Сибири изменчивость состава конденсатов вверх по разрезу осадочного чехла в соответст-

вии со снижением пластовых давлений и температур некоторые исследователи объясняют с позиции вертикальной миграции.

При детальном изучении Уренгойского месторождения установлено, что последовательное изменение состава конденсатов вверх по разрезу наблюдается только в диапазоне отдельных свит или пачек. В зонах контакта между литолого-стратиграфическими подразделениями эта закономерность нарушается. Так, вверх по разрезу мегионской свиты от пласта БУ₁₄ к пласту БУ₁₀ в конденсатах увеличивается относительное количество алканов. Соответственно содержание цикланов и аренов сокращается. В продуктивных пластах вартовской свиты от нижнего пласта БУ₉ к пласту БУ₅ наблюдается аналогичное изменение состава конденсатов. При этом в целом по рассмотренному интервалу обеих свит максимальным содержанием алканов характеризуются пласты БУ₁₀ мегионской и БУ₅ вартовской свит. Минимальное содержание алканов отмечается в конденсатах нижних пластов, т. е. БУ₁₄ и БУ₉. В обратной последовательности распределяется концентрация цикланов и аренов.

Дифференциация состава конденсатов по разрезу в пределах каждой из рассмотренных групп пластов, вероятно, не только является следствием вертикальной миграции-сепарации, но

Таблица 4

Изменение плотности и группового углеводородного состава конденсатов залежей мелового НГК

Месторождение	№ скв.	Интервал опробования, м	Пласт	Плотность, г/см ³	Углеводородный состав фракций н. к. 300 и 200° С, %		
					Ароматические	Нафтеновые	Метановые
Пангодинское	65	1266—1272	ПК ₁	0,814	1,31	69,30	29,39
		2750—2757		0,805	28,02	25,12	46,86
		3063—3068		0,778	17,33	29,60	53,07
Бованенковское	68	1286—1289	ПК ₁	0,916	—	—	—
		1182—1189		0,768	6,57	58,64	34,79
		1362—1372		0,799	6,02	62,89	31,09
Южно-Крузенштернское	100	1450—1458	ТП ₃₋₄	0,820	5,99	28,56	65,45
		1680—1690		0,761	19,21	42,19	39,66
		1803—1810		0,17	6,87	28,53	64,60
Харасавейское	57	1502—1512	ТП ₉₋₁₀	0,784	2,51 *	60,57	36,92 *
		1887—1893		0,767	6,17 *	77,33 *	16,0 *
		2088—2399		0,761	1561 *	24,41 *	59,88 *
Южно-Тамбейское	8	1838—1843	ТП ₂₁₋₂₄	0,753	0,65	62,63	36,72
		2774—2782		0,771	12,95	33,30	53,75
		1760—1770		0,795	2,95 *	72,75 *	24,30 *
Уренгойское	56	2378—2392	БУ ₁₋₂	0,737	11,01 *	32,08 *	58,91 *
		2728—2732		0,772	17,29	27,98	54,73
		3030—3037		0,743	12,82	30,01	56,14
Ямбургское	120	1170—1180	ПК ₁	0,868	—	—	—
		29,52—2964		0,758	—	—	—
		1260—1273		0,872	—	—	—
Заполярье	4	3017—3021	ПК ₁	0,739	—	—	—
		1467—1472		0,920	—	—	—
		3242		0,777	—	—	—
Геофизическое	42	994—999	Ю ₂	0,846	—	—	—
		1870—1880		0,765	—	—	—
		1268—1272		0,847	5,95	70,54	13,51
Новопортовское	85	3063—3068	ПК ₁	0,766	14,98	27,65	57,37
Сандибинское	65		ПК ₁				

* Фракция н. к. 200 °С.

и обусловлена изменением термобарических условий. Наблюдаемое на контакте мегионской и вартовской свит нарушение последовательности в изменении состава конденсатов исключает возможность поступления УВ из мегионских коллекторов в вартовские путем миграции-сепарации.

Изучение физико-химических свойств и группового состава конденсатов ряда месторождений Севера Западной Сибири показывает, что нарушение законов растворимости различных групп УВ конденсатов в сжатых газах наблюдается не только на границе вартовской и мегионской свит. Так, плотность конденсатов пласта ПК₁ Ямбургского, Геофизического, Пангодинского месторождений превышает плотность конденсатов нижележащих отложений. Конденсаты таноупчинской свиты также

различаются между собой по групповому составу. Намечается изменение группового состава конденсатов между пластами ТП₉₋₁₀ и ТП₁₂ Южно-Крузенштернского и ряда других месторождений (табл. 4).

Таким образом, существует гидродинамическая разобщенность между стратиграфическими подразделениями мелового НГК. Можно говорить о наличии для каждого из этих стратиграфических подразделений своего источника питания УВ, т. е. внутри мелового НГК следует выделять самостоятельные нефтегазогенерирующие толщи. К ним можно отнести отложения покурской, хантымансийской, вартовской и мегионской свит.

Таким образом, газовые и газоконденсатные залежи мелового НГК формировались по следующей схеме. Пос

ле образования туронской покрывки создались условия для предельного насыщения пластовых вод газами, выделения последних в свободную газовую фазу и формирования первичных газовых залежей, которые пополнялись в последующие этапы геологического развития. В это же время были созданы условия для генерации жидких УВ; начали формироваться как первичные газоконденсатные, так и первичные нефтяные скопления. На последующих этапах при дальнейшей генерации газообразных и жидких УВ, с одной стороны, происходило постоянное пополнение жидкими и газообразными углеводородами ранее сформированных скоплений, а с другой — газы оттесняли ранее возникшие нефтяные скопления, и таким образом формировались двухфазные (газоконденсатные с нефтяными оторочками) залежи УВ. Это подтверждается наличием остаточной нефтенасыщенности в газовых шапках многих двухфазных залежей. Вертикальная миграция происходила в пределах отдельных стратиграфических подразделений или групп пластов. Залежи формировались в результате латеральной миграции внутри ограниченных толщ комплекса в зонах нефтегазоаккумуляции.

Таким образом, распределение газов первоначальной генерации во времени и изучение этапов образования жидких УВ показало, что газовые и газоконденсатные залежи формировались с позднемелового до позднеолигоценно-раннечетвертичного времени.

УДК 553.94/96 : 552.16 (571.51-17)

А. Б. ГУРЕВИЧ, О. И. ГАВРИЛОВА,
Г. М. ВОЛКОВА (ВСЕГЕИ)

Метаморфизм углей северной части Тунгусского бассейна

Тунгусский угольный бассейн, занимающий значительную часть Сибирской платформы, не имеет аналогов в СССР. Для него характерны относительно небольшая мощность и преимущественно пологоволнистое залегание угленосных отложений верхнего палеозоя, чрезвычайно широкое развитие эффузивов, экструзий и интрузий ос-

При этом существенную роль сыграло неогеновое воздымание, приведшее к выделению больших масс свободных газов. В настоящее время формирование залежей завершилось, и они находятся в стадии разрушения, о чем свидетельствует недонасыщенность пластовой гидродинамической системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жузе Т. П. Сжатые газы как растворители. М.: Недра, 1974.
2. Козлов В. П., Токарев Л. В. Масштабы газообразования в осадочных толщах (на примере Донецкого бассейна). — Сов. геология, 1961, № 7, с. 19—34.
3. Метаморфизм органического вещества и распределение углеводородных газов на севере Западно-Сибирской низменности/В. И. Горшков, В. И. Ермаков, Н. Н. Немченко, А. С. Ровенская. — Нефть и газ Тюмени, 1971, № 12, с. 3—7.
4. Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963.
5. Номограмма для определения давления насыщения и давления начала конденсации пластовых углеводородных систем в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне/А. М. Бриндзинский, Э. С. Волконский, Н. В. Колесникова и др. — Тр. ВНИГНИ, 1977, вып. 201, с. 175—183.
6. О происхождении природного газа месторождений севера Западно-Сибирской низменности/В. Г. Васильев, В. И. Ермаков, Н. Н. Немченко и др. — Геология нефти и газа, 1970, № 4, с. 3—8.
7. Условия формирования газовых залежей севера Западной Сибири/В. И. Ермаков, Н. Н. Немченко, А. В. Рыльков и др. Тюмень, 1976, с. 115—125. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 113).

новного, реже ультраосновного состава.

При определенной специфике состава и свойств [4] здесь развита вся гамма углей — от бурых на востоке и юге до антрацитов на северо-западе региона, что представляет аномальным для платформенных угленосных формаций. На фоне общей площадной

зональности метаморфизма отмечаются интенсивные, вплоть до графита и природного кокса, локальные (протяженностью метры, редко первые сотни метров) изменения углей, обусловленные тепловым, отчасти динамическим и эманационным воздействием интрузий траппов и ультраосновных пород. Эти изменения, причины которых ясны, достаточно однозначно интерпретируются большинством исследователей бассейна.

Иначе обстоит дело с общей площадной зональностью, которая связывается: с проявлением регионального метаморфизма, вызванного увеличением глубины максимального погружения угольных пластов в направлении с востока на запад при переходе от платформенной к субгеосинклинальной части бассейна (Г. А. Иванов и др., 1951 г.); термального метаморфизма, обусловленного либо суммарным тепловым эффектом траппов, внедрившихся в угленосную толщу [14], либо напряженным геотермическим полем области интенсивного вулканизма, существовавшим на территории бассейна в позднем палеозое — раннем мезозое [4, 10], либо совместным влиянием того и другого факторов [2]; «геотермического» метаморфизма областей с аномально высоким геотермическим градиентом [9]; с наложением контактового или «магматогенного» метаморфизма на региональный [13, 15]. С. В. Обручев (1933 г.) придавал существенное значение динамометаморфизму, а П. И. Савенко (1955 г.) — напряжениям, обусловленным сменой знака колебательных движений субстрата угленосных отложений.

Различие точек зрения по данному вопросу в значительной мере связано с ограниченностью и фрагментарностью фактического материала, поскольку для большей части рассматриваемой территории ввиду ее плохой обнаженности достоверные сведения об угленосности и качестве углей отсутствуют. В этих условиях надежность оценки перспектив бассейна, на долю которого приходится около одной трети всех прогнозных угольных ресурсов СССР, прямо зависит от обоснованности представлений о природе и закономерностях постдиагене-

тических преобразований вещества углей.

В настоящей статье эта задача решается на примере лучше изученной северной части Тунгусского бассейна, где находятся разведанные и эксплуатирующиеся месторождения, много десятков полных разрезов верхнего палеозоя, в том числе на глубинах 1200—1800 м. Здесь получен опыт использования углей в качестве топлива и сырья для производства металлургического кокса, разработана классификация углей применительно к Норильскому району [3]. Угленосная формация (C_2-P_2) мощностью от 100 до 500 м, иногда до 1000—1500 м (нижнее течение рек Курейки и Горбиачин), включает все известное в Тунгусском бассейне многообразие углей. Их качество изучено в основном по пробам, отобранным вне зоны выветривания. В основу статьи положены результаты многолетних личных исследований авторов, а также данные геологов ПГО «Красноярскгеология», «Севморгео», «Аэрогеология» и СНИИГГ и МС.

Схема зональности метаморфизма углей северной части Тунгусского бассейна (рис. 1) построена по минимальной стадии углефикации в каждом пункте наблюдений для тех интервалов разреза верхних горизонтов формации, где интрузии отсутствуют или удалены от угольных пластов, а сами угли и вмещающие породы не имеют признаков контактовых изменений. Бурые угли, распространенные вдоль северного склона Анабарской антеклизы, сменяются на крайнем северо-востоке бассейна углями, переходными к длиннопламенным (БД). На северо-западном склоне Анабарской антеклизы и вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы развиты зоны длиннопламенных и газовых углей. Установленная и предполагаемая ширина этих зон составляет десятки, а длина — многие десятки и первые сотни километров. Степень метаморфизма углей возрастает в целом с востока на запад.

В приенисейской части региона наименее метаморфизованными являются жирные угли. Кроме ранее разведанного Имангдинского месторождения, здесь выявлены новые площади их

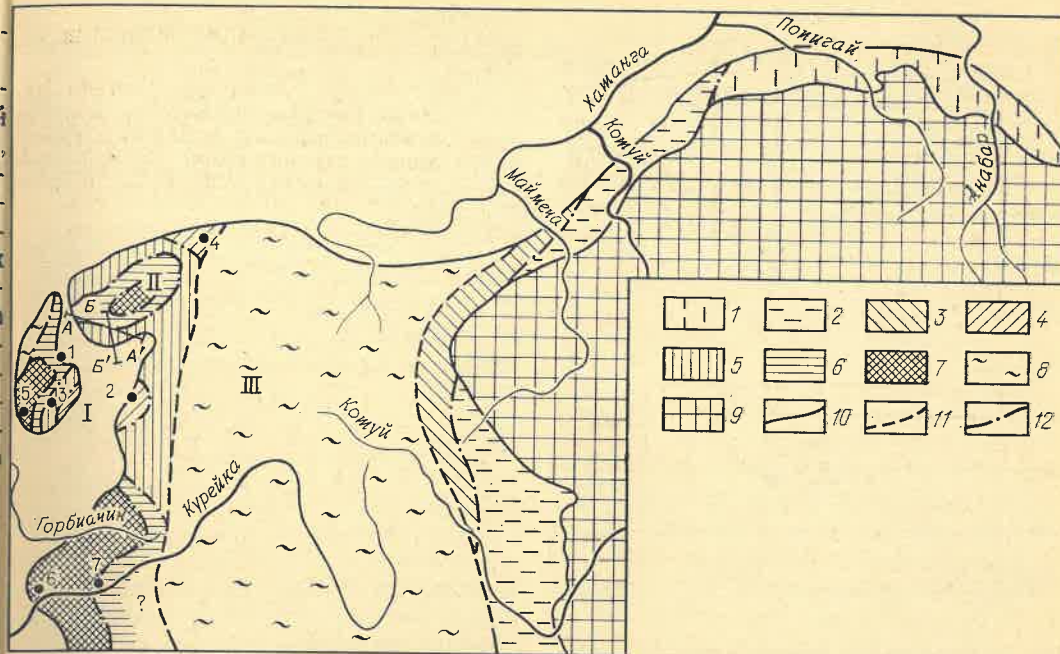


Рис. 1. Схематическая карта зональности метаморфизма углей северной части Тунгусского бассейна

1—7 — зоны метаморфизма углей: 1 — бурых и переходных от бурых к длиннопламенным (Б и БД), 2 — длиннопламенных (ДТ), 3 — газовых (ГТ), 4 — жирных (ЖТ), 5 — коксовых (КТ), 6 — отощенных (ОТ), 7 — тощих и антрацитов (ТТ—АТ); 8 — площади, малопродуктивные в отношении угленосности; 9 — осадочно-метаморфический комплекс Анабарской антеклизы; 10 — граница современного распростра-

распространения на востоке Норильской и по северному борту Хараелахской муфты (см. рис. 1). К западу и юго-западу жирные угли последовательно сменяются коксовыми и отощенными, а затем на большей части Норильской муфты и севере Приенисейского прогиба тощими углями и антрацитами.

В глубь Хараелахской муфты жирные и коксовые угли переходят в отощенные и, вероятно, в тощие (см. рис. 1). Общее увеличение степени метаморфизма происходит в направлении с востока и северо-востока на запад и юго-запад. Установленная ширина зон жирных и коксовых углей 7—20 км, отощенных 5—10 км, тощих и антрацитов — первые десятки километров, длина всех зон — десятки километров. Более сложные контуры зон метаморфизма углей данного региона по сравнению с Прианбарьем и контурами, построенными ранее для Норильского района, объясняются сгуще-

нения угленосных отложений; 11 — контуры зон продуктивной угленосности; 12 — границы зон метаморфизма; I—III — структуры: I — Норильская муфта, II — Хараелахско-Иконская муфта, III — Тунгусская синеклиза; 1—7 — пункты наблюдений: 1 — Кайерканское и Дадьканское месторождения, 2 — Имангдинское месторождение, 3 — Ергалахская площадь, 4 — северо-восток Арылахской площади, 5 — Средне-Фокинское месторождение, 6 — Курейский рудник, 7 — Дегенская площадь

нием сети пунктов наблюдений. Сведения о качестве углей центральной части Тунгусской синеклизы, где угленосные отложения перекрыты туфоловой толщей мощностью до 3 км, отсутствуют, а сама указанная территория относится к малопродуктивной в отношении наличия пластов угля рабочей мощности [5].

В подавляющем большинстве пунктов наблюдений угли всех пластов, заключенных в разрезе формации, принадлежат к одной и той же стадии углефикации. Сколько-нибудь заметного увеличения степени их метаморфизма со «стратиграфической глубиной» (по правилу Хильта), разумеется, вне контактовых ореолов, не наблюдается. Так, в нижнем течении р. Котуй длиннопламенные угли развиты в ханарской (C_{2+3}), котуйской (P_1) и потокской (P_2) свитах. В Норильском районе жирные угли отмечаются во всей продуктивной толще Имангдинского месторождения и Ергалахской

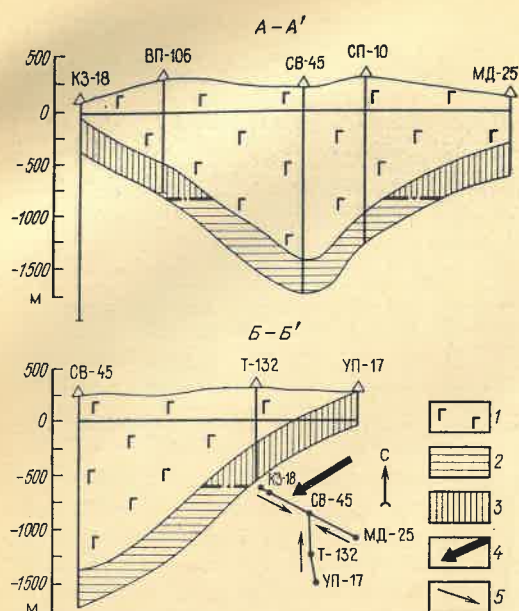


Рис. 2. Схематические профили глубинной зональности метаморфизма углей на юго-западном замыкании Харалахско-Иконской мульды

1 — туфоловая толща (P_2-T_1); 2 — зона отощенных углей (OT); 3 — зона коксовых углей (KT); 4 — главное направление увеличения степени метаморфизма углей на площади; 5 — направления возрастания степени глубинного метаморфизма

площади от талнахской (P_1^1) до кайерканской (P_2) свиты включительно.

Аналогично распределены по разрезу отощенные угли на Кайерканском и Далдыканском месторождениях, антрациты — по рекам Фокиной и Горбиачин и т. п. Такое постоянство размещения объясняется (как и во многих других бассейнах) небольшой мощностью угленосной толщи, меньшей, чем полная или вертикальная мощность соответствующей зоны метаморфизма угленосного вещества. Возможно, исключение представляет разрез по р. Курейке общей мощностью до 1,5 км. В дегалинской (P_2^2) свите на Дегенской площади развиты отощенные и тощие угли, в бургуклинской (P_1) и катской (C_{2+3}) свитах вблизи Курейского рудника (в 40—50 км западнее) — только антрациты. Это, по мнению ряда исследователей, связано с проявлением правила Хильта, но с равной вероятностью может быть объяснено и площадной зональностью за счет смещения выходов нижних горизонтов угленосной формации относительно верхних в направлении общего повышения степени метаморфизма.

Однозначное решение вопроса затруднено, поскольку на Дегенской площади не вскрываются нижние горизонты разреза (правило Хильта применимо к разрезу в одном пункте наблюдений), а в районе Курейского рудника эродированы верхнепермские отложения.

Поисковое бурение на закрытых площадях Норильского района позволило впервые для Тунгусского бассейна изучить угли на глубинах 1500—1800 м и на этой основе выявить, что степень их метаморфизма возрастает по падению угольного пласта, а также оценить вертикальную мощность зон метаморфизма для средних стадий углефикационного ряда. Так, коксовые угли, развитые по западному и южному бортам Харалахско-Иконской мульды, на глубине по падению в каждом угольном пласте (вне контактовых ореолов интрузий) сменяются отощенными углями (рис. 2), причем это происходит независимо от общего направления повышения их степени метаморфизма на площади в приповерхностных условиях и не связано с площадной зональностью углей.

Мощность (по вертикали) зон жирных, коксовых и отощенных углей определялась в пределах какого-то одного структурного элемента (например, восточного крыла Норильской и юго-западного замыкания Харалахско-Иконской мульды) по максимальной разности абсолютных отметок кровли верхнего угольного пласта (табл. 1). В Норильской мульде жирные угли не встречены ниже абсолютной отметки минус 925 м, коксовые — минус 990 м, отощенные (OT) — минус 1225 м. На юго-западном замыкании Харалахско-Иконской мульды коксовые (KT) угли не отмечались ниже отметки минус 680 м, а отощенные угли обнаружены на глубинах до минус 1640 м. Размеры зон метаморфизма углей в два—три раза превышают мощность (по вертикали) аналогичных зон в Донбассе и Кузбассе [4].

Таким образом, для «метаморфического фона» углей северной части Тунгусского бассейна характерна площадная и глубинная зональность при отсутствии четко выраженного изменения степени метаморфизма по стратиграфическому разрезу. Имеются так

Таблица 1
Вертикальная (глубинная) зональность метаморфизма углей в Норильском районе

Параметры пласта	Стадии термального метаморфизма углей [10]		
	J^T	K^T	O^T
Норильская мульда			
Гипсометрическая отметка кровли по скважинам, м:			
минимальная	—833	—886	—1070
максимальная	+407	+370	+250
Мощность зоны метаморфизма, м	~ 1300	1300—1400	1400—1500
Харалахско-Иконская мульда			
Гипсометрическая отметка кровли по скважинам, м:			
минимальная	—314	—506	—55
максимальная	?	+260	—1390
Мощность зоны метаморфизма, м	?	~ 800	~ 1400

же определенные отличия в составе и свойствах этих углей от равнометаморфизованных углей Кузбасса и Донбасса (табл. 2, рис. 3). Для сравнения использовались данные по наиболее

блестящим разностям тунгусских углей из верхних горизонтов разреза угленосной формации с минимальным содержанием микрокомпонентов группы фюзинита. На низких стадиях ме-

Таблица 2
Интервалы изменения некоторых диагностических параметров углей *

Стадия метаморфизма	Бассейн	V_c^{daf} , %	y , мм	d_r^d , г/см ³	C_o^{daf} , %	H_o^{daf} , %
Д(I)	Донецкий	35—41	0—8	1,32—1,37	77—81	4,3—5,9
	Кузнецкий	38—46	Менее 6	1,30—1,32	78—81	5,2—5,9
	Тунгусский	35—46	0—4	1,32—1,38	76—78	5,0—5,7
Т(II)	Донецкий	30—38	5—15	1,27—1,29	80—85	4,9—6,0
	Кузнецкий	34—45	6—30	1,25—1,28	81—85,5	5,2—6,1
	Тунгусский	33—40	—	1,28—1,30	80—84	4,6—5,6
Ж(III)	Донецкий	25—34	14—25	1,25—1,29	85—89	4,7—5,7
	Кузнецкий	24—36	9—42	1,25—1,30	85,5—89	4,8—5,8
	Тунгусский	28—34	7—20	1,25—1,30	83—87	4,7—5,5
К(IV)	Донецкий	18—25	10—22	1,27—1,30	88—90	4,3—5,6
	Кузнецкий	18—26	6—37	1,27—1,32	88—91	4,5—5,3
	Тунгусский	20—26	6—15	1,27—1,32	86—88	4,0—5,0
ОС(V)	Донецкий	14—17	0—8	1,29—1,30	89—91	4,1—4,8
	Кузнецкий	14—20	6—25	1,29—1,34	89,5—91	4,2—4,8
	Тунгусский	12—18	0	1,37—1,41	87—89	3,6—4,4
Т(VI)	Донецкий	7—11	0	1,32—1,36	90—93	3,3—4,3
	Кузнецкий	7—14	0	1,32—1,38	90,5—93	3,5—4,4
	Тунгусский	7—12	0	1,40—1,44	88—91	3,0—3,6
А(VII)	Донецкий	2—6	0	1,56—1,75	93—98	0,7—3,1
	Кузнецкий	2—3	0	1,62—1,70	94—97	1,8—2,2
	Тунгусский	2—5	0	1,63—1,76	93—95	1,4—2,0

V_c^{daf} — выход летучих веществ; y — толщина пластического слоя;

d_r^d — действительная плотность; C_o^{daf} — содержание углерода; H_o^{daf} — содержание водорода.

* Пределы изменений для углей Донбасса (тип «а») даны по Л. И. Сарбеевой [10], Кузбасса — по Н. Г. Киму [7], Тунгусского бассейна — по материалам авторов.

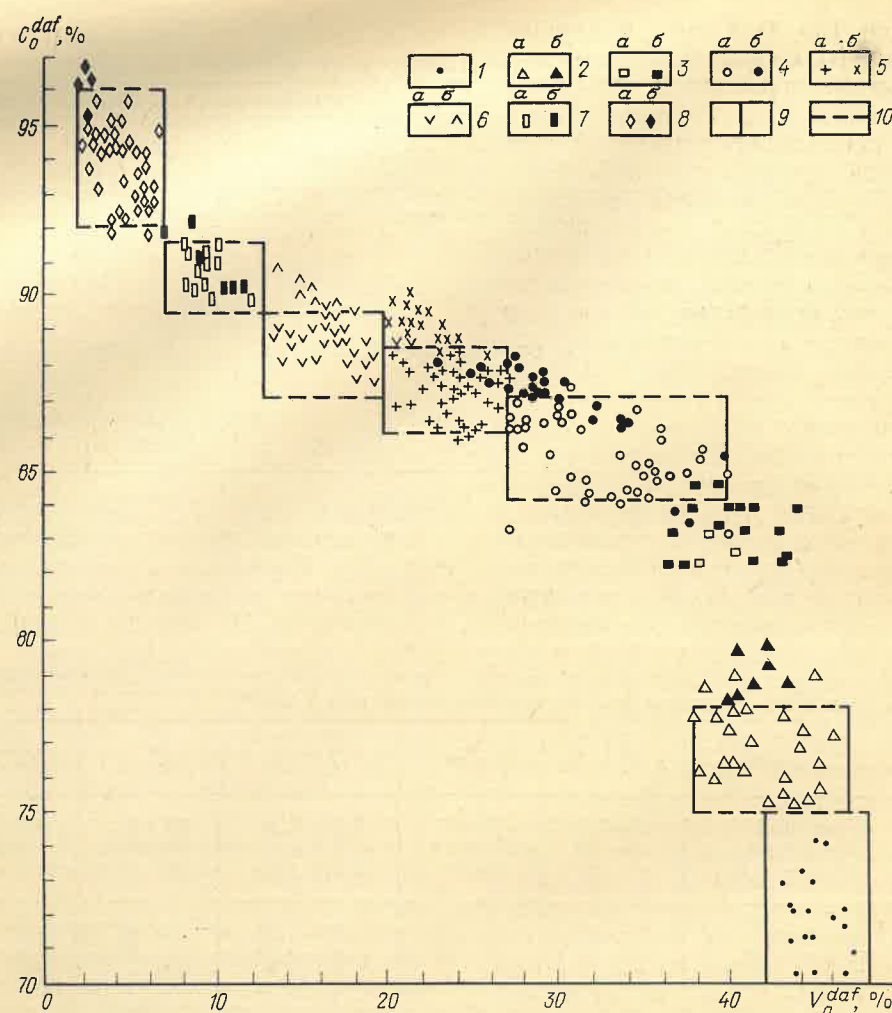


Рис. 3. Диаграмма распределения стадий термального метаморфизма углей по основным диагностическим параметрам
1 — бурые угли; 2—8 — стадии метаморфизма углей Тунгусского (а) и Кузнецкого (б) бассейнов; 9 — границы стадий по выходу летучих веществ (V_{daf}), 10 — границы стадий по содержанию углерода (C_{daf})

таморфизма угли всех трех сравниваемых бассейнов обнаруживают существенное сходство. Начиная с жирной стадии в тунгусских углях уже устанавливаются определенно пониженное содержание углерода и ухудшенная спекаемость. Коксовые угли региона характеризуются меньшей толщиной пластического слоя, максимально пониженным содержанием углерода и меньшим — водорода. Наиболее резко особенности тунгусских углей проявляются на отощенной стадии: исчезают их спекающие свойства, сильно возрастает действительная плотность, становятся более значительными расхождения в содержании углерода и водо-

рода. В тощих углях эти различия сохраняются, а на антрацитовых стадиях постепенно уменьшаются.

Углям региона свойственна повышенная оптическая анизотропия, на средних стадиях углефикации нередко достигая значений, характерных для тощих углей и даже антрацитовую толщукладывается, таким образом, весь углефикационный ряд от бурых углей до антрацитов. Далее увеличение степени метаморфизма от длиннопламенной до антрацитовой стадии в направлении к западной окраине Сибирской платформы происходит при практически постоянной глубине погружения и лишь несколько уве-

личиваются (до 4—8 мм) в длиннопламенных углях (рис. 4).

Нет больших различий в этом ряду кроме длиннопламенной стадии) и в четкости проявления эндогенной трещиноватости тунгусских углей, в целом значительно меньшей, особенно для жирной и коксовой стадий, чем донецких и кузнецких близкого петрографического состава. В последних наиболее частая и четко выраженная трещиноватость характерна для жирной, коксовой и частично отощенно-пекающейся стадий при близких к тунгусским углям расстояниях между трещинами (см. рис. 4). На низких и высоких стадиях метаморфизма размеры эндоотдельности кузнецких и донецких углей на порядок превышают соответствующие ее значения в углях рассматриваемого региона. Следует отметить, что характер эндогенного трещинчатого разрыва, являющийся одним из давно установленных признаков степени метаморфизма донецких и кузнецких углей [1, 6], не может быть использован для диагностики метаморфизма углей северной части Тунгусского бассейна.

Изложенный фактический материал позволяет достаточно обоснованно перейти к решению вопроса о причинах возникновения общей, или фоновой, метаморфической зональности углей региона. Прежде всего следует отметить, что прямая связь степени метаморфизма с мощностью и глубиной максимального погружения угленосных отложений здесь отсутствует. Так, в зоне развития бурых углей их мощность составляет 200—400 м, длиннопламенных 110—350 м, жирных 90—150 м, коксовых 150—350 м, отощенных 250—450 м и тощих 130—400 м.

На юго-западе Норильской мульды в междуречье Курейка — Горбиачин мощность угленосной формации соответственно 300—400 и 1000—1500 м развиты антрациты. В 400-метровой толщине антрацитовая толща укладывается, таким образом, весь углефикационный ряд от бурых углей до антрацитов. Далее увеличение степени метаморфизма от длиннопламенной до антрацитовой стадии в направлении к западной окраине Сибирской платформы происходит при практически постоянной глубине погружения и лишь несколько уве-

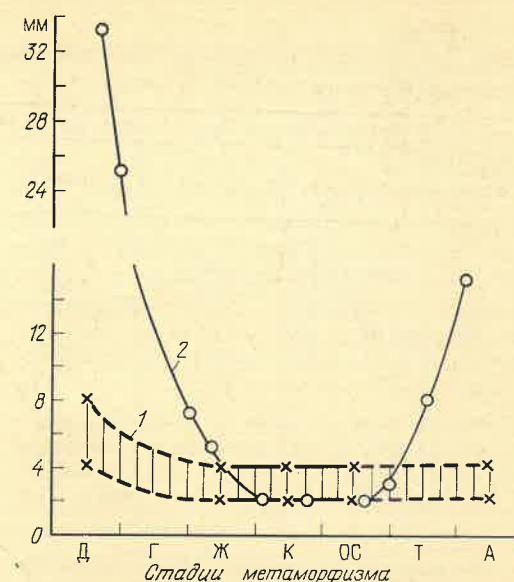


Рис. 4. График изменения размеров эндогенной отдельности в ряду метаморфизма углей Тунгусского и Донецкого бассейнов
1 — зона наиболее вероятных (модальных) значений для углей Тунгусского бассейна; 2 — средние значения для углей Донбасса (по Л. И. Сарбеевой)

Эта глубина определяется генетически полной мощностью туфолавовых и осадочно-вулканогенных образований перми и триаса, достигающей, по оценкам различных исследователей, 2,5—3,5 км. Указанные глубины значительно меньше таковых для средне- и особенно высокометаморфизованных углей Кузбасса, Донбасса и др.

Все это принципиально отличает север Тунгусского бассейна от бассейнов «глубоких прогибов» (Донбасса, Кузбасса, Печорского, Карагандинского и др.), где изменение стадии углефикации в одних и тех же пластах на площади контролируется в общем виде мощностью и глубиной погружения угленосных отложений (см. табл. 3). Такая зависимость может служить одним из важнейших диагностических признаков регионального метаморфизма угольного вещества и вместе с тем важным критерием прогноза качества углей. Следовательно, образование полного ряда метаморфизма углей в северной части, да и во всем платформенном Тунгусском бассейне нельзя объяснить с позиций регионального метаморфизма в его общепринятом понимании.

Нередко основной причиной возникновения площадной зональности мета-

Таблица 4
Предельная глубина погружения угольных пластов и статические давления для зон метаморфизма углей в различных бассейнах *

Стадия метаморфизма	Максимальная глубина погружения пласта, м			Статическое давление, МПа			Дефицит давления в Тунгусском бассейне, МПа
	Тунгусский	Кузбасс	Донбасс	Тунгусский	Кузбасс	Донбасс	
Б и БД	500—1000	1500	1 700	10—20	35	40	15—20
Д (I)	3000	3000	3 000	70	70	70	0
Г (II)	3000	4000	3 500—4 000	70	100	90—100	20—30
Ж (III)	2500—3500	5000	4 500	65—90	120	110	30—50
К (IV)	2500—3500	5000	5 000	65—90	120	120	30—50
ОС и О	2500—3500	6500	5 500	65—90	170	140	70—100
(V)							
Т (VI)	2500	Более 7000	6 000	70	180	150	50—110
А (VII)	2500—3000	Более 8000	От более 7 000 до менее 14 000	70—90	Более 200	От более 180 до менее 350	От более 130 до 200

* Сведения о Кузнецком и Донецком бассейнах заимствованы из работы [10].

морфизма углей на территории Тунгусского бассейна считается так называемый суммарный тепловой эффект траппов, внедрившихся в угленосную толщу. Повышение степени углефикации в общем направлении — с востока на запад, с этой точки зрения, обусловлено более высокой интрузиеносностью и соответственно большим про-

гревом всей толщи углей и вмещающих пород в западной части региона. Но данные табл. 4 убедительно свидетельствуют об отсутствии какой-либо однозначной связи между степенью метаморфизма угольного вещества, насыщенностью разрезов интрузиями, а также их количеством, единичной суммарной мощностью.

Таблица 5

Насыщенность интрузиями угленосных отложений

Параметр	Зоны метаморфизма углей						Регион в целом
	Д ^Г	Г ^Г	Ж ^Г	К ^Г	О ^Г	Т ^Г — А ^Г	
Средняя мощность угленосных отложений, м	117 *	—	165	223	291	311	241
	109	142	196	211	222	240	183
Средняя мощность интрузий, м	38	—	12	14	23	20	23
	34	58	12	16	18	29	24
Средняя суммарная мощность интрузий, м	107	—	58	73	35	95	96
	62	150	59	75	98	124	70
Средняя интрузиеносность (отношение мощности интрузий к мощности угленосной толщи), %	97	—	42	35	34	27	39
	65	128	32	41	16	58	42
Среднее число интрузий	3	—	5	5	4	5	4
	2	3	5	5	2	4	3
Число разрезов	6	—	8	21	12	14	12
	12	17	25	25	43	60	42

* Числитель — в полных, знаменатель — в непрерывных разрезах.

Масштабы воздействия интрузий раппов на угольное вещество весьма значительны. Однако, как показал подсчет по 30 полным разрезам, на долю контактовых ореолов приходится в среднем 36 % мощности (объема) угленосной формации, т. е. в общем виде сплошного прогрева всей толщи и перекрытия контактовых ореолов в просторстве не наблюдается. Нет подобного перекрытия и во времени. Временной интервал интрузивного магматизма в регионе оценивается в 10—15 млн. лет, а расчетное время прогрева вмещающих пород даже наиболее крупным (мощностью 200—300 м) интрузивом не превышает тысяч или первых десятков тысяч лет [10]. В среднем число интрузий в одном полном разрезе угленосной формации не более 4—5 (см. табл. 4). Их тепловые поля при такой малой длительности существования по отношению ко всему периоду магматизма в общем случае не могли перекрываться и, следовательно, контролировать геотермическое поле региона.

Таким образом, интрузивная «рекетка» в угленосной толще не может рассматриваться в качестве основной причины образования метаморфического ряда углей и их зонального распределения на территории Тунгусского бассейна. Интрузии — фактор не оснообразующий, а искажающий и зашумывающий общую зональность, также существовавшую к моменту внедрения трапповой магмы.

Ряд исследователей [15] образования углей до жирных стадий включительно связывает с региональным метаморфизмом, а углей более высоких стадий — с наложением на него магматогенного (который понимается как зонным контактового) метаморфизма. Приведенные выше критические замечания полностью относятся и к этой точке зрения. Следует лишь добавить, что на всей площади развития углей коксовых до антрацитов, где расположены все (за исключением Имангунского) разведанные и эксплуатирующиеся месторождения, а также обнаружены сотни картировочных, структурных и поисковых скважин, никогда не были встречены жирные угли, даже в тех разрезах, где полностью отсутствуют интрузивные траппы (скв.

ВГ-11 Вологодчанская). Наоборот, вне контактовых ореолов в пределах каждой зоны метаморфизма угли имеют постоянные состав и свойства.

Общепризнано, что основные факторы постдиагенетических преобразований вещества углей — температура и давление. При относительном равенстве в регионе глубин палеопогружения, т. е. давления вышележащих пород (статического, гидростатического), наличие площадной метаморфической зональности может быть объяснено только соответствующим повышением палеотемператур недр в направлениях с востока на запад и с северо-востока на юго-запад. Такой характер прогрева угленосной толщи, как показано выше, не мог быть связан с интрузивной деятельностью. Но тогда единственной возможной причиной аномально высоких для соответствующих палеоглубин температур является принадлежность региона к области интенсивного вулканизма, проявившегося на севере Сибирской платформы в позднем палеозое — раннем мезозое.

В современных вулканических зонах фоновый, или региональный, по терминологии вулканологов, тепловой поток (за счет кондуктивной теплопроводности) и соответственно геотермические градиенты и температуры в 1,5—2 раза превышают средние для Земли и отличаются изменчивостью по площади [8, 11]. В Исландии и Восточно-Камчатском прогибе тепловой эффект современного и четвертичного вулканизма (подъем магмы в верхние горизонты перед извержением, остывание продуктов извержения на поверхности, прогрев от магматических очагов, фумарольная деятельность) примерно в 4 раза выше среднепланетарного и в 2—3 раза превышает фоновый тепловой поток для этих территорий [8, 11].

Исходя из принципа аналогии, представления о повышенном прогреве угленосной толщи региона в позднем палеозое — раннем мезозое можно считать достаточно обоснованными. Это подтверждается, помимо формирования высокометаморфизованных углей на глубинах, не превышающих, по-видимому, 3—3,5 км, также характером минеральных новообразований во вмещающих угли породах. Так, в зоне развития антрацитов отмечаются мас-

совое развитие биотита и эпидота по обломкам глинистых пород и цементу песчаников, существенная альбитизация цемента, реже терригенных частиц, появление в заметных количествах граната, рутила, сфена и магнетита в железистокarbonатных конкрециях, разумеется, за пределами контактовых ореолов. Температура распада сидерита с образованием магнетита, например, при атмосферном давлении составляет 420—500 °С и, видимо, несколько возрастает при давлении 70—90 МПа (см. табл. 4). Соответственно в угольных пластах, имеющих меньшую теплопроводность, прогрев мог достигать 500—600 °С, а геотермические градиенты составляли 15—20 °С на 100 м, что находится в пределах значений, характерных для областей современного вулканизма [8].

Итак, специфической геологической ситуации — области проявления интенсивного древнего платформенного вулканизма — отвечает и свой особый тип преобразования вещества углей, который вслед за В. Б. Порфирьевым [12] назван авторами термальным метаморфизмом [4, 11]. Близкое содержание вкладывается И. К. Яковлевым [16] в понятие «термический», а А. К. Матвеевым и Ю. Р. Мазором [10] — «геотермический» метаморфизм. Приоритет, по мнению авторов статьи, должен быть сохранен за первым из трех терминов, поскольку он предложен ранее других и вполне отражает суть явления. Этому типу метаморфизма отвечает свой углефикационный ряд от термальных длиннопламенных углей (Д⁺) до антрацитов (А⁺) с отмеченной выше спецификой состава и свойств. В конкретных условиях региона термальный метаморфизм проявляется в виде отчетливой площадной и менее четкой глубинной зональности (при отсутствии стратиграфической), что и должно быть положено в основу прогноза качества углей на закрытых и слабоизученных площадях Тунгусского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аммосов И. И., Еремин И. В. Трещиноватость углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

2. Быкадоров В. С. Некоторые вопросы метаморфизма и зонального распределения углей различного качества в районе р. Нижней Тунгуски. — В кн.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965, с. 82—95.
3. Вернер Р. А., Урванцев Н. Н. Геологические и химические особенности норильских углей. — Тр. НИИГА, 1961, т. 123, вып. с. 117—140.
4. Гаврилова О. И., Гуревич А. Б., Топорев С. А. Термальный метаморфизм углей. — Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 86—94.
5. Гуревич А. Б. Перспективы угленосности северной части Тунгусского бассейна. Сов. геология, 1978, № 9, с. 22—35.
6. Иванов Г. А. Кливаж (отдельности) в породах и вмещающих породах и пути практического использования. Ч. 1. М.: ГОНТИ, 1939.
7. Ким Н. Г., Летушова И. А. Закономерности изменения химических свойств углей в ряду регионального метаморфизма. — Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1977, с. 106—121.
8. Кононов В. Н., Поляк Б. Г. Геотермическая активность. — В кн.: Исландия и Средиземно-Океанический хребет. Т. 1, Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 7—82.
9. Матвеев А. К., Мазор Ю. Р. О региональном метаморфизме углей бассейна р. Тунгуски. — В кн.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965, с. 91—106.
10. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. Под ред. Г. А. Иванова. М.: Недра, 1975.
11. Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966.
12. Порфирьев В. Б. Метаморфизм ископаемых углей. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1948.
13. Тебеньков В. П. К вопросу о метаморфизме углей низовьев реки Нижней Тунгуски. — Проблемы Арктики, 1938, № 5, с. 61—76.
14. Урванцев Н. Н. Проблема газоносности месторождений полезных ископаемых в северо-западной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1959, т. 105, вып. с. 3—16.
15. Шорин В. П. Факторы метаморфизма углей Тунгусского бассейна. — В кн.: Новые данные по геологии угольных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 62—73.
16. Яковлев И. К. Закономерности распределения углей различной степени метаморфизма в пределах западной окраины Тунгусского бассейна. — Сов. геология, 1978, № 12, с. 58—67.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

К [553.641.041+550.812] : 001.13

С. ФИЛЬКО (Мингео СССР),
М. ФАЙЗУЛЛИН (ВНИИгеолнеруд)

Прогноз и поиски месторождений апатита

Государственная программа СССР поставила перед геологической службой страны ответственные задачи по расширению и улучшению базы агрохимического сырья, в первую очередь производства фосфорных удобрений. Разведанные промышленные запасы апатитов и фосфоритов в количественном отношении обеспечивают необходимый уровень выпуска минеральных удобрений, однако качество многих месторождений по содержанию фосфатов и условиям обогащения невысокое, что сдерживает их освоение. Географическое расположение выявленных и разведанных месторождений фосфатного сырья, даже при вводе в эксплуатацию намечаемых к освоению новых месторождений, не исключает необходимости значительных транспортных перевозок минеральных удобрений. Поэтому прогноз поисков объектов с высококачественными фосфатными рудами на ближайшие годы остается весьма актуальным.

Научно-методическим основам прогноза и поисков месторождений апатита посвящен ряд работ [1, 2, 3, 5]. Составлены Минералогическая карта СССР на фосфатное сырье масштаба 1:2 500 000 (1981 г.) и прогнозно-минералогические карты более крупного масштаба на перспективные фосфатосные провинции, бассейны, зоны и районы. В результате определились основные геолого-промышленные и промышленно-перспективные типы месторождений апатита (табл. 1), закономерности их размещения и прогнозные критерии главным образом на региональном уровне, а также минералогические подразделения, потенциально перспективные на открытие новых рудных объектов. Авторы рассматривают лишь те особенности геолого-промышленных типов месторождений апатита, которые должны учитываться при разработке локальных

критериев их прогноза и направления поисковых работ (табл. 2).

Апатит-нефелиновый тип в агпаитовых нефелиновых сиенитах. Месторождения данного типа известны на Кольском полуострове в пределах многофазного Хибинского массива (D₂₋₃), где они пространственно и генетически связаны с кольцевой интрузией ийолит-уртитов. Хибинские апатит-нефелиновые месторождения являются главной фосфатно-сырьевой базой страны для промышленности минеральных удобрений. По количеству разведанных запасов и качеству руд (P₂O₅ в среднем 14,75 %) они принадлежат к ведущему геолого-промышленному типу.

По морфоструктурным особенностям среди Хибинских месторождений выделяются два подтипа: 1) одноярусный пласто- и линзообразный, приуроченный к центральному частям продуктивной ийолит-уртитовой интрузии (Кукисвумчорр, Апатитовый Цирк и др.); 2) многоярусный сложной морфологии (Коашва, Олений Ручей, Ньюрпахк). Рудные залежи имеют значительную протяженность (до 12 км), мощность их колеблется от первых метров до 100 м и более. Сложены они легкообогатимыми апатит-нефелиновыми (пятнистыми, линзовидно-полосчатыми, блоковыми и пр.), апатит-эгири-нефелиновыми (брекчиевыми) и сфен-apatитовыми рудами.

Месторождения размещаются в кровле, реже в средних и подошвенных частях массивных уртитов, в зонах сложно построенных конических разломов, на их пересечении с радиальными нарушениями, во флексуриальных перегибах; на фоне нормального спокойного поля они выделяются положительными линейными гравитационными и гравимагнитными аномалиями. Для рудных залежей характерны: обособления в виде жил и гнезд апатитовой, сфен-apatитовой

Группировка геолого-промышленных типов месторождений апатита

Генетическая группа	Тип месторождений	Запасы и прогнозные ресурсы апатитовых руд (в пересчете на P_2O_5), % от общесоюзных	Примеры месторождений
Магматическая	Апатит-нефелиновый в апатитовых нефелиновых сиенитах	37,5	Хибинская группа (Кисвумчорр, Расвумчорр, Юкспор, Коашва, Апатитовый Цирк и др.)
	Апатит-ильменит-титаномагнетитовый в габбро-анортозитах *	18,7	Джугджурская группа (Маймаканское, Габбро-анортозитовое, Богиде и др.)
Магматически-метасоматическая	Апатит-редкометалльно-магнетитовый в карбонатах	26,2	Ковдорское, Нижнесаханское, Ыраасское, Себлявское, вополтавское и др.
	Апатит-эгириновый в фенитах *	5,2	Маганское, Ыраасское
	Апатитовый в метагабброндах	5,8	Ошурковское, Укдусское
Метаморфо-гидротермальная (ультраметаморфическая)	Редкоземельно-apatитовый в высокомагнезиальных мраморно-гнейсово-сланцевых комплексах	4,9	Селигдарское, Тигровое
Коры выветривания (остаточные и остаточно-инфильтрационные)	Апатит-франколит-редкометалльный в корях выветривания карбонатов	1,7	Ковдорское (франколитовое), Нижнесаханское (апатитовое), Новополтавское (апатитовое)

* Промысленно-перспективные типы.

или сфеновой минерализации, уртитов, ювитов, ийолитов, малиньитов, мельтейгитов, луавритов, пегматитов; обогащение метасоматически измененных участков горных пород нефелином, эгирином, цеолитами, лепидомеланом, альбитом, сфеном, титаномагнетитом, апатитом; наличие зон шпреуштейнизации, первичных ореолов рассеяния стронция и фосфора в апикальных и надиапикальных частях рудных тел и никеля, ванадия, кобальта, хрома, меди во вмещающих ийолит-уртитов преимущественно висячего бока, вторичных ореолов рассеяния фосфора, стронция и редких земель; присутствие во вмещающих породах минералов содового типа; наличие гидрохимиче-

ских аномалий с повышенным содержанием в грунтовых и подземных водах фтора, хлора и фосфат-иона, геохимических аномалий углеводородных газов, шлиховых ассоциаций редкоземельно-стронциевого апатита, сфена и титаномагнетита [5].

Перспективы открытия новых апатит-нефелиновых месторождений в пределах Хибинского массива ограничены и связаны в основном с глубинами (более 1,5 км) горизонтами ийолитов и слабо изученными участками северной ветви интрузии. Исследования других щелочных массивов ийолит-уртитовыми комплексами в Кольском полуострове, Украине и Сибири пока не дали положительных

результатов. Тем не менее проблема выявления апатитовых руд хибинского типа продолжает оставаться весьма актуальной. Необходима разработка локальных прогнозно-поисковых критериев и на их основе проведение целенаправленных поисков, осуществляемых в настоящее время со значительными объемами глубокого бурения. Вероятнее всего они могут быть обнаружены под платформенным чехлом на склонах кристаллических щитов Балтийского, Украинского, Алданского) и в краевых частях Сибирской платформы (Уджинско-Билирское поднятие, Сунтарский свод в Якутской АССР). В Уджинско-Билирском поднятии заслуживают внимания еще слабо изученные щелочные массивы Томтор и Богдо, в составе которых выявлены комплексы, благоприятные для локализации апатит-нефелиновых руд [3].

Апатит-ильменит-титаномагнетитовый тип в габбро-анортозитах. Месторождения этого типа находятся еще в стадии поисковой оценки (Маймакан, аюм и др. в Джугджурском районе). По предварительным данным, среди них выделяются два пространственно обособленных морфоструктурных подтипа: 1) расслоенный («стратиформный»), приуроченный к краевой фации крупных анортозитовых массивов и залегающий непосредственно в стратифицированных габбро-анортозитах; протяженность рудных тел до 10 км при мощности от 30 до 170 м; 2) жильно-штокверковый, размещающийся в анортозитах, в некотором удалении от краевой фации массивов и характеризующийся значительными вариациями размеров рудных тел (рис. 1). В обоих подтипах апатит в комплексных рудах — один из главных компонентов; среднее содержание P_2O_5 по различным проявлениям колеблется от 5 до 8—9 %, прогнозные ресурсы P_2O_5 (категория P_2) составляют от 40 до 80 млн. т [3]. Руды силикатные, обогащенные, поэтому на ранних стадиях изучения этих объектов одна из важных задач заключается в установлении их комплексного освоения (титан, железо, фосфор, ванадий и др.).

Локальные прогнозно-поисковые критерии рассматриваемого типа нахо-

дятся в состоянии разработки. Однако, как показали исследования ДВМСа и ПГО «Дальгеология», некоторые из них достаточно успешно реализуются при поисковых работах. В частности, установлено размещение комплексного оруденения вблизи (1—2 км) контакта анортозитов и габбро-анортозитов с вмещающими архейскими метаморфитами и в области сочленения краевых и центральных фаций массивов (2—4 км в сторону центральной фации и 1—2 км в сторону краевой); приуроченность месторождений к зонам сложного ритмичного чередования анортозитов с меланократовыми габбро и пироксенитами, тяготение к основанию мегаритмов. Рудоносные участки характеризуются развитием сиенитизированных и гранитизированных габбро-анортозитовых комплексов, шлиховыми ассоциациями ильменита, титаномагнетита, апатита, сфена, первичными и вторичными литохимическими ореолами рассеяния фосфора, титана, ванадия, фтора и редкоземельных элементов. В геофизических полях рудные тела выделяются интенсивными магнитными аномалиями.

Прогноз и поиски апатит-ильменит-титаномагнетитовых месторождений ведутся в экономически не освоенных и труднодоступных районах Джугджура. Необходимо усилить эти работы в полосе влияния трассы БАМ (Каларский, Галамский, Давакитский и другие габбро-анортозитовые массивы) с акцентом на выявление существенно апатитовых руд. Аналогичные месторождения можно ожидать на Кольском полуострове (Улито-Южнокейвская площадь) и Украинском щите (Корсунь-Новомиргородский массив). Известны проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд в анортозитах Анабарской антеклизы, но этот район практически не освоен и удален от транспортных путей.

Апатит-редкометалльно-магнетитовый тип в карбонатах. Данный промышленный тип в составе двух подтипов (apatит-редкометалльно-магнетитового и апатит-редкометалльного) особенно широко распространен, встречаясь в разнообразных геологических обстановках и на разных эрозионных срезах щелочно-ультраосновных карбонатитовых и щелочно-карбонатитовых масси-

Прогнозно-поисковые критерии геолого-промышленных и промышленно-перспективных типов месторождений апатита

Прогнозно-поисковые критерии	Апатит-нефелиновый в агпайтовых нефелиновых сиенитах	Апатит-редкометалло-магнетитовый в карбонатах (и связанные с ним месторождения кор выветривания)	Апатит-эгириновый в фенитах	Апатит-ильменит-титаномагнетитовый в габбро-анортозитах	Апатитовый в метабазитах	Редкоземельно-апатитовый в высокомагнитных мраморно-гнейсово-сланцевых комплексах
Геотектонические (региональные)	Рифтогенные и сквозьструктурные (в том числе скрытые) глубинные разломы в краевых, неоднократно активизированных частях древних щитов и платформ; области поднятия мантии и наименьшей мощности земной коры с фемическим и салифемическим эндогенно-вещественным профилем	Активизированные окраины древних щитов (орогенно-магматогенные области), шовные глубинные разломы; земная кора пониженной мощности фемисалического эндогенно-вещественного профиля	Глубинные долгоживущие разломы и троговые структуры в выступах архейского фундамента, переработанного протерозойской складчатостью и метаморфизмом; земная кора пониженной мощности фемисалического и салического эндогенно-вещественного профиля	Древние ядра щитов, узлы пересечения глубинных разломов диагональной и ортогональной систем; земная кора не сколько повышенной мощности фемисалического эндогенно-вещественного профиля		
Структурно-формационные	Крупные центральные типа многофазные массивы апатитовых нефелиновых сиенитов, наличие в их составе интрузий ийолит-уртитов; размещение в зонах сложнопостроенных конических разломов, узлах пересечения конических и радиальных разломов, тяготение к флексурным перегибам и «пликативным» складкам высоких порядков	Многофазные зонально-концентрические и зональные линейные массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатов; залегание в зонах конических, конических и дуговидных разломов, в узлах их пересечения и сопряжения с радиальными и линейными нарушениями	Крупные автономные многофазные массивы анортозитов и габбро-анортозитов, дифференцированные (расчлененные) и зональные, тяготеющие к горст-антиклинальным структурам, сопровождающиеся метаморфитами основного состава и мангерит-гранитовыми комплексами	Крупные автономные многофазные массивы анортозитов и габбро-анортозитов, дифференцированные (расчлененные) и зональные, тяготеющие к горст-антиклинальным структурам, сопровождающиеся метаморфитами основного состава и мангерит-гранитовыми комплексами	Зональные массивы апатитовых сиенитов, габбро-анортозитов и метатироксенов, расположенных в виде метасекионитов среди более молодых гранитоидов; приуроченность к линейным зонам глубинных разломов крыльев антиклинорий и прибортовых участков трогов	Архейские гнейсово-сланцевые комплексы с высокомагнитным карбонатным типом разреза (кальцит-доломитовые мраморы, кальцифиды, дионидовые, дионидскополитовые и другие метаморфиты), размещающиеся по периферии гранито-гнейсовых куполов в синклинирных зонах фемического профиля
Лито-геохимические	Численные апатит-ийолит-уртиты) обогащены редкими землями, стронцием, титаном минералами с высоким содержанием летучих компонентов (виллиомит, содалит, нозеан и др.) и редкометалльными минералами; сверхнормативное содержание железа (Fe_2O_3 , FeO), низкая концентрация кальция и магния, высокая — щелочей (при резком преобладании натрия над калием)	Сильно обогащенные кремнеземом, окислами железа, фосфором, фтором, магнием, кальцием, железом, глиноземом, щелочными металлами, калием, натрием, ванадием, редкими землями, титаном, свинцом, цинком, медью; широкое развитие литохимических ореолов и потоков рассеяния указанных элементов, наличие в аллювии характерной шиховой ассоциации минералов (апатит, магнетит, пиррохлор и др.)	Сильно обогащенные кремнеземом, окислами железа, фосфором, фтором, магнием, кальцием, железом, глиноземом, щелочными металлами, калием, натрием, ванадием, редкими землями, титаном, свинцом, цинком, медью; широкое развитие литохимических ореолов и потоков рассеяния указанных элементов, наличие в аллювии характерной шиховой ассоциации минералов (апатит, магнетит, пиррохлор и др.)	С умеренным содержанием глинозема ($25-27\%$), окиси кальция ($6-9\%$), повышенным — щелочей ($6-8\%$ при преобладании натрия над калием), закиси и окиси железа, окиси титана	Высоким содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO (при преобладании закисного железа над окисным), щелочей ($\text{Na} > \text{K}$) и пониженным — магния ($\text{Fe} > \text{Mg}$); метатироксеновые массивы характеризуются повышенным содержанием CaO , MgO и пониженным — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO (при преобладании окисного железа над закисным), TiO_2 и щелочей ($\text{Na} > \text{K}$), магний преобладает над железом; сравнительно повышенные первичные и вторичные литохимические ореолы рассеяния ванадия, хрома, меди, цинка, свинца, кобальта и никеля, совмещенные с ореолами стронция, фтора, бария	Региональный метаморфизм гранулитовой фации, а затем регрессивный амфиболитовой и эпидиот-амфиболитовой фаций (диафторез); широкое развитие в метаморфических комплексах флогопита; показателя шиховая ассоциация: коричнево-бурый апатит, диопсид, сфен, магнетит, гематит, реже кордиерит, форстерит и силлиманит
Геофизические	Совмещенные повышенные положительные грави-тационные, положительные или отрицательные магнитные аномалии, зоны повышенной сейсмочувствительности, низкая сейсмическая активность, повышенного теплового потока	Аэро- и наземные магнитные аномалии высокой интенсивности, изометричной и линейной формы; нередко наличие грави-магнитных аномалий; фенит-карбонатные зоны выражены линейными аномалиями ΔZ и Δg с пониженными значениями	Гравитационные аномалии, совмещенные со знаменными перепадами магнитными	Чередующиеся магнитные положительные и отрицательные аномалии	Несколько повышенные локальные магнитные аномалии	Отрицательные магнитные аномалии

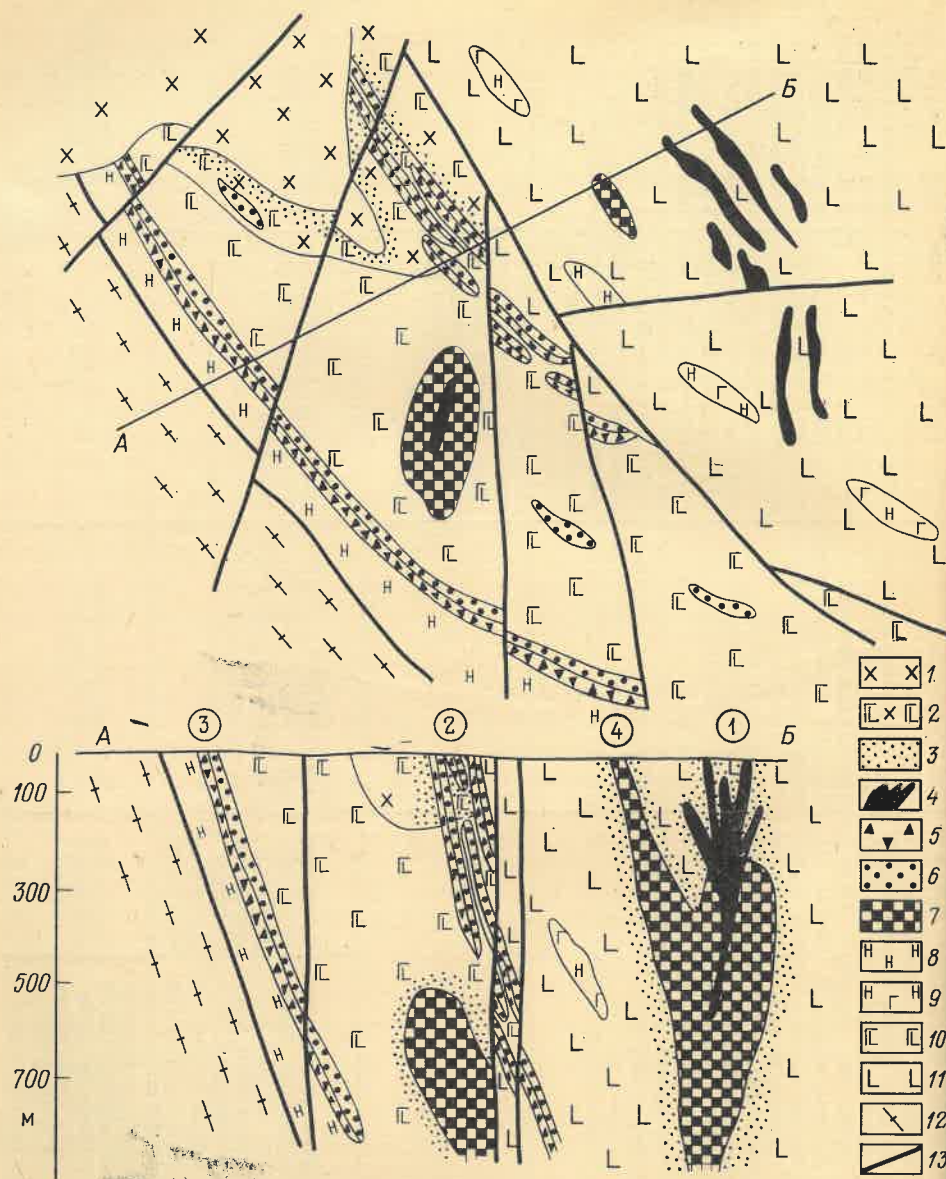


Рис. 1. Геологическая модель месторождений апатит-ильменит-титаномагнетитового типа (по Е. А. Панских)

1 — граносениты; 2 — калишпатизированные габбро-анортозиты; 3 — околорудные ореолы ильменитовой и титаномагнетитовой вкрапленности; 4—7 — рудные тела (и руды): 4 — апатит-ильменит-титаномагнетитовые (сплошные), 5 — ильменит-титаномагнетит-

апатитовые (массивные), 6 — ильменит-титанит-апатитовые (вкрапленные), 7 — титаномагнетит-апатитовые, бедные, вкрапленные (рассеянные), 8 — нориты; 9 — габбро-нориты; 10 — габбро-анортозиты; 11 — анортозиты; 12 — двупироксеновые кристаллические сланцы; 13 — разломы; на разрезе месторождения: 1 — Богдз, 2 — Маймакан, 3 — Богдз, 4 — Джана

вов. За рубежом эти месторождения эксплуатируются в Бразилии, ЮАР и Финляндии. В СССР разрабатывается единственное Ковдорское железорудное месторождение с попутным получением апатитового концентрата; ряд других объектов находится в стадии оценки (Нижнесаянское, Себляврское).

Месторождения разнообразны по структуре, морфологии и размерам минеральным парагенезисам. Масштабам оруденения, способу образования и времени проявления раннего протерозоя до мезозоя. Апатит-редкометалльно-магнетитовый тип представлен крупными штоковыми трубообразными телами, полукольцевидными, нередко протяженными, жилами, дайками и штокеркоподобными зонами с вкрапленным, прожилково-вкрапленным и шлировидным оруденением. Размеры крупных рудных тел достигают 5—10 км² по площади, на глубину они прослежены до 100—1600 м. Обычно промышленные концентрации апатита и редких минералов (пироксенов и др.) связаны с этими кальцитовыми и доломитовыми карбонатами. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 3,5—5 %, реже 6—8 %. Запасы апатита в карбонатитовых месторождениях значительны (P_2O_5 от 30—40 до 100—200 млн. т). Руды обоих подтипов (особенно апатит-редкометалльного) труднообогатимы; удовлетворительной обогатимостью характеризуются карбонат-силикатные апатит-магнетитовые руды и частично карбонатные апатитовые, возникающие в условиях глубинных метаморфических фаций.

иногда линейными жилами и дайками, штокеркоподобными зонами и залежами неправильной формы площадью 0,5—3 км² и более; на глубину рудные тела прослежены до 100 м. Содержание P_2O_5 в силикатно-карбонатных комплексных рудах обычно 6—10 %, иногда снижается до 4—6 %; характерны ассоциации апатита с магнетитом, форстеритом, редкометалльными минералами, кальцитом, траферрифлогопитом. По запасам P_2O_5 месторождения этого подтипа относятся к средним и крупным [3].

Апатит-редкометалльный подтип различается среди карбонатитовых комплексов щелочно-ультраосновных и щелочных массивов. Представлен он штоками, полукольцевыми и линейными, нередко протяженными, жилами, дайками, штокеркоподобными зонами с вкрапленным, прожилково-вкрапленным и шлировидным оруденением. Размеры крупных рудных тел достигают 5—10 км² по площади, на глубину они прослежены до 100—1600 м. Обычно промышленные концентрации апатита и редких минералов (пироксенов и др.) связаны с этими кальцитовыми и доломитовыми карбонатами. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 3,5—5 %, реже 6—8 %. Запасы апатита в карбонатитовых месторождениях значительны (P_2O_5 от 30—40 до 100—200 млн. т).

Руды обоих подтипов (особенно апатит-редкометалльного) труднообогатимы; удовлетворительной обогатимостью характеризуются карбонат-силикатные апатит-магнетитовые руды и частично карбонатные апатитовые, возникающие в условиях глубинных метаморфических фаций.

Для локального прогнозирования месторождений апатит-редкометалльно-магнетитового типа представляется интерес следующие критерии: 1) простирание и приуроченность их к краевым частям ийолитовых интрузий и карбонатитовых штоков в пределах щелочно-ультраосновных массивов, связанных с мезо- и мелано- и крупнозернистыми, средними и крупнозернистыми камафоритами и карбонатами, иногда скарнированными, и с метасоматическими амфибол-слудитового состава породами; 2) ассоциация апатита с магнети-

том, графитом и редкометалльными минералами в глубоких срезах; 3) наличие околорудных изменений (карбонатизация, фенитизация, флогопитизация, иногда альбитизация и сульфидизация), ореолов форстеритовых, флогопит-диопсидовых, диопсид-флогопит-оливиновых пород; 4) вторичные ореолы рассеяния фосфора, титана, стронция, фтора, ниобия, титана, бария, марганца, совмещенные с магнитными и гравимагнитными аномалиями; наличие гидрогеохимических аномалий фтора, кальция, марганца, стронция и натрия (в районах с осадочным чехлом).

Освоение месторождений апатит-редкометалльно-магнетитового типа сдерживается из-за недостаточной разработанности технологии обогащения карбонатных и карбонатно-силикатных руд и широкой их комплексности. Наряду с решением вопросов технологии и комплексного использования руд необходимо усилить прогноз и поиски карбонатитовых месторождений апатита в более благоприятных в экономическом отношении районах КМА, Украины (площади Покровско-Киреевская и Конкская в Приазовье, Могилен-Подольская и Ровненско-Жеребиловская в Приднестровье), Казахстана (Кокчетавский срединный массив), Карело-Кольского региона (Кургинско-Контозерская площадь), Енисейского края (Канский выступ, Сучанская площадь) и Присаянья (северо-восточные участки Окино-Кирейской площади).

Апатит-эгириновый тип в фенитах. Этот тип представлен пока единственным крупным Маганским месторождением (Р—Т₁) и несколькими проявлениями (Ыраасское, Ессейское) в Маймеча-Котуйском районе и на Кольском полуострове (Турый мыс). Апатит-эгириновые проявления связаны с ийолитовой составляющей щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, располагаясь в фенитах на контакте с высококремнистыми осадочными или вулканогенно-осадочными комплексами (рис. 2).

Параметры Маганского месторождения следующие: длина по периметру 19 км, ширина продуктивной фенитовой зоны 100—500 м (в среднем 270 м); на глубину рудные тела про-

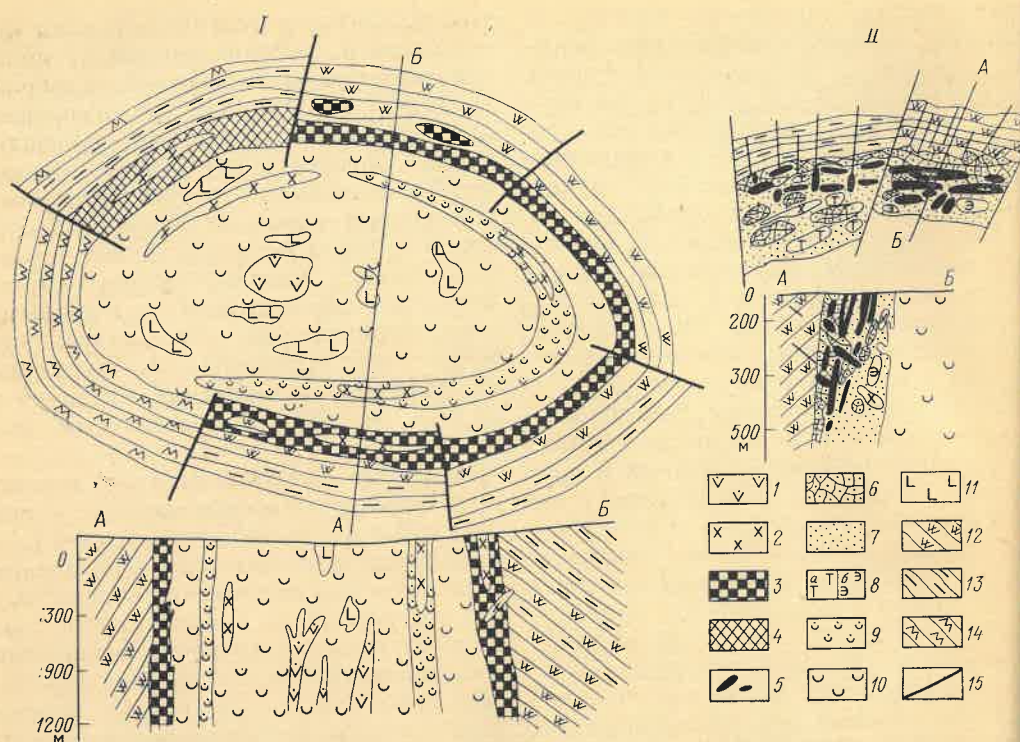


Рис. 2. Геологическая модель (I) и принципиальная схема строения рудной зоны (II) месторождений апатит-эгириновое типа (с использованием материалов И. С. Садыкова и Р. М. Файзуллина)
1 — карбонатиты; 2 — щелочные и нефелиновые сиениты; рудные тела (и руды); 3 — апатит-эгириновое, 4 — апатит-полевошпат-эгириновое, 5 — богатые

слежены до 300—500 м, падение их крутое в сторону от центра массива. Сложены они эгирин-диопсидом, апатитом и щелочным полевым шпатом, количественные соотношения которых изменяются в широких пределах. Содержание P_2O_5 в рудах в среднем меняется для отдельных участков от 4—5 до 8 %, обогатимость их хорошая.

Размещение апатит-эгириновых рудных тел характеризуется следующими локальными критериями: 1) связью с эгирин-фенитами периферийной зоны ийолитовых интрузий (с коэффициентом апаитности 0,7—0,8), а также ассоциацией с мезо- и меланократовыми эгиринитами; 2) наличием на контактах ийолитовых интрузий с вмещающими породами кварцевых песчаников и кварцитов, перекрытых сверху карбонатными толщами; 3) окolorудными изменениями (окварцевание, карбонатизация, калишпатизация), шлиховыми ассоциациями апатита, эгирина, калишпата и нефелина, первичными и

по содержанию P_2O_5 (>16 %), 6 — средние (16—17 %), 7 — бедные (<8 %), 8 — фениты (а — эгириниты, б — тейтситы и собственно фениты); 9 — апатитовые ийолиты; 10 — ийолит-мельтейтиты; 11 — олигиты, пироксениты; 12 — кварциты; 13 — аргиллиты; 14 — доломитовые мраморы; 15 — тектонические нарушения

вторичными ореолами рассеяния фтора, ванадия, галлия, кадмия и молибдена, слабоотрицательными магнитными аномалиями (при сколько избыточной плотности апатит-эгириновых руд).

Апатит-эгириновое и апатит-редметалло-магнетитовое месторождения в большинстве случаев приурочены к одним и тем же щелочно-ультраосновным карбонатитовым массивам, поэтому прогноз и поиски их целесообразно вести совместно. Однако в сравнении с карбонатитовыми объектами апатит-эгириновое отличается мономинеральностью руд, лучшим качеством и легкой обогатимостью, в связи с чем они быстрее могут быть освоены промышленностью.

Апатитовый тип в метагаббронном массиве
Месторождения и проявления рассматриваемого типа широко распространены в южном и юго-восточном обрамлении Сибирской платформы. Приурочены они к массивам апогаббровых

эгирин-диоритов (Ошурковское) и метатироксенитов (Укдусское), представляющих собой мегаксенолиты (бескорневые интрузии) среди нижнепалеозойских гранитоидов или позднеархейских гранито-гнейсовых комплексов.

Месторождения (массивы) характеризуются вытянутой формой и грубоzonальным строением; форма их в разрезе чаще- и конусообразная. Площадь развития апатитовой минерализации достигает 2—5 км², оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное, шлировидное. Содержание P_2O_5 в рудах 10—12 % и более, в среднем не превышает 3,6—4 %. Единственным полезным компонентом месторождений является апатит, запасы его по отдельным объектам оцениваются (в пересчете на P_2O_5) от 30 до 110 млн. т. Руды силикатные, удовлетворительно и легкообогатимые [3].

Локальные критерии месторождений апатитового типа можно сформулировать следующим образом: 1) связь с мезо- и меланократовыми интенсивно амфиболизированными, метатитизированными и калишпатизированными габброидными массивами диоритами, габбро, пироксенитами), на периферии которых нередко присутствуют калишпатитовые метасоматиты и фениты; 2) наличие карбонатизированных, окварцованных и цеолитизированных пород, первичных и вторичных ореолов рассеяния фосфора, фтора, стронция и титана, шлиховых ассоциаций апатита, магнетита, ильменита, титаномагнетита и сфена, совместных линейных и изометричных полей положительных магнитных аномалий.

Месторождения апатитового типа, учитывая их особенности (легкая обогатимость и значительные запасы руд, высокие содержания полезного компонента), могут быть вовлечены в изучение только в экономически освоенных районах и вблизи транспортных путей. Перспективы открытия подобных месторождений имеются в зоне БАМ (Бондинский массив и другие троговые структуры), Алтае-Саянском регионе (Теренсинский, Намштагский, Кизирский и другие массивы), на Урале (Сакмарская зона), в Казахстане (Ишимская Лука) и на Кузнецком полуострове (Элисанваарский массив).

Редкоземельно-apatитовый тип в высокомагнезиальных мраморно-гнейсово-сланцевых комплексах. Месторождения и перспективные проявления данного типа установлены в западной части Алданского щита в составе раннеархейских карбонатсодержащих гранулитовых комплексов. Промышленная апатитовая минерализация локализуется в кальцит-доломитовых мраморах (Селигдарское месторождение), образующих сложные по морфологии рудные тела (штоко-, линзо- и жиллообразные с многочисленными апофизами, полого- и крутозалегающие) нередко зонального строения, интенсивно брекчированные; на глубину они прослежены до 1600 м. Основным полезным компонентом руд является апатит (запасы P_2O_5 в промышленных объектах достигают 100 млн. т и более при среднем содержании 6—7 %), постоянно присутствуют попутные элементы—редкие земли, стронций, фтор, железо. По составу субстрата руды преимущественно карбонатные, труднообогатимые, особенно разновидности, содержащие гипс и ангидрид (до 2—3 %) [3].

Из локальных критериев месторождений редкоземельно-apatитового типа нужно отметить следующие: 1) связь с кальцит-доломитовыми мраморами, залегающими на контакте бескарбонатных и карбонатсодержащих архейских гнейсово-сланцевых комплексов; 2) широкое развитие обохренных и хлоритизированных брекчий, околорудных изменений вмещающих пород (окварцевание, оталькование, карбонатизация, гематитизация) и метасоматитов (хлорит-серпентиновых, турмалин-полевошпат-кварцевых, гематит-карбонатных и др.); 3) присутствие буровато-коричневого крупнокристаллического редкоземельного апатита.

В настоящее время завершается детальная разведка Селигдарского месторождения (Центрально-Алданский район). Открытие подобных объектов возможно и на других площадях Алданско-Тимптонского и Тимптоно-Учурского мегаблоков Алданского щита. Однако следует иметь в виду, что уже на ранних стадиях их изучения первоочередной задачей является решение во-

просов технологии обогащения бедных существенно карбонатных руд.

Апатит - франколит - редкометалльный тип в корях выветривания карбонатов. Месторождения данного типа успешно эксплуатируются в ряде зарубежных стран (Бразилия, ЮАР, Финляндия и др.). В СССР такие объекты пока не освоены, хотя некоторые из них разведаны и признаны промышленно ценными (Нижнесаянское, Ковдорское, Новополтавское).

В пределах щелочно-ультраосновных массивов гипергенные месторождения приурочены к интенсивно нарушенным карбонатитам, карбонатизированным камафоритам и фенитам. Остаточные месторождения преимущественно линейной формы (длина 4—6 км, ширина 0,5—1,2 км, мощность в среднем 30—70 м при максимальной до 200—300 м), остаточо-инфильтрационные — более сложной морфологии (трубки, жилы, полукольцевые, дуговидные, чаше- и линзообразные тела и т. д.). В вертикальном разрезе они характеризуются зональным строением; в основании их выделяются дезинтегрированные продукты апатитоносного субстрата, выше сменяющиеся охристыми, гидрослюдисто-каолинистыми образованиями (остаточные коры) или зонами цементации (остаточо-инфильтрационные коры). Промышленные концентрации апатита или апатита-франколита тяготеют к верхним зонам кор выветривания. Содержание P_2O_5 выше в рудах апатит-франколитового состава (16—18 %) и несколько ниже в существенно апатитовых (охристых, гидрослюдисто-каолинистых, 8—12 %).

Руды гипергенных месторождений гидросиликатно-гидроокисные, труднообогатимые и в основном комплексные; из них помимо апатита и франколита могут быть извлечены редкометалльные минералы, магнетит, вермикулит, каолинит.

Прогнозно-поисковые критерии рассматриваемых гипергенных объектов в основном идентичны (особенно на региональном уровне) с месторождениями апатит-редкометалльно-магнетитового типа. Отличия локального плана касаются в основном внутреннего строения месторождений кор выветривания и характера поведения полез-

ных компонентов. Можно отметить морфоструктурные и ландшафтные признаки: приуроченность к сглаженным и пониженным формам рельефа, наличие террасовидных уступов, резко расширенных контуров речных долин, карстовых западин и сухих интервалов водотоков, калдер проседания, куполовидных структур с опущенной центральной частью, соединенных водотоками цепочек озер, более густой растительности и пестрой цветовой гаммы горных пород (зеленовато-серой, белой до бурой, желтовато-бурой, охристой).

По запасам P_2O_5 гипергенные месторождения апатита и апатита-франколита относятся в основном к мелким средним. В общем балансе запасов апатитового сырья они занимают последнее место. Разведанные месторождения (Нижнесаянское, Ковдорское, Новополтавское, Ыраасское, Ессеевское) не могут служить самостоятельной сырьевой базой для организации предприятий по производству фосфорных удобрений. Запасы их должны влекаться в освоение с учетом перспектив разработки более бедных апатитосодержащих руд субстрата и в комплексе с другими полезными ископаемыми.

Однако прогнозно-поисковые данные по щелочному массиву Томтор (НИ «Севморгеология», ПГО «Якутскгеология») при подтверждении дальнейшими геологоразведочными работами, могут внести коррективы в эти представления. Здесь прогнозные ресурсы P_2 и P_3 оцениваются по категориям P_2 и P_3 оцениваются на уровне запасов хибинских месторождений. Очевидно, массив Томтор заслуживает дальнейшего изучения несмотря на невыгодные геоэкономические и транспортные условия расположения.

Месторождения апатита-франколита могут образоваться также за счет других фосфатоносных карбонатсодержащих или существенно карбонатных формационных комплексов. В частности, такие перспективные проявления открыты на Алдане вблизи пос. Чарман (Берикэн и др.). По всей вероятности, это переотложенные продукты выветривания месторождений коземельно-apatитовых руд селигского типа.

Значение рассматриваемого промышленно-генетического типа в ближайшие годы может резко возрасти, в связи с чем необходимо уже сейчас серьезно заняться вопросами технологии обогащения и комплексного использования гипергенных руд.

В заключение следует отметить, что анализ сырьевой базы апатита позволяет рассчитывать на открытие новых месторождений с высококачественными или технологичными рудами, в том числе в районах, испытывающих дефицит в фосфатах (Сибирь, Дальний Восток, Украина). Для этого необходимо усилить разработки теоретических вопросов по условиям образования и закономерностям размещения как известных (традиционных), так и возможных новых промышленно-генетических типов месторождений апатита, с привлечением современных достижений геофизики, геохимии и космогеологии, детально осветить проблему

УДК 553.435.078.2 : 551.24 (470.5)

В. Ф. РУДНИЦКИЙ (Свердловский горный ин-т)

Положение колчеданных залежей Сибайского рудного поля (Южный Урал) в вулканических структурах

Уральские колчеданные месторождения залегают в вулканогенных породах раннегеосинклинальных формаций. Рудоконтролирующие структуры колчеданосных формаций и положение в них рудных тел недостаточно изучены и определяются неоднозначно. Установлена приуроченность колчеданных залежей к малым интрузиям, экструзивным куполам, жерлам стратовулканов и другим структурным элементам [8, 9, 10, 11]. В последние годы все больше исследователей связывают рудообразование с вулканическими палеодепрессиями разного порядка и генезиса [12, 7]. Выяснить вопрос о том, отражает разнообразие рудоконтролирующих структур истинное положение вещей или является результатом несовершенства палеовулканических реконструкций, можно лишь при дальнейшем накоплении фактического материала и более детальном его изучении.

Сибайское рудное поле — одно из первых на Урале, где начаты палеовулканические реконструкции. По данным С. Н. Иванова и др. [6], оно приурочено к вытянутой в меридиональном направлении горст-антиклинали размером 3×12 км, сложенной породами карамалыташской свиты эйфельского возраста. В пределах рудного поля рудовмещающая карамалыташская свита подразделяется на пять толщ (снизу вверх) [1, 8]: нижнюю тол-

их прогноза и поисков (особенно для рудных районов), разработать локальные прогнозно-поисковые критерии. Все это должно способствовать целенаправленному и эффективному проведению геологоразведочных работ на апатиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков. Под ред. А. С. Зверева и Р. М. Файзуллина. М.: Недра, 1980.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978.
3. Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. Под ред. Ю. Н. Занина и В. Г. Матухиной. Новосибирск, 1983.
4. Неметаллические полезные ископаемые СССР. Справочное пособие. Под ред. В. П. Петрова. М.: Недра, 1984.
5. Хибинский щелочной массив/С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков и др. Л.: Недра, 1972.

щу основного состава (I), сложенную преимущественно лавами плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых базальтовых порфиритов с прослоями туффитов (более 1000 м); нижнюю толщу кислого состава (II), представленную лавами дацитовых и липарит-дацитовых порфиритов с мелкими редкими вкрапленниками кварца или без них, с подчиненными прослоями пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (около 800 м); среднюю толщу основного состава (III), сложенную лавами миндалекаменных плагноклазовых базальтовых порфиритов и их пирокластических разновидностей, с редкими прослоями яшм и туффитов (около 300 м); верхнюю толщу кислого состава (IV), представленную лавами и пирокластами кварц-плагноклазовых липаритовых и дацито-липаритовых порфиритов, с горизонтами вулканогенно-осадочных пород (около 300 м); верхнюю толщу основного состава (V), сложенную преимущественно грубообломочными пирокластическими разностями миндалекаменных базальтовых порфиритов, а также лавами, имеющими подчиненное значение (около 300 м).

К западу и востоку от горст-антиклинали породы карамалыташской свиты опускаются соответственно по Западно-Сибайскому и Восточно-Сибайскому разломам с амплитудой до 800 м, а к северу и югу постепенно

погружаются под вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты живецкого возраста. В западной части горст-антиклинали породы имеют преимущественно пологое (5—45°) падение, в восточной — более крутое (30—60°). Согласно В. С. Шарфману [11], Сибайское рудное поле представляет собой стратовулкан. Здесь им выделены жерловая (липарито-дацитовые порфиры, игнимбритоподобные и пемзовые туфы), прижерловая (крупнообломочные брекчии спилитов, потоки лав липарито-дацитов и их пирокластические разности) и удаленная (туфы основного состава) фации. Основной конус, по его мнению, находится в пределах Сибайского месторождения, а южнее в 3—5 км от него предполагается второй канал. Н. А. Перижняк [8] указывает на существование нескольких вулканических центров, относящихся к двум фазам извержения кислых лав; руды Сибайского месторождения выполняют жерловину одного из них. И. Б. Серавкин [9] выделяет на месторождении кальдерную палеодепрессию, восточная часть которой срезана Восточно-Сибайским разломом. В ее пределах, по его данным, развиты экстрозивно-эффузивные купола, к апикальным частям которых приурочены колчеданные залежи.

Исследования, проведенные автором в 1981—1983 гг., позволили получить новые данные о структуре Сибайского рудного поля и закономерностях размещения в них колчеданных руд.

Вулканические структуры рудного поля. Изучение опорных разрезов, наблюдения в карьере Ново-Сибайской залежи, а также анализ материалов геологической съемки, выполненной Л. Г. Пакиной и В. Г. Шигаревым в 1970 г., позволили составить принципиально новую палеовулканическую схему Сибайского рудного поля (рис. 1). Основными вулканическими структурами его являются экстрозивные купола, вулканические покровы на пологих склонах и равнинных участках в удалении от куполов, аккумулятивные вулканические палеодепрессии. Структуры выделены на основании изучения особенностей фашиального состава, мощности, формы и условий залегания вулканогенных пород (таблица).

В северной и южной частях рудного поля выявлены два крупных, соединяющихся между собой экстрозивных тела. Южный купол вытянут в субмеридиальном направлении. Его южная выклинка перекрывается отложениями улутауской свиты. На севере он соединяется с Северным куполом, имеющим в плане более изометричную форму. В северной части рудного поля купол выклинивается. В целом купола образуют гряду в форме слегка выпуклой к западу дуги и, вероятно, представляют собой фрагмент крупной кольцевой вулканической структуры, диагностика которой невозможна из-за неполноты данных.

Купола выделены на основании признаков, характерных для этого типа образований. Экстрозивные тела сложены однородными липарито-дацитами и в разрезе имеют куполовидную и грибовидную (в верхних частях караваяобразную, в нижних — столбообразную) форму. Мощность липарито-дацитов в центральных частях экстрозивных куполов до-

стигает 1000 м и более. Липарито-дациты, кровле экстрозивных тел гематитизированы, центральных частях эпидотизированы. В сводовой части экстрозивных тел наблюдается призматическая отдельность. Экстрозивные тела окружены зоной обломочных пород (крупных брекчий), или так называемой магией экстрозивных куполов. Среди брекчий выделяются агломератовые разности с размером обломков 3—15 см и более, характеризующиеся остроугольной неокатанной формой и однообразным петрографическим составом. Тонкообломочный цемент, составляющий 15—20 %, сильно эпидотизирован. Кроме того встречаются брекчии более пестрого состава (обломки различных по структуре и степени изменения липарито-дацитов, вулканическое стекло, примесь кремнистого материала и др.), размером от долей сантиметра до 5 см, плохо сортированные. Этот тип брекчий образуется, по-видимому, в результате значительного перемещения по склонам куполов вулканического материала.

Кровля экстрозивных куполов отличается неровной поверхностью за счет небольших выступов и впадин. Последние заполнены лаво-пирокластическим и вулканогенно-осадочным материалом. Учитывая это, а также сложную конфигурацию куполов, можно предположить, что они состоят из соответствующих структур более мелкого порядка, оконтуривание которых затруднено из-за отсутствия обнажений и горных выработок. Экстрозивные купола Сибайского рудного поля, судя по отмеченным особенностям, относятся к типу выжатых куполов, прорываемых находящейся в жидкой лавой, образующей потоки. Один из таких магмовыводящих каналов обнажен в западном борту карьера Ново-Сибайской залежи, где отчетливо фиксируется вертикальная флюидальность липарито-дацитовых порфиров.

На склонах экстрозивных куполов и на участках, прилегающих к ним с запада, юго-запада и северо-запада, накапливаются стратифицированные образования — потоки пачки пирокластического и вулканогенно-осадочного материала. Стекающая лава и пирокластическая образуют перемежающиеся между собой выдержанные по мощности и простиранию слои. Горизонты вулканогенно-осадочных пород встречаются редко, представлены стратифицированными разностями, маломощными. Лавовые и пирокластические фации кислых вулканических пород на расстоянии 1—2 км от куполов постепенно выклиниваются. Породы основного состава V толщ, перекрывающие склоны куполов, также выдержаны по мощности и величину неровности палеорельефа. Мощные их обычно составляет первые сотни метров залегание плащеобразное под углами 5—10°. Вулканогенные породы как бы облекают склоны куполов и, судя по отмеченным признакам, могут быть отнесены к вулканическим покровам. Вулканические покровы образуются на пологих склонах и равнинных участках прилегающих к куполам. Палеорельеф и установка накопления обусловлены в основном ростом куполов.

Анализ фашиального состава и условий залегания вулканогенных пород позволяет выделить в рудном поле две палеодепрес-

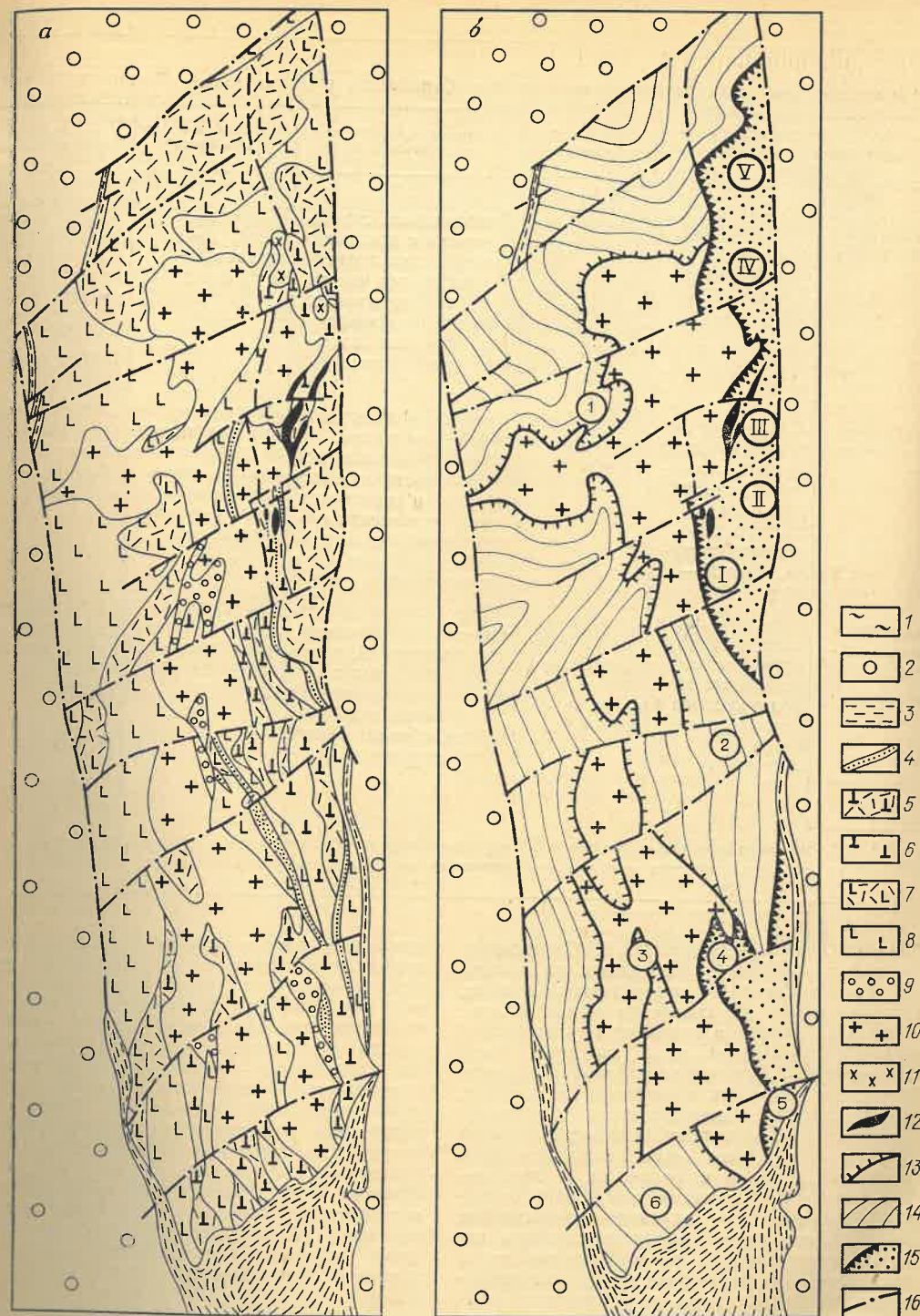


Рис. 1. Геологическая (а) и схематическая палеовулканическая (б) карты Сибайского рудного поля (по материалам Л. Г. Пакиной, В. Г. Шигарева, Н. А. Перижняк, В. А. Прокина, И. Б. Серавкина, В. С. Шарфмана и автора)

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — вулканогенно-осадочные породы улутауской свиты; 3 — гематит-кремнистые породы бугулыгурского горизонта; 4—10 — породы рудомещающей карамалыташской свиты; 4 — прослой вулканогенно-осадочных пород; 5 — пирокластические фации кислого состава, 6 — лавовые фации кислого состава, 7 — пирокластические фации основного состава, 8 — лавовые фации основного состава, 9 — купольные брекчии, 10 — экстрозивные породы кислого состава; 11 — диориты; 12 — колчеданные залежи; 13 — границы экстрозивных куполов; 14 — вулканические покровы; 15 — аккумулятивные вулканические палеодепрессии; 16 — тектонические нарушения; участки Сибайского месторождения: I — Слепая залежь, II — Ново-Сибайская залежь, III — Старо-Сибайский участок, IV — Северо-Сибайский участок, V — Камаганское рудопроявление; рудопроявления и точки минерализации: 1 — Западное оруденение, 2 — Ракай, 3 — Раш, 4 — Восточный Раш, 5 — Северо-Колтубанское, 6 — Колтубанское

Характерные признаки вулканических структур Сибайского рудного поля

Структура	Фациальный состав	Мощность пород	Форма и особенности залегания	Метаморфические изменения	Сульфидная минерализация
Экструзивные купола	Однородные породы кислого состава, $K_0 \rightarrow 0$	В центральных частях более 1000 м, к периферии уменьшается	Грибовидная, столбовая с призматической отдельностью в апикальных частях и мантии купольных брекчий по периферии, нередки блоковые перемещения	В апикальных частях гематитизация, во внутренних — эпидотизация	Слабая в лаво-пирокластических и вулканогенно-осадочных отложениях, выполняющих ложбины в кровле куполов
Вулканические покровы	Лавовые и пирокластические, реже вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава, $K_0 = 30-60\%$	Обычно первые сотни метров	Равнинное залегание перемежающихся, обычно выдержанных по мощности лавовых потоков и горизонтов пирокластических образований, без интенсивных тектонических перемещений	Лавовые потоки, как правило, гематитизированы, обломочные образования — эпидотизированы	Слабая в локальных впадинах
Аккумулятивные палеодепрессии	Лавовые, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава, $K_0 \geq 60\%$	Сотни метров по периферии, до 1000 м и более в центре	Чашеобразное залегание стратифицированных отложений, часто невыдержанных по мощности, характерна цикличность в накоплении, обычны блоковые просадки	Характерны кварц-хлорит-серцитовые изменения и пиритизация	Колчеданные руды, сульфидная вкрапленность и прожилки

* K_0 — коэффициент обломочности вулканогенных пород, т. е. отношение объема обломочных (пирокластических, пирокластических и вулканогенно-осадочных) пород к общему объему пород, в %.

Одна из них, выделенная И. Б. Серавкиным [9] как кальдерная, расположена на восточном склоне Северного экструзивного купола, другая — в 4—5 км южнее на склоне Южного купола. Однако в пределах горст-антиклинали мы наблюдаем лишь западную часть палеодепрессий, восточная срезана Восточно-Сибайским разломом и опущена на глубину. Вулканические палеодепрессии отличаются от других структурных элементов рудного поля разнообразным фациальным составом отложений. Наряду с лавовыми и пирокластическими образованиями здесь широко развиты тефроиды и вулканогенно-осадочные породы. Среди последних распространены эстакадно-осадочные гематит-кремнистые и кремнистые, ритмично-слоистые и несортированные отложения типа вулканического подводного колювия. Для палеодепрессий характерно чашеобразное залегание отложений: потоки лав, слои пирокластиков и вулканогенно-осадочных пород не выдержаны по мощности и простираются. Мощность стратифицированных отложений здесь резко увеличена, в том числе возрастает мощность перекрывающей V толщ пород основного состава. В накоплении выполняющих палеодепрессии отложений отчетливо наблюдается разнопорядковая цикличность.

В отличие от вулканических покровов формирование палеодепрессий обусловлено одно-

временным ростом куполов и просадкой склонов и прилегающих к ним участков в основном, по-видимому, из-за оттока расплавленного вещества. Это приводило к резкому изменению рельефа, образованию глубоких впадин и заполнению их стратифицированными отложениями — лавами, пирокластическими и вулканогенно-осадочным материалом значительной (до 1000 м) мощности. Такие аккумулятивные вулканические (тектонно-вулканические) палеодепрессии можно отнести к междукупольным (межкупольным), по классификации Г. Ф. Яковлева [12]. Большую роль в становлении палеодепрессий играли синвулканические разломы, которые особенно интенсивно проявлены в пограничной зоне палеодепрессий и куполов. По ним проходили блоковые просадки. Интенсивность погружения блоков возрастала в направлении от купола к центру депрессии, о чем свидетельствует увеличение мощности лаво-пирокластических и осадочного материала, а также постепенное выполаживание напластований снизу вверх и от центра к куполу (рис. 2). К месту проявления кислого вулканизма просадки затухали. Полная компенсация палеодепрессий произошла за счет выполнения их стратифицированными образованиями V (всей) толщи.

Породы, слагающие вулканические структуры, имеют признаки как наземных (красно-

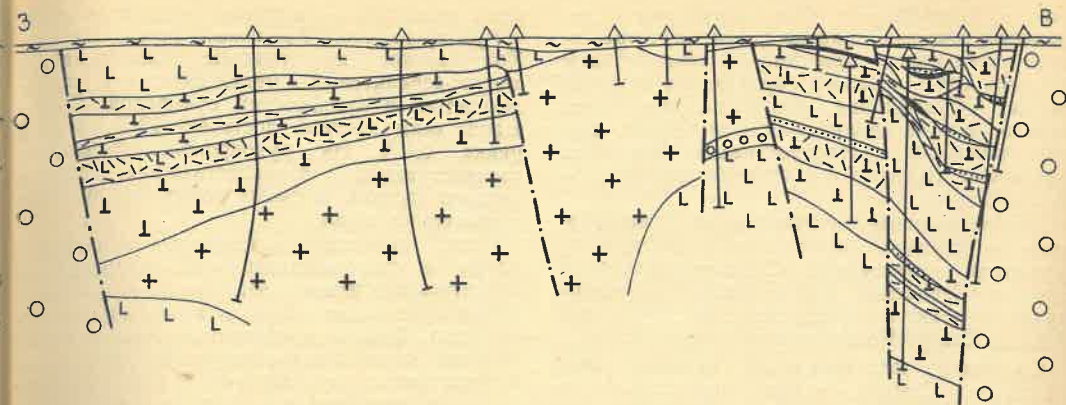


Рис. 2. Геологический разрез Сибайского рудного поля. Усл. обозн. см. рис. 1

менным изменениям, сваренность пирокластиков и др.), так и подводных (остатки морской фауны, гиадокластика, ритмично-слоистые хемогенные и терригенные породы и др.) условий формирования [3, 4, 5, 9]. Аккумулятивные депрессии, вероятно, представляли собой мелководные замкнутые бассейны типа лагун и вулканических озер, спорадически соединяющиеся с морем. Купола возвышались над водной поверхностью бассейнов и частично, обычно в конечные стадии вулканизма, затоплялись при погружении. Первичное соотношение выделенных структур усложняют поствулканические подвижки. Помимо субмеридиональных разломов, ограничивающих рудное поле с запада и востока, широко развиты разломы северо-восточного направления, разбивающие его на ряд блоков.

Положение колчеданных залежей в вулканических структурах. В рудном поле известны Сибайское медноколчеданное месторождение, ряд рудопроявлений и точек сульфидной минерализации (см. рис. 1). В породах экструзивных куполов сульфидная минерализация и сопровождающие ее гидротермально-метасоматические изменения отсутствуют. Сульфидная минерализация отмечается лишь в обломочных породах, заполняющих локальные впадины в кровле экструзивных куполов или на их склонах (рудопроявления Западное оруденение и Ряш). На участке Западное оруденение, расположенном к западу от Сибайского месторождения, скв. 1844 встречены следующие породы:

До 80,1 м

80,1—81,3 м

81,3—82,1 м

Миндалекаменные базальтовые порфириты пренитизированные, без сульфидов. Туфогравелиты сортированные (угол слоистости с осью зерна 80°), с густой вкрапленностью и мелкими обломками (до 50 %) сульфидов (пирита и халькопирита), эпидотизированные.

Туфоконгломераты сортированные (угол слоистости с осью зерна 80°), с густой

вкрапленностью и мелкими обломками сульфидов (пирита и халькопирита), эпидотизированные.

Пирокласты кварц-плагиоклазовых липарито-дацитов псаммитовые и лапиллиевые, без сульфидов, эпидотизированные.

Осадочная брекчия полимиктовая с рудокластами. Пирокласты липарито-дацитов эпидотизированные, без сульфидов.

Кварц-плагиоклазовые липарито-дациты экструзивные, без сульфидов.

Приуроченность сульфидов к слоям вулкано-терригенных пород, наличие рудных обломков, отсутствие сульфидных прожилков и гидротермально-метасоматических изменений в окружающих породах указывают, по мнению автора, на образование сульфидной минерализации участка Западное оруденение за счет размыва рудных залежей Сибайского месторождения. Минерализация может быть сопоставлена с обломочными рудами верхних горизонтов месторождения, детально описанными в работах [6, 7]. В связи со значительным переносом рудные обломки имеют более мелкие размеры и рассеяны в виде вкрапленности.

На участке Ряш, находящемся во впадине Южного экструзивного купола, подсечена зона серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов мощностью около 250 м, с редкой вкрапленностью и прожилками сульфидов. Однако метасоматический процесс выражен частично: наряду с серицитом и вкрапленностью пирита в породах присутствуют эпидот и альбит; сохраняются структура и текстура исходных вулканогенных пород. Метасоматиты имеют локальное распространение, горизонты вулкано-терригенных пород маломощные, встречаются редко.

В пределах распространения вулканических покровов на равнинных участках и пологих склонах экструзивных куполов известны два проявления сульфидной минерализации — Ра-

кай и Колтубанское. Они приурочены к локальным плоским впадинам, что подтверждается элементами залегания и присутствием маломощных прослоев вулканогенно-терригенных пород. Сульфидная минерализация здесь редкая, в виде вкрапленности и тонких мелких прожилков. Метасоматические изменения проявлены частично и в относительно небольших объемах.

Аккумулятивные вулканические палеодепрессии служат основными рудоуплотняющими структурами. С палеодепрессиями связаны Сибайское месторождение на севере рудного поля и рудопроявления Восточный Ряш и Северо-Колтубанское (на юге).

Сибайское месторождение включает пять участков: Слепую залежь, представленную маломощным рудным телом пластообразной формы; Ново-Сибайскую залежь, состоящую из пяти крупных линзовидных рудных тел, залегающих друг над другом и соприкасающихся в центральных частях; Старо-Сибайский участок с пластообразными рудными телами на четырех уровнях; Северо-Сибайский участок и Камаганское рудопроявление с маломощными быстровыветривающимися линзами преимущественно вкрапленных руд. Руды имеют сфалерит-халькопирит-пиритовый состав, обычный для колчеданных месторождений уральского типа. На Камаганском участке распространены в основном халькопирит-пиритовые руды. Формирование руд происходило в результате хемогенного осаждения из металлоносных рассолов, приповерхностного метасоматического замещения неуплотненных горизонтов обломочных пород и органогенных построек [4, 5]. Колчеданные залежи со стороны лежачего бока сопровождаются ореолами серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью и прожилками сульфидов, особенно интенсивно развитыми на Старом Сибее. Первичное пологое залегание нарушается син- и поствулканическими разломами, вследствие чего рудные тела и породы падают на восток под углами 10–60°.

Рудоуплотняющая палеодепрессия отличается сложным строением и состоит из ряда мелких (около 1–2 км) палеодепрессий, которые обуславливают размещение отдельных участков Сибайского месторождения. В пределах месторождения выделяется, по крайней мере, три палеодепрессии более мелкого порядка. Одна из них контролирует положение Ново-Сибайской и Слепой залежей, вторая — Старо-Сибайский участок, третья — Северо-Сибайский и Камаганский участки. Палеодепрессии отделяются друг от друга положительными формами палеорельефа, образованными в основном за счет лавовых языков экструзивных куполов. Такой лавовый отрог, представленный однородными гематитизированными кварц-плагиоклазовыми липарито-дацитовыми порфирами мощностью до 100 м, фиксируется в северной стенке Ново-Сибайского карьера между Ново-Сибайским и Старо-Сибайскими участками. Дно мелких палеодепрессий было, вероятно, также неровным, на что указывает локальное увеличение мощности вулканогенно-терригенных отложений. Неровности дна нередко мигрировали при каждом последующем цикле извержений (см. рис. 2). Локальные палеовпадины контроли-

руют размещение отдельных рудных залежей. Рудопроявления Восточный Ряш и Северо-Колтубанское представлены зонами кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов с вкрапленностью и прожилками сульфидов. Содержание серы местами достигает 19%, меди и цинка 0,1%. На рудопроявлениях широко распространены пирокластические породы кислого состава, а также горизонты вулканогенно-терригенных пород.

Итак, процессы колчеданного рудообразования и сопровождающие их гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород происходят только в вулканических депрессиях. Причем колчеданные руды в значительных количествах обнаружены лишь в аккумулятивных вулканических палеодепрессиях, характеризующихся мощным накоплением лаво-пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. В локальных депрессионных структурах накапливаются маломощные прослои терригенных обломочных руд или в связи с частично проявленным рудно-метасоматическим процессом образуются убогая сульфидная вкрапленность и прожилки.

Фациально-циклический анализ рудоуплотняющих палеодепрессий. Для выяснения строения рудоуплотняющих палеодепрессий и закономерностей положения в них колчеданных руд важно установить последовательность и периодичность формирования выполняющих их стратифицированных толщ, т. е. провести фациально-циклический анализ. Под циклом, вслед за Л. Н. Ботвинкиным [3], понимался комплекс отложений, связанных определенной направленностью в развитии.

Характерная последовательная смена вулканогенных толщ разного состава (основные кислыми) в пределах рудного поля представляет собой цикличность наиболее высокого III порядка. Первый вулканогенно-магматический цикл III порядка (А) начинается с накопления лавовых, в меньшей мере пирокластических пород базальтового состава I толщи. Толща I полностью не пересекается скважинами. Ее мощность, по аналогии с другими рудными полями, более 1000 м. Мощность II толщи составляет около 800 м. Следовательно, можно предполагать, что объем кислых пород этого цикла меньше объема основных.

Второй вулканогенно-магматический цикл характеризуется сменой лаво-пирокластических фаций базальтового состава III толщи фациями кислого состава IV толщи, в составе которых наряду с лавами кварц-плагиоклазовых липарито-дацитовых порфиров присутствуют пирокластические (с однородными осколчатыми обломками или фьяммевидными витрокластами, пемзой) и вулканогенно-осадочные отложения. К этим отложениям относятся колчеданные залежи Сибайского месторождения. Объем кислой фации составляет несколько больше по сравнению с основным. Мощность второго цикла меньше, чем первого. Третий вулканогенно-магматический цикл (В) неполный и представлен пирокластическими

скими фациями базальтовых порфиров с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Мощность его меньше предыдущих циклов.

Циклы II порядка (мегаэруптивные) выделяются по смене толщ вулканитов разного состава и агрегатного состояния (отмеченные пять толщ). Для этих циклов независимы от петрохимического состава характерно перманентное изменение снизу вверх литолого-петрографических особенностей: уменьшение мощности и объема слагающих вулканогенных пород, возрастание роли пирокластических и вулканогенно-осадочных образований по сравнению с лавовыми и увеличение кремниевости, размеров и количества вкрапленности кварца для кислых толщ.

При документации керн скважин и стенок Ново-Сибайского карьера во многих случаях наблюдается закономерная смена по вертикали одних фациальных отложений другими. Это позволило выделить элементарные эруптивные циклы I порядка мощностью обычно десятки метров, для которых характерна такая последовательность различных фациальных отложений (сверху вниз).

1. Полимиктовые вулканогенно-осадочные отложения плохо сортированные, с рудокластами.
2. Руды.
3. Вулканогенно-осадочные отложения сортированные, переотложенные, гналокластические, эксгальционно-осадочные породы.
4. Пирокластические породы с однородными витрокластами, пемзой, лаво- и литокластами.
5. Обломочные лавы.
6. Однородные, реже флюидальные лавы.
7. Пирокластические породы с однородными витрокластами, пемзой, лаво- и литокластами.

Однако строение эруптивных циклов в конкретных разрезах, наблюдаемых в колонках скважин и стенках карьера, нередко отличается от идеализированного. Во-первых, они являются неполными вследствие выпадения отдельных слоев, что, возможно, обусловлено незавершенностью вулканического процесса по тем или иным причинам, особенностями ландшафтной обстановки, разной степенью эрозии. Во-вторых, в циклах со временем несколько меняются литолого-фациальные особенности слагающих их слоев. В-третьих, часто встречаются сложные гетерогенные циклы, сформированные в результате накопления продуктов извержений разных, но одновременно действующих эруптивных центров. Расчленение строения таких участков сопряжено с лавами кварц-плагиоклазовых липарито-дацитовых порфиров присутствуют пирокластические (с однородными осколчатыми обломками или фьяммевидными витрокластами, пемзой) и вулканогенно-осадочные отложения. К этим отложениям относятся колчеданные залежи Сибайского месторождения. Объем кислой фации составляет несколько больше по сравнению с основным. Мощность второго цикла меньше, чем первого. Третий вулканогенно-магматический цикл (В) неполный и представлен пирокластическими

Руды приурочены к верхним частям эруптивных циклов и залегают среди вулканогенно-осадочных пород. Для подрудных пород характерны хорошо сортированные с окатанными обломками кремнисто-песчано-гравелистые и резко выраженной трансгрессионной направленностью накопления, что свидетельствует о длительном отложении их на первом. В составе их преобладают обломки кварцевых порфиров и кислого стекла. Наряду с осадочными породами, представленными литокластами кислого состава, часто встречаются гналокластические песчаники и гравелиты, а также песчаники и гравелиты с примесью гналокластического материала. На Старо-Сибайском участке кроме того распространены пелитоморфные хлоритовые породы, определенные нами как эксгальционно-осадочные образования, на что указывают их пластовая форма, связь с ореолами вторичных изменений, отсутствие замещенных обломков, чисто хлоритовый состав, наличие со стороны лежачего бока хлоритовых прожилков.

Особенностью надрудных горизонтов являются полимиктовые образования, включающие слабоокатанные обломки кварцевых порфиров, базальтов, стекла, гематит-кремнистых пород, рудокластов и др. Степень сортированности обломков плохая, содержание тонкообломочного цемента часто значительное. Это говорит о том, что надрудные вулканогенно-осадочные породы формировались в течение кратковременного периода в условиях резкого опускания дна палеодепрессий, по-видимому, в связи с ростом сейсмической активности. В целом приуроченность колчеданных руд к горизонтам вулканогенно-осадочных пород указывает на то, что рудоотложение происходило в периоды затухания эруптивной деятельности. Не всякий эруптивный цикл завершался рудоотложением. Очевидно только, что неполные циклы являются безрудными. Циклы нижних частей разреза, в которых пирокластические и вулканогенно-осадочные породы находятся в подчиненном количестве, также безрудные или сопровождаются убогой минерализацией. Объясняется это, вероятно, тем, что интенсивно протекавшие эруптивные процессы в начальные периоды и кратковременные межпароксизмные периоды не способствовали формированию металлоносных рассолов.

Отдельные участки рудоуплотняющей палеодепрессии отличаются особенностями накопления вулканогенных отложений и руд. Нами основное внимание уделено строению рудоуплотняющих циклов как наиболее доступных для наблюдений по керну скважин и стенкам карьера.

На участке Слепая залежь в строении IV рудоуплотняющей толщи выделяются пять элементарных эруптивных циклов I порядка, для которых характерна последовательность отложений, отмеченная выше (рис. 3). Слепая залежь приурочена ко второму эруптивному циклу. Здесь однородные кварц-плагиоклазовые дацито-липариты вверх по разрезу сменяются брекчированными разностями, затем среднеобломочными витро-литокластическими пирокластами, переходящими в переотложенные гналокластиты и туфопесчаники с примесью витрокластов. Колчеданные руды залегают конформно со слоем вулканогенно-терригенных пород и завершают разрез рудоносного цикла. Строение цикла усложняется наличием в северной части месторождения под горизонтом вулканогенно-терригенных пород слоя базальтовых порфиров. Выше лежащие циклы в принципе имеют такое же строение, завершаются маломощными прослоями вулканогенно-терригенных пород, но являются безрудными.

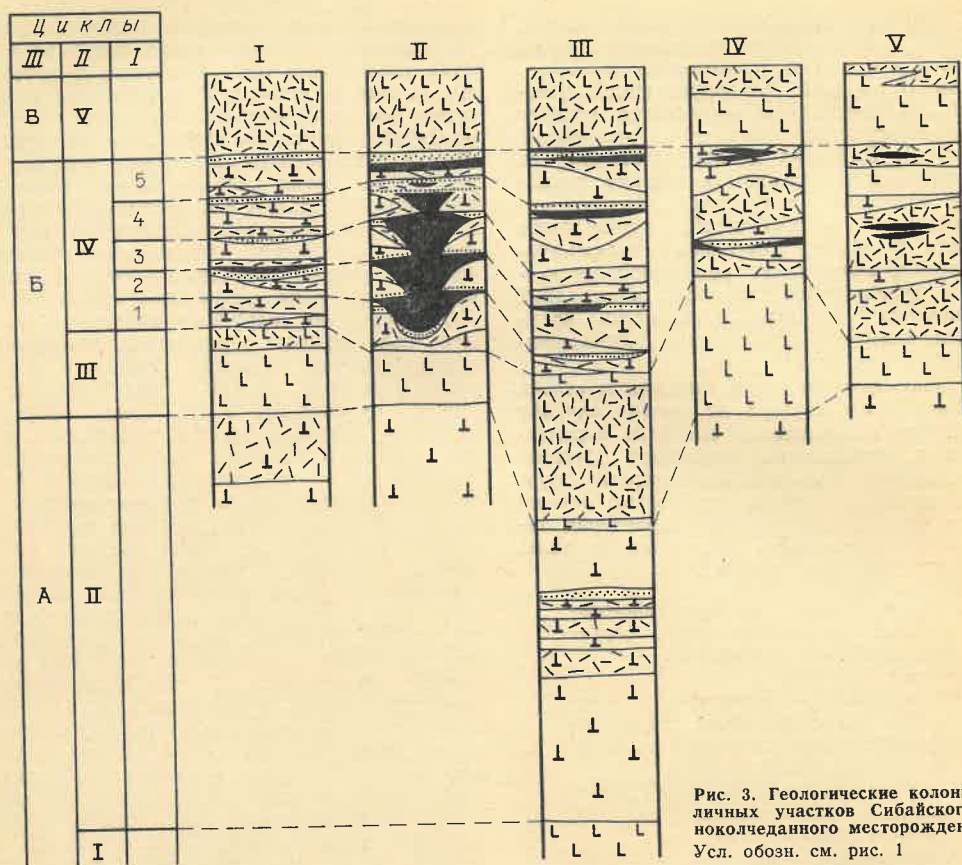


Рис. 3. Геологические колонки различных участков Сибайского медноколчеданного месторождения
Усл. обозн. см. рис. 1

Аналогичная последовательность формирования отложений наблюдается в геологическом разрезе Нового Сибая. Ново-Сибайская залежь состоит из четырех крупных рудных тел, залегающих друг над другом и соприкасающихся в центральных частях. В верхах рудовмещающей толщи пород кислого состава в области контакта с основными породами V толщи размещается еще одно рудное тело пластообразной формы, не соприкасающееся с остальными. Рудные тела связаны с верхними частями элементарных эруптивных циклов и на флангах сменяются вулканотерригенными породами.

Разрез Старо-Сибайского участка наиболее полный. Отдельными скважинами здесь подсечена кровля основных пород I толщи. В строении нижней кислой толщи (II) выделяются четыре эруптивных цикла I порядка, характеризующиеся сменой лав пирокластическими образованиями. Третий снизу цикл завершается горизонтом вулканотерригенных пород, в пределах которого грубообломочные породы сменяются тонкообломочными в направлении с запада на восток, т. е. от экструзивного купола к центру палеодепрессии. Породы этого цикла превращены в кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты с сульфидной вкрапленностью. Вулканотерригенные отложения содержат рудные обособления. В целом цикл может рассматриваться как потенциальный рудоносный. Четвертый цикл неполный, пред-

ставлен только лавовыми образованиями и проявлен в центральной части месторождения. К югу он выклинивается. Наиболее значительную мощность (до 200 м) имеет нижний (первый) цикл, мощность второго и третьего циклов около 40 м. Для толщи характерно преобладание лавовых образований по сравнению с пирокластическими.

Верхняя кислая IV толща сложена породами пяти эруптивных циклов I порядка. В ней доминируют обломочные (пирокластические вулканотерригенные) образования над однородными лавовыми. Колчеданные залежи связаны с верхними частями второго, четвертого и пятого циклов и расположены среди вулканогенно-осадочных пород. Первый цикл безрудный, но завершается прослоем пелитоморфных хлорит-кремнистых пород, которые, как правило, предшествуют рудоотложениям. Третий цикл также безрудный. В верхних частях второго и пятого рудоносных циклов выделяется несколько (2—3) рудоносных уровней. Рудные уровни Старого Сибая коррелируются соответственно со второй, четвертой и пятой залежами Нового Сибая.

На Северо-Сибайском и Камаганском участках, где, по-видимому, процессы кислого основного вулканизма проходили одновременно из разных центров, циклы накладываются один на другой, создавая весьма сложную и терогенную картину последовательности отложений, по которой трудно установить како-

либо закономерность в периодичности формирования. Как на Северо-Сибайском, так и на Камаганском участках разрезы сложены преимущественно агломератовыми пирокластами, реже лавами плагноклазовых базальтовых порфиритов. Дациито-дипаритовые порфиры имеют подчиненное распространение и локализуются на трех уровнях. Рудные тела известны на двух (Северный Сибай) и трех (Камаган) уровнях, тяготея к участкам развития кислых пород, хотя залегают в обломочных породах основного состава. Рудоносные уровни на Северо-Сибайском участке фиксируются горизонтами полимиктовых осадочных брекчий с рудными обособлениями.

В заключение можно сделать следующие выводы.

К основным вулканическим структурам Сибайского рудного поля относятся экструзивные купола, вулканические покровы на их пологих склонах и равнинных участках в удалении от них, а также аккумулятивные вулканические палеодепрессии. Структуры различаются фациями, мощностью, формой и условиями залегания вулканогенных пород.

Колчеданное рудообразование связано с аккумулятивными вулканическими палеодепрессиями. Именно к ним приурочены колчеданные залежи Сибайского месторождения, сопровождающие их ореолы окорудных изменений и ряд рудопроявлений. В пределах вулканических покровов и в кровле экструзивных куполов известны единичные рудопроявления, приуроченные к локальным впадинам. Сульфидная минерализация здесь представлена рудокластами без метасоматических изменений и прожилков и убогой вкрапленностью и прожилками в частично измененных породах в связи с незавершенностью рудно-метасоматического процесса.

Рудоконтролирующие вулканические палеодепрессии, наряду с другими особенностями, характеризуются циклическим накоплением выполняющих их стратифицированных отложений — лав, пирокластического и вулканогенно-осадочного материала. Выделены циклы следующих порядков: III (вулканоматематические), II (мегаэруптивные) и I (элементарные эруптивные). В эруптивных циклах руды приурочены к их верхним частям и залегают среди вулканогенно-осадочных пород.

Полученные данные по Сибайскому рудному полю подтверждают существующее представление о приуроченности колчеданной минерализации и ореолов окорудных гидротермальных изменений к вулканическим палеодепрессиям, что необходимо учитывать при проведении поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобохов А. С. К вопросу о стратиграфическом расчленении карамалыташской свиты в центральной части Сибайского рудного района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4. М., 1965, с. 60—63.
2. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. — Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 263.
3. Грешнер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М.: Наука, 1976.
4. Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидного отложения. — Геология руд. месторождений, 1974, № 2, с. 60—70.
5. Иванов С. Н. Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений. — В кн.: Сибайское месторождение. Т. 2. Свердловск, 1947. (Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 11).
6. Иванов С. Н., Прокин В. А., Долгатов Г. К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1962, вып. 58, с. 129—153.
7. Палеовулканические структуры колчеданно-осадочных полей Урала/М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, Е. П. Ширай и др. — Геология руд. месторождений, 1984, № 4, с. 44—53.
8. Перижняк Н. А. Палеовулканизм и формирование блоковой структуры Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971, с. 42—51. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 99).
9. Серавкин И. Б. Палеовулканическая структура и условия образования Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа, 1982, с. 34—45.
10. Челноков В. П., Шигарев В. Г. Кислые субвулканические образования Сибайского района и некоторые вопросы взаимоотношения их с колчеданным оруденением. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975, с. 151—163. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 113).
11. Шарфман В. С. Сибайский стратовулкан на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1174—1175.
12. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры рудных полей. — Геология руд. месторождений, 1979, № 3, с. 3—18.



УДК 551.762/.763.12.033(47+57)

М. С. МЕСЕЖНИКОВ, А. Я. АЗБЕЛЬ, С. Н. АЛЕКСЕЕВ, Ю. С. ПЕПИН,
С. П. ЯКОВЛЕВА (ВНИГРИ), И. И. СЕЙ, Е. Д. КАЛАЧЕВА,
И. В. ПОЛУБОТКО (ВСЕГЕИ), Н. И. ШУЛЬГИНА,
В. А. БАСОВ (ПГО «Севморгеология»), В. А. ЗАХАРОВА, С. В. МЕЛЕДИНА,
Т. И. НАЛЬНЯЕВА, Б. Н. ШУРЫГИН (ИГиГ СО АН СССР),
Ю. В. БРАДУЧАН, А. И. ЛЕБЕДЕВ, Н. П. ВЯЧКИЛЕВА (ЗапСибНИГНИ),
А. А. ГРИГЯЛИС, Л. М. РОТКИТЕ (ЛитНИГРИ)

Зональные и субзональные шкалы юры и неокома бореальных бассейнов СССР

Юрские и неомские отложения бореального типа широко распространены на территории СССР, занимая площадь около 8 млн. км². Они известны в Западной Прибалтике, бассейнах рек Волги, Печоры, Урала, Эмбы, в Западной Сибири, на севере и востоке Восточной Сибири, Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР. Здесь расположены крупнейшие бассейны, выполненные юрскими и неомскими осадками, — Западно-Сибирский, Северо-Восточный и Дальневосточный.

Мощность рассматриваемых отложений колеблется от 100—300 м на древних платформах в западной части региона до 1000—3000 м на молодой Западно-Сибирской плите и в прогибах, окаймляющих с севера и востока Сибирскую платформу, а в геосинклинальных системах Северо-Востока и Дальнего Востока СССР она достигает 10 000—17 000 м (рис. 1). В последних отмечается дифференциация мощностей в собственно геосинклинальных прогибах и на жестких массивах.

По вещественному составу бореальная юрско-неомская толща терригенная, преимущественно песчано-глинистая. В западной части территории она включает характерные маломощные горизонты битуминозных сланцев, глауконитовых пород и фосфоритов. В геосинклинальных областях значительное участие в ее разрезе принимают эффузивы, туфогенные и кремнистые образования. В фациальном отношении указанная толща существенно морская. Морские отложения всегда занимали не менее 50 % рассматриваемой территории, а в момент крупнейшей волжской трансгрессии, когда море захватило почти 90 % об-

ластей седиментации, их объем составлял более 80 % всех накопившихся осадков.

В строении толщи отмечаются две четко выраженные закономерности.

1. С востока на запад сокращается полнота ее разрезов. Если на Северо-Востоке СССР устанавливается полная последовательность отложений, начиная с геттанга, то уже на северо-востоке Восточной Сибири и в Западной Сибири нижнеюрские (особенно геттанг-синемюрские) породы развиты не повсеместно, а в северной половине европейской части СССР присутствие нижней юры отмечается условно лишь в нескольких районах. Среднеюрская толща тоже имеет сокращенный объем.

2. В том же направлении уменьшается мористость разрезов. На Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР они практически полностью сложены морскими осадками, в Западной Сибири нижняя — средняя юра включает лишь отдельные морские горизонты в северной части этого бассейна, а на северо-европейской части СССР весь разрез средней юры сложен континентальными образованиями.

При разработке детальной стратиграфии бореальной юры и неокома СССР возникла необходимость в детальных сопоставлениях разрезов как внутренних частей огромных бассейнов седиментации, так и между самими бассейнами. Основой для широкой корреляции может служить только стандартная последовательность ярусов и зональных подразделений (разумеется, с некоторыми коррективками по отдельным интервалам разрезов). Опыт работы на обширных площадях

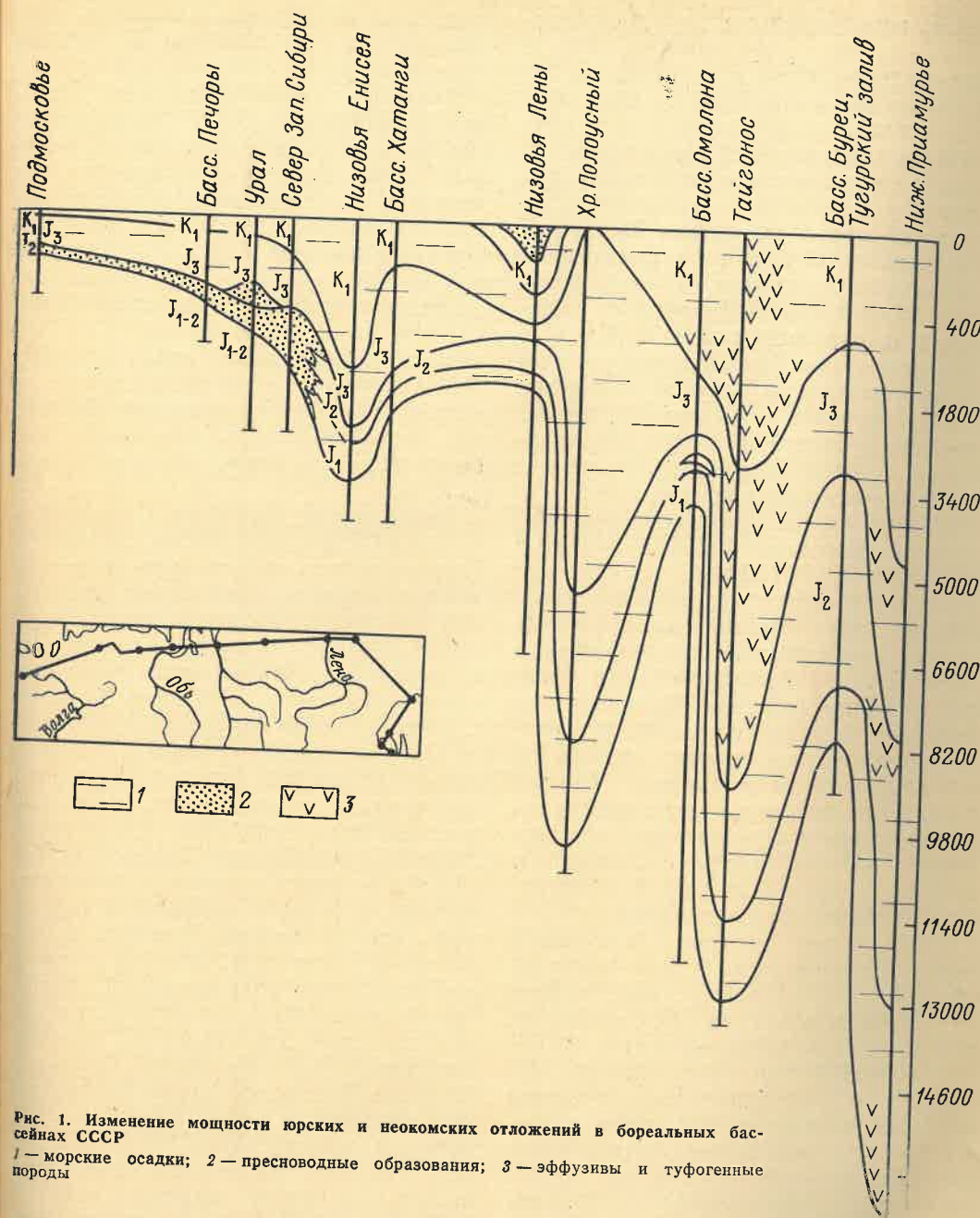


Рис. 1. Изменение мощности юрских и неомских отложений в бореальных бассейнах СССР
1 — морские осадки; 2 — пресноводные образования; 3 — эффузивы и туфогенные породы

СССР убедительно свидетельствует о том, что успешность таких построений может быть обеспечена лишь при наличии эталонной (стандартной) стратиграфической шкалы. При этом если для отдельных бассейнов, осадки которых накапливались в пределах единой палеозоохории, необходимо и достаточно использование региональных эталонов, то при сравнении разных

бассейнов или при корреляции разрезов одного бассейна, сложного по биогеографической характеристике, эффективным является лишь применение единого эталона — стандартной шкалы, построенной главным образом на разрезах стратотипических районов ярусных подразделений. Таким образом, разработка стратиграфии юры и неокома северной части СССР прово-

дидась одновременно в двух направлениях — по пути создания местных и региональных схем и по пути их детального сопоставления со стандартной шкалой.

На рассматриваемой территории юрские и нижнемеловые отложения выходят на дневную поверхность и вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Схема их стратиграфии основана на детальном изучении большого количества естественных обнажений и разрезов скважин. Следует отметить весьма неравномерную охарактеризованность фауной разрезов разных регионов и разных стратиграфических уровней, а также неравномерное распределение отдельных групп морских организмов.

При описании разрезов буровых скважин особенно большое значение придавалось микрофауне. В зависимости от конкретных условий велась разработка параллельных шкал по аммонитам, двустворчатым моллюскам (прежде всего иноцерамидам и бухиям) и фораминиферам. За последние годы все большее внимание уделяется биостратиграфическим данным по белемнитам и радиоляриям. Каждая автономная шкала по возможности сопоставлялась с аммонитовой, что позволяло делать выводы о возрасте и степени изохронности границ биостратиграфических подразделений.

Аммонитовая шкала бореальной юры и неокома разработана наиболее детально [15]. Вместе с тем степень ее обоснованности и применимости для различных регионов севера СССР и Дальнего Востока неодинакова; она зависит от истории геологического развития отдельных бассейнов и характера обитавшей в них фауны. Нижнеюрские морские отложения наиболее полно представлены на Северо-Востоке СССР. Несмотря на значительное число эндемичных аммонитов в геттанге, верхнем плинсбахе и нижнем тоаре встречены формы, повсеместно распространенные в раннеюрских бассейнах земного шара, — *Psiloceras planorbis* (Sow.), *Schlotheimia angulata* (Schloth.), *Amaltheus stokesi* (Sow.), *Harpoceras falcifer* (Sow.) и др., которые позволили выделить одноименные зоны. В то же время ряд зональных подразделений геттанга,

синемюра и верхнего плинсбаха обособливается по эндемичным видам (рис. 2).

Наиболее важными для всего востока СССР представляются определение объема и зональное расчленение верхнего тоара. Ранее эти отложения выделялись в объеме зон *Porpoceras polare* и *Pseudolioceras rosenkrantzi* [16]. Однако отнесение слоев с *Porpoceras* к зоне *Hildoceras bifrons* нижнего тоара резко сократило объем слоев, включаемых на Северо-Востоке СССР в верхний тоар. Кроме того, геологические материалы свидетельствуют о широкой регрессии тоарского бассейна, проявившейся, по-видимому, особенно четко в конце тоарского века [11].

Раннеюрские бассейны Северо-Востока СССР были наиболее стабильны. Именно из них происходили ингрессии моря в пределы Вилюйской синеклизы, Енисейско-Ленского прогиба и на север Западно-Сибирской плиты [2]. С этими бассейнами были тесно связаны и бассейны Дальнего Востока. Однако аммонитами во всех перечисленных регионах охарактеризованы только отдельные интервалы разреза, отвечающие, по-видимому, моментам установления наиболее устойчивых связей с бассейнами Северо-Востока СССР. К таким моментам относятся геттанг и отчасти синемюр в восточной части Енисейско-Ленского прогиба, где в бассейне р. Оленёка выявлен ряд зональных подразделений. Значительно шире были масштабы позднеплинсбахской трансгрессии, охватившей весь север Восточной Сибири и Дальний Восток. В первом из названных регионов в конце плинсбаха (зональный момент *Amaltheus viligaensis*) началась регрессия, продолжавшаяся и в начале тоарского века.

Следующая крупная трансгрессия наступила в раннем тоаре (зональный момент *Naupoceras falcifer*). В отличие от позднеплинсбахской трансгрессии сразу распространившейся на большую территорию (повсеместное развитие зоны *Amaltheus stokesi*), наступление раннетоарского моря происходило постепенно. Поэтому если в бассейне р. Вилюя датированные отложения нижнего тоара начинаются подзоной *alajense* (нижняя подзона зоны

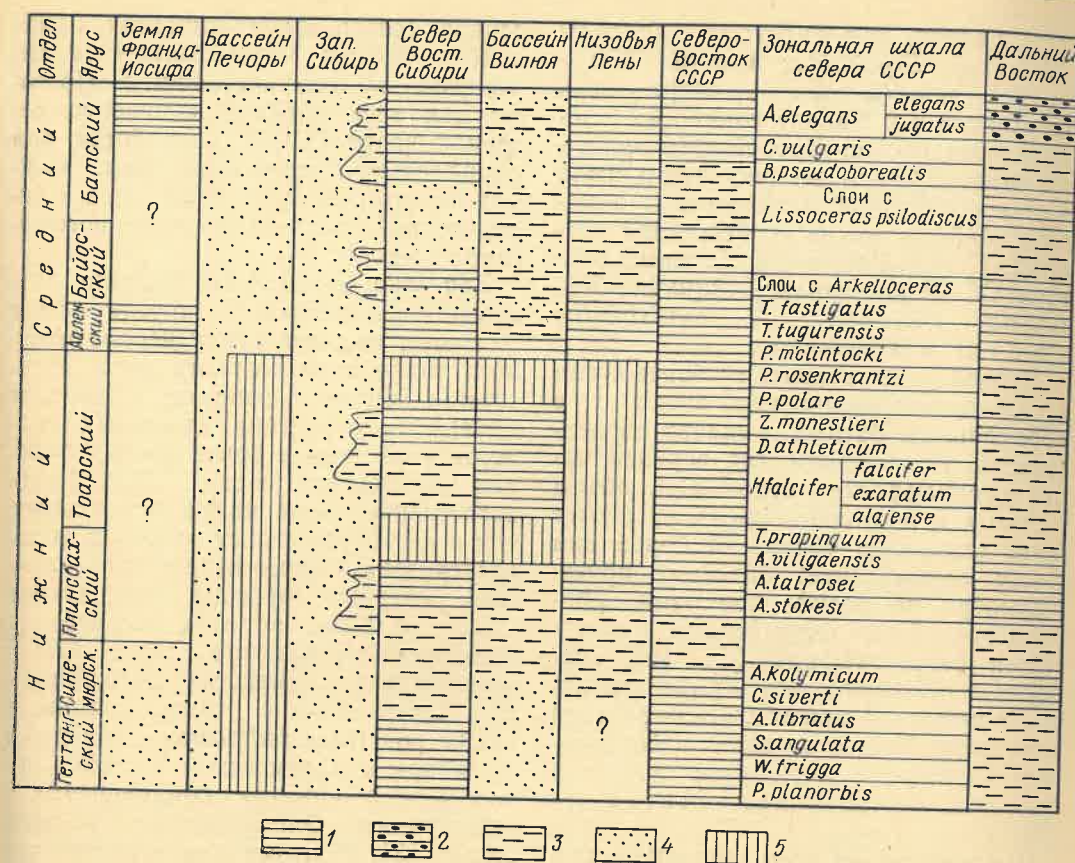


Рис. 2. Схема сопоставления зональных и субзональных подразделений нижней и средней юры
1 — морские отложения, охарактеризованные аммонитами; 2 — слои с *Umaltites*; 3 — морские отложе-

ния, не охарактеризованные или слабо охарактеризованные аммонитами; 4 — пресноводные образования; 5 — перерывы в осадконакоплении

falcifer), то на Лено-Хатангском междуречье и в бассейнах Дальнего Востока первые аммониты появились в зоне *Dactylioceras athleticum*. Во всех перечисленных регионах происходила и позднетоарская регрессия. На это указывает и то, что до сих пор надежно датированные аммонитами отложения верхнего тоара за пределами Северо-Востока СССР не установлены.

Принципиально по-иному распределены аммониты в среднеюрских отложениях. Среднеюрская эпоха на севере СССР отчетливо разделяется на два этапа. В течение первого из них, аалена — низов байоса, наметилась тесная связь бореальных бассейнов севера и востока СССР с бассейнами Северной Пацифики. Поэтому наиболее полно охарактеризованные аммонитами разрезы аалена и низов байоса находятся на Дальнем Востоке и Северо-Вос-

токе СССР. Западнее, в низовьях р. Лены и на Лено-Анабарском междуречье, выделяются лишь отдельные зоны этой непрерывной последовательности. Широкое распространение в основании ааленских отложений Дальнего Востока слоев с *Pseudolioceras beyrichi* (Schloenb.) [14], соответствующих им в бассейнах Северо-Востока СССР слоев с *P. replicatum* Repin и, возможно, слоев с *P. alienum* A. Dagis в бассейне р. Вилюя позволяет определенно сопоставлять основание среднеюрской серии бореальных бассейнов СССР с подошвой аалена стандартной шкалы.

Достаточно надежна и корреляция зоны *Tugurites tugurensis*, широко развитой в бореальных бассейнах СССР, с зонами *murchisonae* и *sonpavum* (верхний аален) [13] благодаря находкам в этой зоне таких характерных форм северотихоокеанского верх-

него аалена, как *Tugurites whiteavesi* (White), *Erycitoides howelli* (White), *E. spinatus* West., встреченных на Аляске и в Канаде совместно с зональными видами европейского верхнего аалена. Столь же ощутимым было влияние Северной Пацифики и в начале байоса, когда в бассейнах Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР расселились *Tugurites fastigatus* (West.), *T. costistriatus* (West.) и *Arkelloceras*.

Второй этап развития бореальных среднеюрских аммоноидей совпадает с «бореальным батом» — удачно введенным Д. Кэлломоном для верхней части среднеюрских отложений, объем которых в настоящее время не может быть определен точно, но более или менее соответствует батскому ярусу. Несмотря на разное понимание «бореального бата» английскими и советскими стратиграфами [15, 16], особенно в отношении его верхней границы, в целом он может быть определен как время существования в бореальных бассейнах аммонитов подсемейства *Arctocerphalitinae* Meledina [7].

В сущности, на всем обширном пространстве от Северного моря и Восточной Гренландии до Арктической Канады устанавливаются аналогичные последовательности аммонитов, позволяющие выделять здесь зоны *Boreiocephalites pseudoborealis*, *Craniocephalites vulgaris* и *Arctocerphalites elegans* (см. рис. 2). Однако батский и, возможно, позднебайосские бассейны Дальнего Востока уже не входили в состав Бореальной области. Здесь разрез охарактеризован *Lissoceras* (которые распространялись на запад до низовьев р. Лены) и эндемичными *Umalites* [13].

В отличие от средней юры, позднеюрская эпоха практически с самого начала ознаменовалась резкой географической дифференциацией комплексов аммонитов. По составу фаунистических комплексов достаточно уверенно выделяются суббореальные (бассейны рек Волги и Оки, Прикаспий, временами бассейн р. Печоры), бореальные (Западная и Восточная Сибирь, Северо-Восток СССР) и тихоокеанские (Дальний Восток) бассейны. Но и в пределах этих групп бас-

сейнов состав фаунистических комплексов, прежде всего комплексов аммонитов, не был постоянным. Поэтому для верхнеюрских отложений северной части СССР разработан ряд параллельных зональных схем, каждая из которых применима лишь к определенной части этого обширного региона (рис. 3).

Как уже отмечалось, граница батского и келловейского ярусов — одна из самых спорных ввиду неопределенного толкования возраста зоны *Arctioceras ishmae* в разрезах Крайнего Севера и отсутствия надежных аналогов этой зоны в более южных районах европейской части СССР. Непосредственно выше как в бореальных, так и в суббореальных разрезах выделяется зона *Cadoceras elatmae* — лучший реперный горизонт юры севера СССР. В более высоких горизонтах келловей европейской части СССР преобладают семейства *Perisphinctidae*, *Aspidoceratidae*, *Kosmoceratidae*, а также род *Quenstedtoceras* s. stricto, а в Сибири и Арктическом бассейне доминируют *Cadoceras*, *Longaeviceras* и специфичные *Quenstedtoceras* (*Soanicerat*) [8]. Поэтому для большей части келловей европейской части СССР и Сибири используются разные зональные шкалы.

Сходная ситуация отмечается и для самых нижних горизонтов оксфорда. Однако начиная с зоны *Cardioceras cordatum* s. lato состав сем. *Cardioceratidae* в европейской части СССР и Сибири выравнивается и существующие отличия в зональных шкалах объясняются, скорее всего, неодинаковой степенью изученности соответствующих горизонтов [6]. В среднем оксфорде это выравнивание выражено отчетливее, что позволяет выделять одни и те же зоны в европейской части СССР, в Западной и, по-видимому, в Восточной Сибири [4]. Наименее изученными оказались в настоящее время верхнеоксфордские слои. На основании имеющихся данных можно полагать, что их нижние горизонты также содержат сходный комплекс аммонитов зоны *Amoeboeceras alternoides* от Подмосковья до низовьев р. Енисей. В более высоких слоях различия комплексов аммонитов в отдельных бассейнах становятся очень резкими [5].

Система	Отдел	Ярус	Центр европейской части СССР	Бассейн Печоры	Зональная шкала Русской платформы	Земля Франца-Иосифа	Зап. Сибирь	Зональная шкала севера Сибири	Таймыр, бассейн Катанги	Ленский бассейн	Низовья Лены	Северо-Восток СССР	Дальний Восток
Меловая	Нижний	Берриас			<i>P. polytychus</i>	?		<i>P. polytychus</i>					
					<i>P. michalskii</i>			<i>P. michalskii</i>					
					<i>T. hoplitoides</i>			<i>T. syzranicus</i>					
					<i>Psunduloplicatilis</i>	?		<i>N. klimovskiensis</i>					
					<i>S. tzikwinianus</i>			<i>Bj. mезezhnikovi</i>					
					<i>R. rjasanensis</i> u <i>S. spasskensis</i>			<i>S. analogus</i>					
					<i>R. rjasanensis</i> u <i>H. kochi</i>			<i>analogus subquadratus</i>					
					<i>R. rjasanensis</i> u <i>G. subclupeiforme</i>			<i>H. kochi</i>					
					<i>C. nodiger</i>			<i>Ch. sibiricus</i>					
					<i>C. subditus</i>			<i>Ch. chetae</i>					
Юрская	Верхний	Оксфорд			<i>K. fulgens</i>	?		<i>C. taimyrensis</i>					
					<i>E. nikitini</i>			<i>C. originale</i>					
					<i>V. rosanovi</i>			<i>C. okenis</i>					
					<i>V. virgatus</i>			<i>E. vogulicus</i>					
					<i>D. zaryskensis</i>			<i>L. groenlandicus</i>					
					<i>D. pandorf</i>			<i>Texcentricus</i>					
					<i>Il. pseudoscythica</i>	?		<i>Dr. maximus</i>					
					<i>Il. sokolovi</i>			<i>D. ilovaiskii</i>					
					<i>Il. klimovi</i>			<i>P. iatriensis</i>					
					<i>A. autissio fallax</i>			<i>P. strajevskii</i>					
Келловей	Нижний	Оксфорд			<i>A. autissio dorensis</i>			<i>P. ilovaiskii</i>					
					<i>A. eudoxus</i>			<i>P. pectinatus</i>					
					<i>A. acanthicum</i>			<i>S. subcrassum</i>					
					<i>C. nou c</i>			<i>E. maynum</i>					
					<i>A. kitchini</i>			<i>A. autissio dorensis</i>					
					<i>Atuberculatoalternans</i>			<i>A. eudoxus</i>					
					<i>A. serratum</i>			<i>A. mutabilis</i>					
					<i>A. alternoides</i>			<i>R. evoluta</i>					
					<i>C. tenuiserratum</i>			<i>P. pseudouralensis</i>					
					<i>C. densiplicatum</i>			<i>P. involuta</i>					

Рис. 3. Схема сопоставления зональных и субзональных подразделений верхней юры и низов неокома

нитями: а — суббореальные, б — бореальные комплексы; 2 — слои с пифидическими комплексами аммонитов; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Отрывочные сведения о келловей-оксфордских аммонитах Дальнего Востока позволяют тем не менее сделать вывод о том, что в келловее и начале оксфорда здесь преобладали бореальные *Longaeviceras* и *Cardioceras* (*Scarburgiceras*), а в среднем и верхнем оксфорде — тихоокеанские *Perisphinctidae* и своеобразные *Cardioceras* (*Maltoniceras*). Однако инвазии тигических, или тихоокеанских форм в бас-

сейне Северо-Востока СССР имели место и в келловее [14].

Кимериджский и волжский ярусы характеризуются мозаичным распределением комплексов аммонитов и потому весьма сложным строением зональных шкал. В нижнем кимеридже северо-западной части региона от Земли Франца-Иосифа до Хатангско-Анабарского междуречья широко распространены перисфинктиды. Соответственно

здесь выделяются зоны *Pictonia involuta* и *Rasenia evoluta* [9]. Восточнее в нижнем кимеридже установлены только *Amoebites*. В европейской части СССР нижнекимериджские слои охарактеризованы *Amoebites*, *Prorastenia* и *Rasenia trimera* (Opp.). Их взаимоотношения с перекрывающими отложениями не установлены. Поэтому в настоящее время нельзя судить о полноте разрезов нижнего кимериджа Русской платформы. Для верхнего кимериджа европейской части СССР и Сибири типичны обильные и хорошо сопоставимые комплексы амонитов, прежде всего авлакостефанов. Лишь в самых верхних горизонтах кимериджа на Земле Франца-Иосифа, в низовьях р. Енисея и на Таймыре авлакостефаны замещаются специфическими *Amoeboceras* (*Hoplocardioceras* и *Euprionoceras*) и *Oppeliidae* (*Oxydiscites*).

В волжских отложениях четко выделяются разрезы суббореального и бореального типов. Для первых (европейская часть СССР) характерны *Ilowaia* в нижнем подъярусе, *Dorsoplanitinae* и *Virgatitinae* — в среднем, *Kachpurites*, *Craspedites* и *Garniericeras* — в верхнем. В бореальных разрезах Сибири преобладают *Eosphinctoceras*, *Subdichotomoceras* и *Pectinatites* в нижнем подъярусе, специфичные *Dorsoplanitinae* — в среднем. Однако в Бореальной области по видовому и отчасти по родовому составу аммонитов обособляется ряд зональных подразделений средне- и верхневолжских отложений Приполярного Урала и Западной Сибири, Таймыра и низовьев р. Лены [9].

Сходное распределение зональных единиц отмечается и в низах мела — берриасе и валанжине. В целом зональные шкалы верхней юры, берриаса и валанжина наиболее детальные и по ним, несмотря на сравнительно узкое распространение ряда зон, возможно достаточно надежное сопоставление слоев на всей рассматриваемой территории.

По мере улучшения изученности разрезов и обработки палеонтологического материала уточнялись стратиграфические диапазоны значительного числа видов. Это позволило перейти к субзональному расчленению многих

интервалов разреза. Необходимо отметить, что выделение подзональных подразделений обусловлено не только повышением уровня изученности разрезов и фауны, но часто и совершенно определенными практическими требованиями. Так, детальное сопоставление мощных морских толщ берриаса и валанжина Западной Сибири может быть достигнуто исключительно путем создания субзональной шкалы, так как большая мощность зон дает возможность проводить лишь относительно грубую корреляцию. И, наоборот, широкие межрегиональные сопоставления часто становятся возможными только при наличии субзональных единиц. Например, положение нижней границы аалена в очень мощных толщах Северо-Востока и Дальнего Востока СССР было установлено благодаря прослеживанию слоев с *Pseudolioceras beyrichi* и т. п.

Обширные сборы и монографическое изучение белемнитов в настоящее время позволяют наметить и широкое распространение слоев с указанной группой фауны. Так, в верхах нижнего тоара выделяются слои с *Nannobelus pavlovi*, в байосе — слои с *Paramegateuthis parabajossicus*, в поздней юре в связи с биогеографической дифференциацией бассейнов отмечаются параллельные ассоциации белемнитов Бореальной и Суббореальной областей. В нижнем келловее выделяются слои с *Pachyteuthis tschernyschevi* (Бореальная область) и слои с *P. panderi* (Суббореальная область), в верхнем — соответственно слои с *Pachyteuthis bodylevskii* и слои с *Lagonibelus altdorfensis* в верхнем кимеридже — слои с *Cylindroteuthis septentrionalis* и слои с *Pachyteuthis troslayana*, в верхневолжском подъярусе — слои с *Pachyteuthis insignis* и слои с *Acroteuthis russiensis* и т. д.

Сравнительная редкость и высокий эндемизм среднеюрских бореальных аммонитов, почти полное отсутствие их в верхнеюрских отложениях Северо-Востока СССР и приуроченность в верхней юре Дальнего Востока лишь к отдельным участкам вызвали острую необходимость использования при детальном расчленении юры и некома других групп фауны, в первую очередь двустворчатых моллюсков,

Таблица 1

Схема расчленения верхнеюрских отложений по фораминиферам

Отдел	Ярус	Подъярус	Северная Сибирь	Северо-Восток СССР	Дальний Восток
Верхний	Келловейский	Верхний	M. vagt	M. vagt	M. bulunensis
		Средний	M. bulunensis	M. bulunensis	
		Нижний	M. kystatymensis	M. polaris M. kystatymensis	
Средний	Батский	Верхний	M. anabarensis	M. electus	?
		Средний	M. clinatus	M. clinatus	M. clinatus
		Нижний	M. lucifer	M. lucifer	M. lucifer
	Байосский	Верхний	M. menneri	M. menneri	M. jurensis
		Средний			
		Нижний			
Аалейский	Верхний	Верхний	M. elegans	M. elegans	M. obliquus
		Нижний		M. priscus	M. priscus

наиболее широко развитых в рассматриваемом интервале времени. Отдельные представители последних, обладая высокими темпами формообразования и будучи эврифаціальными, позволили создать достаточно детальные автономные шкалы.

В нижней юре намечается ряд четких уровней — слои с *Otapiria limaeformis* для верхнего синемюра, слои с *Eopecten viligaensis* и *Harpax* для верхнего плинсбаха. Несомненно перспективны для детального расчленения указанной части юрского разреза пектиниды, по которым уже сейчас установлены отдельные хорошо коррелируемые подразделения.

В средней юре Северной Сибири, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР первостепенное значение для стратификации отложений приобретают митилоцеры, повсеместно распространенные на этой территории.

Разработанные на их основе стратиграфические шкалы включают слои с последовательно смыкающимися во времени комплексами, которые следует рассматривать в качестве основы для выделения будущих митилоцеровых зон [12]. Установленные подразделения обычно отвечают по объему подъярусам, реже отдельным аммонитовым зонам, причем границы между стратонами в ряде случаев нерезкие из-за постепенной смены комплексов и наличия переходных форм.

Для перечисленных регионов выявлена в целом однотипная последовательность комплексов (табл. 1). Различия в шкалах, особенно в объеме одноименных стратонов, объясняются неодновременностью появления в этих регионах отдельных видов, недостаточной изученностью вертикального распространения тех или иных из них,

а также, хотя и незначительными, провинциальными различиями.

Появившиеся в начале раннего аалена на Дальнем Востоке первые митилоцерамы затем мигрировали к северу и северо-западу, где нижняя граница их распространения смещается соответственно в верхи нижнего аалена (Северо-Восток СССР) и в верхний аален (Северная Сибирь). Дальнейшее расселение митилоцеромов на этой территории происходило, по-видимому, более или менее синхронно.

Наиболее детальная иноцерамовая шкала, разработанная для Северо-Востока СССР, включает 10 стратон. Большинство из них может быть прослежено в Сибири и на Дальнем Востоке. Особо следует выделить слои с *Mytiloceras lucifer*, образующие в нижнем байосе реперный горизонт узкого возрастного диапазона, обеспечивающий самую широкую корреляцию как на востоке СССР, так и за его пределами, включая Аляску и Северную Канаду. Видимо, повсеместно распространены также слои с *M. clinatus*, хотя положение их верхней возрастной границы остается еще неопределенным. Вторым реперным горизонтом, вероятно, следует считать слои с *M. kystatymensis* в нижней части батского яруса. Невыдержанность их объема по простиранию связана, скорее всего, с недостаточной изученностью фаунистического комплекса этого подразделения.

В конце байоса и в батском веке на Дальнем Востоке происходили резкое обеднение видового состава и сокращение числа особей митилоцеромов, что не могло не отразиться на детальной расчлененности соответствующих отложений. В Сибири и на Северо-Востоке СССР, наоборот, этот временной интервал ознаменовался новой вспышкой видообразования, в связи с чем существует возможность дальнейшей детализации иноцерамовой шкалы данных регионов. Развитие рода *Mytiloceras* заканчивается в низах келловей, где в разрезах впервые появляются редкие бухиды.

Значительно более детальной является шкала верхней юры — неокома, разработанная по другой группе двусторчатых моллюсков — бухиям

(табл. 2). Наиболее дробная и полная бухиевая шкала, включающая 18 биостратонов, в том числе 12 бухиазон, разработана на разрезах Северной Сибири. Будучи создана параллельно с аммонитовой шкалой, она отличается надежной привязкой большинства установленных стратонов и может рассматриваться как стандартная шкала по бухиям для всего Бореального пояса. В соответствии с этим стандартом пересмотрены и разработаны бухиевые шкалы для центральной и северной частей Русской платформы и Западной Сибири [3].

Несколько иное содержание имеют бухиевые шкалы Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, включающие комплексные бухиазоны, определяемые двумя видами-индексами, что более точно отвечает естественным ассоциациям бухий и облегчает детальное сопоставление отложений. Бухиевые шкалы востока СССР намного хуже обеспечены аммонитовой основой и имеют лишь отдельные аммонитовые «реперы», чем и объясняются их определенная схематичность и условность границ большинства подразделений. Тем не менее эти шкалы хорошо согласуются с сибирской шкалой, так как последовательность бухий в разрезах указанных регионов достаточно близкая [10].

Большинство бухиазон хорошо прослеживается на всей площади развития бореальных отложений в пределах СССР. Среди них могут быть отмечены по крайней мере три реперных уровня — раннекемериджский (по преобладанию *B. concentrica*), основание берриаса (по господству *B. okensis*) и ранневаланжинский (благодаря обилию *B. keyserlingi*). Достаточно надежна корреляция отложений среднего — верхнего оксфорда по ассоциации *Praebuchia lata* — *Buchia concentrica*, средневожских — по господству *B. russiensis*, верхневаланжинских (?) — основания готерива — по ассоциации *B. sublaevis* — *B. crassicolis*.

Главные различия в составе бухиевых комплексов устанавливаются в волжском ярусе и берриасе. При этом бухиастратоны данного уровня востока СССР лучше увязываются с соответствующими подразделениями бухиевой шкалы центральных районов Русской

Таблица 2
Схема расчленения верхнеюрских и неомских отложений по бухиям

Отдел	Ярус	Под-ярус	Европейская часть СССР			Западная Сибирь	Северная Сибирь	Северо-Восток СССР	Дальний Восток
			Центральная часть	Бассейн р. Печоры	?				
Верхняя юра	Келловей	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	?		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Оксфорд	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Киммеридж	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Волжский	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
Нижняя юра	Келловей	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Оксфорд	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Киммеридж	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		
	Волжский	Верхний	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. sublaevis</i>		<i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>	<i>B. crassicolis</i> — <i>B. sublaevis</i>
		Средний	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. keyserlingi</i>		<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. sublaevis</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. crassa</i>	<i>B. inflata</i> — <i>B. keyserlingi</i>
		Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>B. inflata</i>		<i>B. inflata</i>	<i>B. keyserlingi</i>		

Таблица 3

Схема расчленения верхнеюрских отложений по фораминиферам

Отдел	Ярус	Подъярус	Европейская часть СССР	Сибирь
Верхний	Волжский	Верхний	<i>Lenticulina münsteri</i>	<i>Ammodiscus veteranus</i> и <i>Evolutinella emeljancevi</i>
			<i>Astacolus aquilonicus</i> и <i>Marginulina impropria</i>	
			<i>Placopsillina</i> sp. n. и <i>Astacolus polyhymnis</i>	
	Средний		<i>Spirofrondicularia rhaudogonioides</i>	<i>Dorothia tortuosa</i> и <i>Spiroplectamina vicinalis</i>
			<i>Lenticulina ponderasa</i> и <i>Saracenaria pravoslavlevi</i>	
	Нижний		<i>Pseudolamarckina bieleckae</i> и <i>Lenticulina undorica</i>	Слои с <i>Pseudolamarckina voliaensis</i>
	Кимеридж	Верхний	<i>Pseudolamarckina pseudorjasanensis</i> и <i>Haplophragmium monstratus</i>	<i>Pseudolamarckina lopsiensis</i>
		Нижний	<i>Lenticulina kuznetsovae</i> и <i>Epistomina praetariensis</i>	<i>Haplophragmoides canuiformis</i> и <i>Ceratocancris ambitiosus</i>
	Оксфорд	Верхний	<i>Lenticulina russiensis</i> и <i>Epistomina uhligi</i>	<i>Recurvoides disputabilis disputabilis</i>
		Средний	<i>Ophtalmidium strumosum</i> и <i>Lenticulina brestica</i>	<i>Trochammina oxfordiana</i> и <i>Tolypammina svetlanae</i>
		Нижний	<i>Ophtalmidium sagittum</i> и <i>Epistomina volgensis</i>	<i>Ammobaculites tobolskensis</i> и <i>Trochammina oxfordiana</i>
	Келловей	Верхний	<i>Lenticulina tumida</i> и <i>Epistomina elschakaensis</i>	Слои с <i>Ceratolamarckina taimyrensis</i>
		Средний	<i>Lenticulina cultriformis</i> и <i>L. pseudocrassa</i>	<i>Dorothia insperata</i>
				<i>Trochammina rostovcevi</i>
				Слои с <i>Ammobaculites igrimensis</i>
		Нижний	<i>Haplophragmoides infracalviensis</i> и <i>Guttulina tatariensis</i>	Слои с <i>Lingulina deliciolae</i>
				Слои с <i>Recurvoides singularis</i> и <i>Dorothia insperata</i>
		Нижний	<i>Haplophragmoides infracalviensis</i> и <i>Guttulina tatariensis</i>	Слои с <i>Haplophragmoides memorabilis</i> и <i>Ammobaculites borealis</i>
				Слои с <i>Ammodiscus pseudoinfinus</i> и <i>Riyadhella sibirica</i>

платформы, тогда как Северная Сибирь, отчасти Западная Сибирь и бассейн р. Печоры характеризуются несколько иным набором волжско-берриасских бухий. Обусловлено ли это провинциальными отличиями, разной степенью изученности бухий или несо-

гласованностью вопросов номенклатуры, пока неясно.

Важное значение бухиазон заключается также и в том, что с их помощью возможна прямая корреляция бореальных и субтетических разрезов в ряду важнейших стратиграфических

уровней в волжском ярусе, берриасе и валанжине. А это в конечном итоге будет способствовать решению проблем о возможности корреляции ярусов, пограничных между юрой и мелом, и о положении юрско-меловой границы. Основание меловой системы наиболее предпочтительно совместить с подошвой бухиазоны *okensis* s. stricto.

Для сопоставления разрезов закрытых территорий особенно важна микрофауна, и в первую очередь фораминиферы. Эта группа в бореальных бассейнах представлена практически только бентосными формами. Фораминиферы встречаются в двух палеогеографических областях — Бореальной и Суббореальной, где их систематический состав существенно различен. Это, естественно, отражается и на количестве устанавливаемых стратонов. Так, в верхней юре (табл. 3) европейской части СССР выделяются 14, а на территории Сибири — 12 фораминиферовых зон [1].

Разнообразие фаунальных обстановок в пределах одного бассейна обуславливает изменение, иногда весьма значительное, систематического состава разновозрастных сообществ. Например, в нижнем кимеридже бассейна р. Печоры в алевроитовых фациях (р. Адзья) комплекс фораминифер включает виды с агглютинированной стенкой раковин, а в глинистых отложениях (Притиманье) присутствуют преимущественно секреционные виды. В Московской синеклизе установленный в глинах нижнего кимериджа богатый комплекс фораминифер содержит только секреционные формы. Сравнение разновозрастных ассоциаций осуществляется на основании сходства их видового состава, что показано на примере раннекимериджских комплексов Московской синеклизы и Притиманья, имеющих более половины общих видов, в том числе общих видов-индексов. В тех же случаях, когда эти сообщества не содержат общих видов, их корреляция проводится по другим группам фауны (аммонитам и радиоляриям). С помощью радиолярий, например, были сопоставлены резко различные в систематическом отношении раннекимериджские комплексы бассейна р. Печоры.

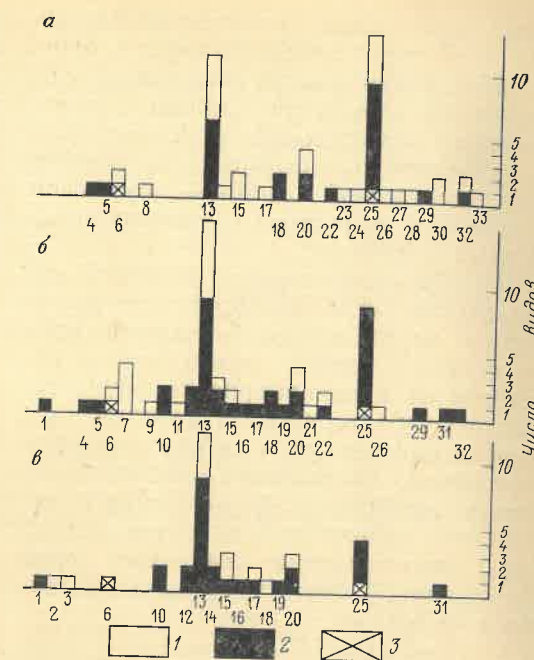


Рис. 4. Диаграмма распределения фораминифер в отложениях нижнего оксфорда Русской платформы (зона *Ophtalmidium sagittum* и *Epistomina volgensis*)

Регионы: а — Прибалтика, б — Костромская область, в — Мангышлак; 1 — роды, распространенные в данном регионе; 2 — роды, общие для указанных регионов; 3 — виды-индексы: 1 — *Textularia*, 2 — *Verneulinoides*, 3 — *Paleogaudryina*, 4 — *Nubeculinella*, 5 — *Ortella*, 6 — *Ophtalmidium*, 7 — *Nodosaria*, 8 — *Tristix*, 9 — *Lingulina*, 10 — *Ichthyolaria*, 11 — *Geinitzina*, 12 — *Bojarkaella*, 13 — *Lenticulina*, 14 — *Astacolus*, 15 — *Planularia*, 16 — *Falsopalmula*, 17 — *Saracenaria*, 18 — *Marginulinopsis*, 19 — *Marginulina*, 20 — *Citharina*, 21 — *Ramulina*, 22 — *Pseudolamarckina*, 23 — *Ceratolamarckina*, 24 — *Paulina*, 25 — *Epistomina*, 26 — *Epistominina*, 27 — *Epistominoides*, 28 — *Rectoepistominoides*, 29 — *Spirillina*, 30 — *Conicospirillina*, 31 — *Miliospirilla*, 32 — *Trocholita*, 33 — *Globuligerina*

Однако выделяются уровни, на которых систематический состав сообществ выдерживается по всей площади бассейна. Так, например, раннеоксфордская фораминиферовая зона *Ophtalmidium sagittum* и *Epistomina volgensis* обнаруживает удивительное постоянство состава фаунистического комплекса от Прибалтики до Мангышлака (рис. 4).

В позднеюрских сообществах севера СССР выделяются три группы видов фораминифер — суббореальные, собственно бореальные и тетические (последние в Сибири отсутствуют). Знание этих групп видов и возможность определения их в сообществах различных бассейнов позволяют проводить широкие сопоставления. Например, по присутствию в кимеридж-

ских и волжских сообществах бассейна р. Печоры суббореальных и бореальных видов можно сопоставить с помощью комплексы Сибири с комплексами центральных и южных частей Русской платформы, а по элементам тетической фауны — комплексы Русской платформы с сообществами Крыма и Кавказа.

В заключение следует отметить, что детальные стратиграфо-палеонтологические исследования бореальной юры и неокома дают возможность, несмотря на неравномерность фаунистической характеристики разрезов, биостратиграфическую дифференциацию бассейнов, присутствие значительного числа эндемичных форм, создать достаточно надежную основу для детального сопоставления осадочных серий на обширной территории севера и востока СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Ред. А. А. Григалис. Вильнюс: Моклас, 1982.
2. Веренинова Т. А., Яковлева С. П. О распространении морских нижнеюрских отложений на севере Западной Сибири. — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1174—1177.
3. Захаров В. А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981.
4. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Западной Сибири/М. С. Месежников, В. А. Захаров, Ю. В. Брадучан и др. — Геология и геофизика, 1984, № 8, с. 40—52.
5. Зоны юрской системы в СССР. Редактор Г. Я. Крымгольц. Л.: Наука, 1982. (МСК СССР, т. 10).

УДК 551.263.1 : 551.732/733 (571.53/55)

В. Л. КОЛЕСНИКОВ, В. П. КОРЧАГИН (ВостСибНИИГГиМС)

Осадочные формации верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы

Под термином «геологические осадочные формации» нами понимаются определенные сообщества осадочных горных пород, имеющие объем не более свиты, широкое распространение, четкие границы и характерное внутреннее строение (взаимоотношение слоев, образующих формационное тело) [3]. В качестве более крупных единиц, чем геологическая формация, принимаются семейства формаций, формационные ряды и т. д. Семейства формаций состоят в основном из двух—трех формаций и соответствуют определенным фазам

6. Князев В. Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. М.: Наука, 1975. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 275).
7. Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия байоса—бата Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 153).
8. Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей Сибири. М.: Наука, 1977. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 356).
9. Месежников М. С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984.
10. Паракецов К. В. Проблема зонального расчленения верхней юры, нижнего мела Северо-Востока СССР по бухиям. — В кн.: Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, с. 91—106.
11. Полуботко И. В., Репин Ю. С. Взаимоотношение нижней и средней юры на Северо-Востоке СССР. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 35—43.
12. Полуботко И. В., Сей И. И. Расчленение среднеюрских отложений восточной части СССР по митилоцерамидам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 63—70.
13. Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 285).
14. Сей И. И., Калачева Е. Д. Об инвазии тетических аммонитов в бореальные позднеюрские бассейны Востока СССР. — В кн.: Мезозой Советской Арктики. Новосибирск, 1983, с. 61—72. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 555).
15. Современные представления о развитии фауны и зональной стратиграфии юры неокома Бореального пояса/В. Н. Сакс, В. А. Захаров, С. В. Меледина и др. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 9—25.
16. Стратиграфия юрской системы севера СССР. Под ред. В. Н. Сакс. М.: Наука, 1976.

тектонно-седиментационного цикла. Их классически обычно четыре, и объединяются они в вертикальные ряды формаций, отвечающие одному тектоно-седиментационному циклу.

Изучение рядов формаций, как известно, составляет основу тектонического анализа. Именно выделение и прослеживание рядов формаций дает более полное представление об истории развития чехла платформы, раскрывая особенности ее тектонического строения во времени и пространстве. Ниже рассматривается только один вертикальный ряд

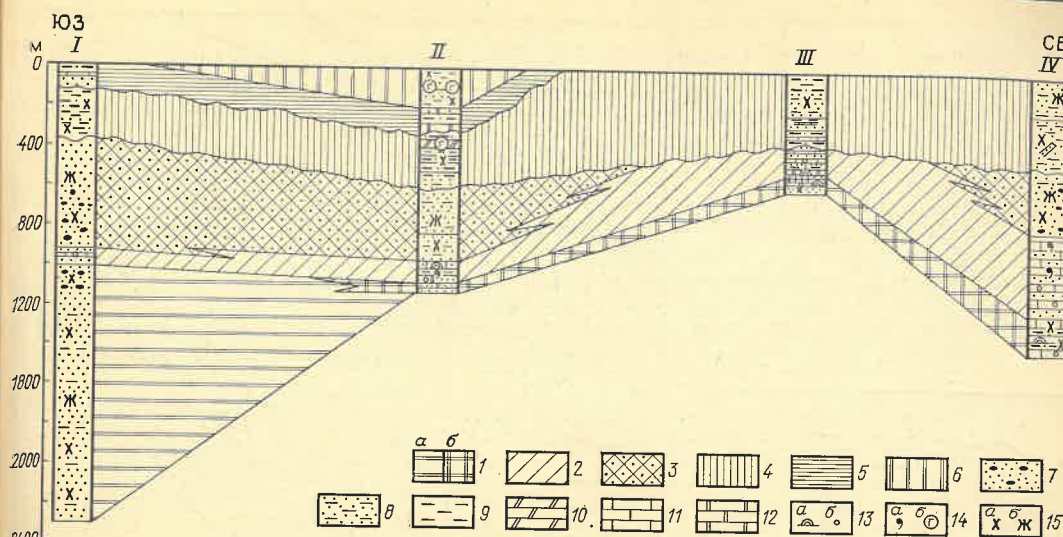


Рис. 1. Взаимоотношения по разрезу формаций верхнего кембрия — нижнего силура. Разрезы (район): I — Присянье (Чуно-Тасеевский); II — р. Ангара (Братский), III — р. Лена (Устькутско-Киренский), IV — Прибайкалье (Минья-Чайский); формации: 1 — пестроцветная терригенная (а), карбонатно-терригенная (б) позднекембрийские, 2 — глауконитовая карбонатно-песчаная раннеордовикская, 3 — красноцветная песчано-глинистая и кварцево-песчаная раннего ордовика; 4 — семейство

формаций, охватывающий верхний кембрий — нижний силур. Этот разрез осадочного чехла юга Сибирской платформы менее изучен с точки зрения формаций, поскольку на значительной территории юга платформы верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения отсутствуют.

В породах верхнего кембрия — нижнего силура нами выделены следующие семейства осадочных формаций: пестроцветной терригенной и пестроцветной, реже сероцветной, карбонатно-терригенной (илгинская свита верхнего кембрия), терригенно-карбонатных (устькутская, ийская, бадарановская и суринская свиты нижнего ордовика), сероцветная терригенно-доломитовая, пестроцветные глинисто-алевролитовая и алевритово-карбонатная (лландоверей) и морская карбонатная венлока (рис. 1).

Семейство позднекембрийских пестроцветной, реже сероцветной, карбонатно-терригенной и пестроцветной терригенной формаций неоднородно по вещественному составу: первая представлена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, водорослевых известняков и доломитов, вторая — полимиктовыми конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Позднекембрийская эпоха в истории развития платформы занимает особое место — с ней связана крупная структурно-тектоническая перестройка складчатого обрамления, развивавшаяся в своеобразии формационного состава осадков. Верхнекембрийские отложения, выделенные в объеме илгинской свиты, позволяют несколько иначе рассматривать историю

пестроцветных песчано-глинистых формаций среднего—позднего ордовика, 5 — сероцветная терригенно-доломитовая лландоверей; 6 — пестроцветная глинисто-алевролитовая лландоверей; породы (на колонках), 7 — грубозернистые песчано-конгломератовые, 8 — песчано-алевролитовые, 9 — глинистые, 10 — мергелистые, 11 — известковые, 12 — доломитовые, 13 — строматолитовые (а) и оолитовые (б), 14 — глауконитовые (а) и гипсоносные (б), 15 — пестроцветные (а) и красноцветные (б).

развития юга Сибирской платформы и взаимосвязь последней с сопряженными складчатыми структурами.

Осадкообразование в позднекембрийскую эпоху, происходившее в условиях аридного климата, определялось тектоническими движениями. Они играли ведущую роль в создании морфологии рельефа дна областей осадконакопления, которая обусловила всю пестроту фациального состава отложений верхнего кембрия. Зоны максимальных поднятий и области сноса сопровождалась возникновением устойчиво развивавшихся предгорных прогибов, где накапливалась основная масса обломочного материала мощностью 1500 м. Терригенно-известковые породы локализовались в достаточно подвижных краевых зонах шельфа, амплитуда опускания которых достигала 600 м. Внутренняя область шельфа, сложенная исключительно доломитовыми фациями, была наиболее стабильной. Максимальная мощность отложений верхнего кембрия не превышала здесь 100 м (рис. 2).

Рассматриваемая эпоха ознаменовалась началом трансгрессии позднекембрийского эпиконтинентального моря на верхоленскую прибрежную равнину. Границы области седиментации переместились в сторону горного обрамления, которое приобрело более резкие формы с образованием вдоль подножий компенсационных предгорных прогибов, выполненных грубыми терригенными осадками. В морском бассейне возникали и устойчиво развивались краевая и внутренняя зоны шельфа с типичным для каждой из них набором фаций. В краевой зоне были широко распространены фации опресненного прибрежно-морского мелководья и отмели, рифовые об-

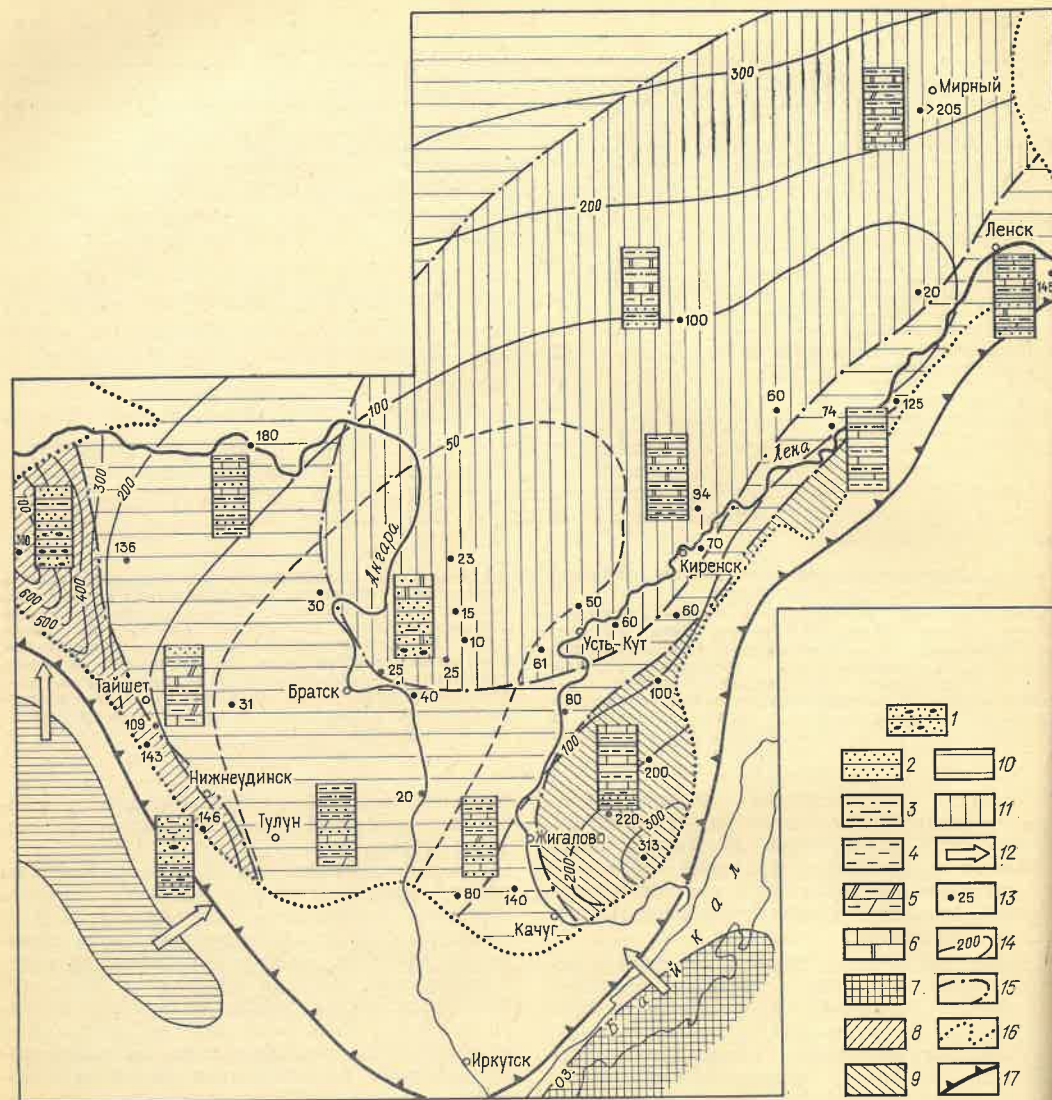


Рис. 2. Схематическая палеогеографическая карта (илгинское время)

Породы (на колонках): 1 — конгломераты, песчаники с галькой, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — мергели доломитовые и известковые, 6 — известняки и доломиты; 7 — области размытия изверженных, метаморфических и осадочных пород; 8-11 — зоны накопления осадков: 8 — терригенных и бассейна нормальной солености, 9 — из-

разования и отложения нормально-соленого морского бассейна.

Глубина моря в краевой зоне шельфа не превышала 80—100 м. Характерная особенность последней — известняковый состав пород, присутствие аутигенного глауконита, появление фауны трилобитов и значительное развитие меденосных фаций [1]. Внутренняя зона шельфа, приуроченная к стабильной области платформы, была сложена исключительно доломитовыми фациями и отличалась малыми глубинами, небольшими мощностями осадков, иногда их сероцветной окраской. Основная масса терригенного материала в ука-

вестково-терригенных. 10 — карбонатно-терригенных бассейна временами с повышенной соленостью; 11 — доломитово-терригенных бассейна с повышенной соленостью; 12 — направление главного сноса обломочного материала; 13 — местоположение разрывов (цифры — мощность отложений, м); 14 — изопахиты, м; 15-17 — границы: 15 — фациальных зон, 16 — современного распространения отложений, 17 — Сибирской платформы

занную эпоху поступала с Саяно-Енисейской области питания. Транспортировка его в бассейне осадконакопления осуществлялась системой постоянных и ветровых течений, направленных в основном с запада и юго-запада на восток и северо-восток.

Семейство терригенно-карбонатных формаций раннего ордовика включает глауконитовую карбонатно-песчаниковую формацию (устькутская свита O_{uk}), состоящую из доломитов, карбонатных песчаников и известняков с прослоями алевролитов, мергелей, аргиллитов. В верхней части устькутской свиты встречаются прослои и линзы плоско-

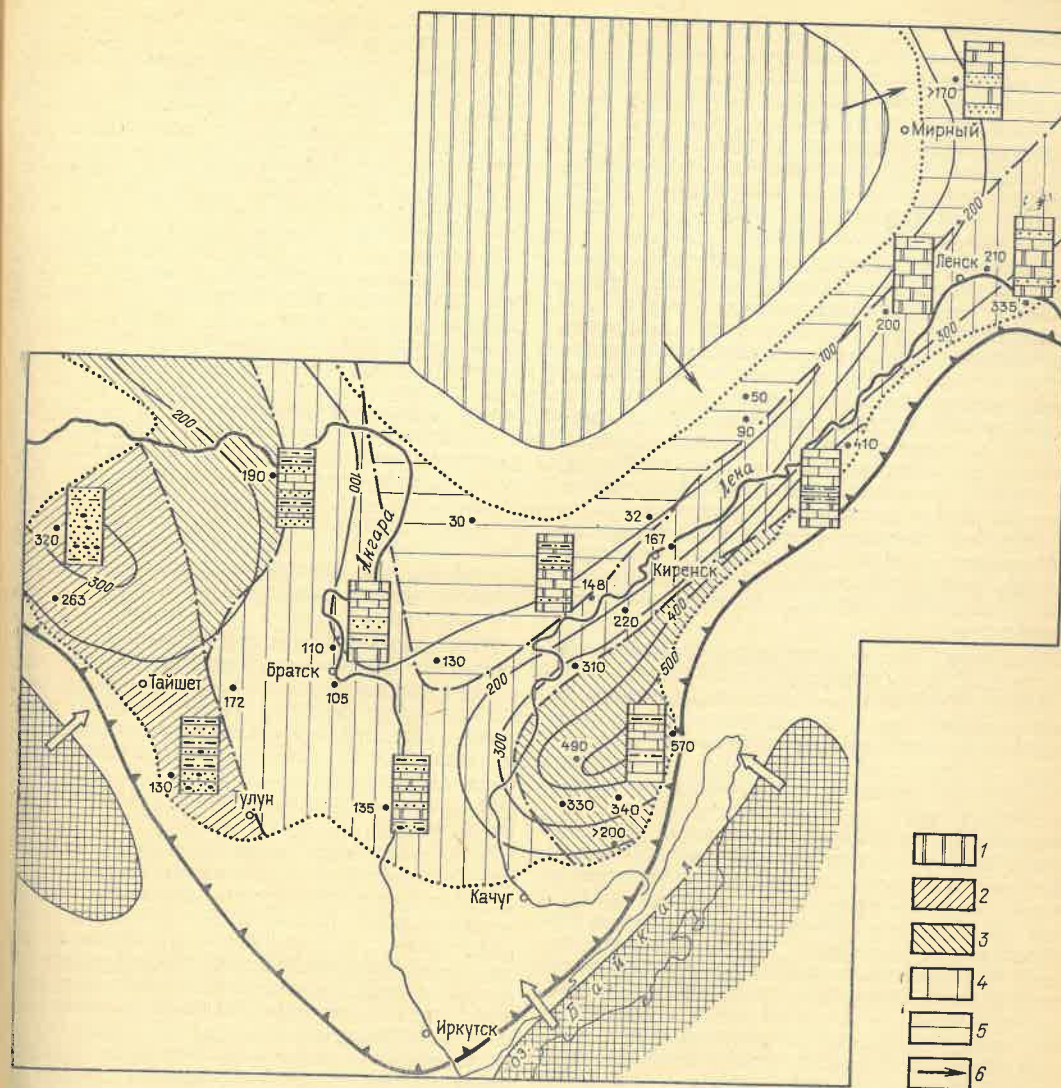


Рис. 3. Схематическая палеогеографическая карта (устькутское время)

1 — области размытия осадочных пород (Катангско-Ботуобинская островная суша), 2-5 — зоны накопления осадков: 2 — терригенных и 3 — известково-терригенных бассейна нормальной солености, 4 — тер-

ригенно-карбонатных бассейна с колебанием солености от нормальной до повышенной, 5 — терригенно-доломитовых бассейна с повышенной соленостью; 6 — направление второстепенного сноса обломочного материала; остальные усл. обозн. см. рис. 2

лечных конгломератов. Среди известняков и доломитов широко развиты водорослевые и оолитовые разности. Окраска пород серая, желтовато-серая и пестроцветная. Мощность свиты достигает 350—400 м, в бассейне р. Пелудуя она сокращается до 40—80 м, а в нижнем течении р. Непы, верховьях р. Нижней Тунгуски (на меридиональном участке), р. Чоны отложения данной формации вообще отсутствуют (рис. 3). Другие члены этого семейства — красноцветная молассоидная, песчано-глинистая (ийская свита O_{is}) и кварцево-песчаная (бадарановская свита O_{bd}) формации.

Породы вышележащего чуньского надгоризонта состоят в основном из песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов, водо-

рослевых и оолитовых известняков, доломитов и конгломератов. Мощность надгоризонта меняется от 0 до 1000—1200 м (Присянье), а во внутреннем поле Иркутского амфитеатра сокращается до 100 м за счет размытия бадарановской и частично ийской свит. Общая мощность нижнеордовикских отложений достигает 1500 м.

Анализ фаций и мощностей раннего ордовика Сибирской платформы указывает на существование на данной территории в это время эпиконтинентального морского бассейна, ограниченного с северо-востока Анабарской сушей, с востока — Алданской, с юго-востока — Прибайкальской, а с запада — Приенисейской. Анабарская и Алданская суши, сложенные терригенно-карбонатными и карбо-

натными толщами, были сравнительно низкими и не поставляли сколько-нибудь значительных масс терригенного материала в раннеордовикский бассейн Сибирской платформы. Основными источниками сноса служили Прибайкальская, Приенисейская и Присянская суши, образованные изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Рельеф последних был сравнительно высоким и достаточно расчлененным.

На территории Иркутского амфитеатра преобладал режим мелководного шельфа. В центральной части бассейна соленость вод временами повышалась и происходило накопление доломитовых илов, иногда с примесью ангидритов и гипса. В Присянской и Прибайкальской зонах бассейна соленость оставалась нормальной, местами, возможно, и понижалась (в разрезах здесь отсутствуют гипсы, ангидриты, глинтморфозы по каменной соли, а также отмечаются повышенные содержания известняков и сокращенные мощности доломитов). В нижнем течении р. Ангара, где отлагались терригенные осадки и известковистые илы с морской фауной, существовал мелководный морской бассейн нормальной солености.

Основная масса терригенного материала поступала в седиментационный бассейн Иркутского амфитеатра с юго-запада, запада и юго-востока, что доказывается характером изменения песчаности отложений устькутского надгоризонта. На крайнем юго-востоке (истоки р. Киренги) и юго-западе (бассейн р. Усолки) располагаются зоны развития разнотерригенных песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов, грубообломочный материал которых представлен галькой кварцитов, зеленокаменных эффузивов, кварцевых диабазов и осадочных пород. Состав и характер обломочного материала свидетельствуют о том, что массивы суши, окаймляющие морской бассейн Иркутского амфитеатра с запада, юго-запада и юго-востока, были сложены как изверженными и метаморфическими, так и осадочными породами, а их рельеф был достаточно высоким и расчлененным.

Повышенное содержание в песчанниках устькутского надгоризонта в истоках р. Нижней Тунгуски гальки осадочных пород и обломочных зерен карбонатов, не встречающихся в песчанниках центральных районов Иркутского амфитеатра, а также резкое сокращение мощности отложений до полного их выклинивания в бассейне р. Непы указывают на существование в северной части Иркутского бассейна в истоках рек Подкаменной и Нижней Тунгуски островной Катангско-Ботуобинской суши [4]. В отличие от южных гористых суши, последняя была сложена осадочными породами и имела низкий рельеф, а поступление с нее терригенного материала было незначительным. Исследования последних лет на междуречье Большой и Малой Ботуобии также свидетельствуют об отсутствии здесь нижеордовикских отложений. Закартированные ранее в данном районе поля их развития по находкам фауны кураписов оказались верхнекембрийскими. Породы нижнего ордовика не установлены пока и в ксенолитах алмазных трубок взрыва.

Все это подтверждает правомерность выделения в раннем ордовике Катангско-Ботуобинской суши, северо-восточная окраина которой включала, вероятно, бассейны рек Чоны, Большой Ботуобии и правобережья р. Вилюя. Заведомо нижеордовикские песчано-доломитовые осадки с глауконитом распространены в среднем течении р. Морьки, на северо-западном борту Ыгыаттинской впадины и в бассейне р. Нюи.

В районе р. Лены наиболее глубоководная и удаленная от источников сноса часть бассейна находилась на участке от устья р. Вилюя до устья р. Молбо, где устькутский надгоризонт представлен в основном доломитами и известняками с фауной. Более мелководная зона с повышенной соленостью вод располагалась в бассейне рек Нюи, Пеледуя, Ичеры, о чем свидетельствует высокое содержание в разрезе доломитов с обилием песчаных пород, плоскогалецных конгломератов, строматолитов, с угнетенной фауной брахиопод. В районе рек Кунермы, Чаи и Чечуя морской бассейн временами испытывал крайнее обмеление, что доказывается наличием знаковых рья и трещин усыхания на плоскостях наложения пород.

Повышенное содержание в разрезе перечисленных районов косослоистых песчаников с плохоокатанным и слабоотсортированным псаммитовым материалом обусловлено близостью областей сноса. С севера в седиментационный бассейн поступал полевошпатово-карбонатно-кварцевый обломочный материал, а с юго-востока — преимущественно полевошпатово-кварцевый.

Начало чуньского времени также ознаменовалось кратковременной трансгрессией, хотя в целом морской бассейн оставался крайне мелководным. Катангско-Ботуобинская суша, отделявшая в устькутское время северную часть морского бассейна Сибирской платформы от южной, очевидно увеличивалась в размере, хотя ее рельеф оставался по-прежнему низким. Прибрежно-мелководные фации чуньского времени развиты в Присянье и Прибайкалье, где в составе чуньского надгоризонта наряду с грубозернистыми песчанниками значительную роль играют гравелиты и конгломераты. Соленость вод в районах, прилегающих к Восточно-Саянскому и Байкальскому нагорьям, была пониженной за счет поступления с них пресных вод. Рельеф в чуньское время были значительно выше по сравнению с устькутским временем, что подтверждается широким развитием в прилегающих районах конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Источники сноса, поставившие обломочный материал в чуньский морской бассейн, располагались там же, где и в устькутское время.

В позднечуньское время морской бассейн медленно сокращался, расширялись области денудации. Это особенно четко фиксируется во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, где полностью отсутствует бадарановская свита. С данным временем связано накопление терригенных и карбонатно-терригенных отложений верхов чуньского надгоризонта (бадарановская и верхняя часть суринской свиты).

Семейство пестроцветных песчано-глинистых формаций (средний — поздний ордовик) образовано пестроцветной морской песчано-глинистой (мамырская O_2mt и кривоуцкая O_2kr свиты), пестроцветной глинисто-песчаной аллохтонной (чертовская свита O_2cr) и красноцветной глинисто-песчаной аллохтонной (братская O_2-zbr и нарьянгинская O_2-zn свиты) формациями. Наматывшееся к концу раннеордовикской эпохи обмеление бассейна постепенно приводило к кратковременному перерыву в осадконакоплении и размыву накопившихся осадков. Началу среднего ордовика соответствует кратковременная трансгрессия моря. Затем бассейн обмелел, о чем свидетельствуют знаки рья, трещины усыхания и др. В это время происходило накопление аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей пестрой окраски, продолжавшееся до конца ордовика. В разрезе встречаются прослои известняков с фауной. Мощность отложений среднего — верхнего ордовика во внутреннем поле Иркутского амфитеатра 160—180 м, а в Присянье увеличивается в 2—3 раза.

В Нюйско-Джербинской и Березовской впадинах разрез становится более карбонатным, здесь чаще встречаются прослои ракушечников, оолитовых известняков с фауной, а в основании среднего ордовика — плоскогалецные известняковые конгломераты. Мощность пород среднего — верхнего ордовика в центральной части впадин 300—320 м, на бортах сокращается до 150 м.

Отложения верхнего ордовика в изученных разрезах окраины Сибирской платформы, очевидно, представлены неполностью. Вероятно, в конце ордовика вновь произошел перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом накопившихся осадков верхов ордовика и продолжавшийся в начале силура. Семейства сероцветной терригенно-доломитовой (кежемская S_1kr и мелчанская S_1ml свиты), пестроцветных глинисто-алевролитовой (ярская свита S_1ja) и алевроитово-карбонатной (утаканская свита S_1ut), карбонатной (нюйская свита S_1ns) формаций раннего силура венчают раннепалеозойский формационный комплекс. Общая мощность терригенных и карбонатно-терригенных отложений нижнего силура на западе Иркутского амфитеатра превышает 300—320 м, в Нюйско-Джербинской впадине составляет 400 м и в Березовской 500 м. Породы нижнего силура, пользовавшиеся значительным распространением в юге Сибирской платформы, в результате эрозии эродированы и сохранились в настоящее время лишь в наиболее прогнутых частях Ангарско-Илимского (Присяно-Енисейской) синеклизы, Нюйско-Джербинской и Березовской впадин. Отложения различных горизонтов лlandoверии залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах верхов ордовика.

Сероцветная терригенно-доломитовая формация в Присянье и Ангарско-Илимском районе представлена кежемской свитой кварцевых песчаников и серых, реже пестроокрашенных аргиллитов, алевролитов, доломитов (в Присянье — известняков). Породы содержат фауну лlandoверии. Мощность

свиты с запада на восток уменьшается от 120 до 40 м. В Нюйско-Джербинской и Березовской впадинах эта формация сложена доломитами, в верхней части известковистыми, алевроитовыми и глинистыми, с прослоями зелено-серых, реже красноцветных мергелей, алевролитов, аргиллитов, песчаников, редко известняков. В них также присутствует фауна лlandoверийского яруса. Мощность пород соответственно 160 и 200 м.

Пестроцветная глинисто-алевроитовая (ярская свита S_1ja) и алевроитово-карбонатная (утаканская свита S_1ut) формации позднего лlandoверии развиты соответственно в Присянье и Ангарско-Илимском районе, в Нюйско-Джербинской и Березовской впадинах. В составе ярской свиты мощностью до 200 м преобладают пестроцветные аргиллиты и алевролиты, встречаются прослои песчаников, иногда маломощные прослои гипса. Фауна не обнаружена. В Нюйско-Джербинской и Березовской впадинах пестроцветные отложения утаканской свиты представлены алевролитами, мергелями, глинистыми и алевроитовыми известняками, доломитами. Отмечается загипсованность пород. Их пестрая окраска выражена чередованием прослоев лилово-красного, желтого, розового, зеленого, голубоватого и серого цвета. Фауна разнообразна. Мощность свиты до 200 м.

В целом пестроцветная формация позднего лlandoверии образовалась в мелководном лагунно-морском бассейне в условиях аридного климата.

Преимущественно сероцветная карбонатная формация (нюйская свита S_1ns) венлока завершает разрез нижнесилурийских отложений. Венлок распространен весьма ограниченно и приурочен исключительно к центральным частям Нюйско-Джербинской и Березовской впадин. Нюйская свита сложена известняками серого и желтого цвета, иногда с зеленоватым и розоватым оттенком, среди которых встречаются глинистые, органогенно-обломочные и водорослевые разности, отмечены прослои серых доломитов, известковистых конгломератов, голубоватых и красноватых известковистых алевролитов. Фауна венлока обнаружена в органогенно-обломочных известняках. Мощность пород 100—120 м.

В раннесилурийскую эпоху произошло погружение обширной территории Сибирской платформы, хотя отложения нижнего силура сохранились лишь в отдельных разрозненных и наиболее прогнутых участках. О широком распространении нижнего силура свидетельствует наличие ксенолитов силурийских пород в кимберлитовых трубках взрыва, расположенных в Ботуобинской седловине среди кембрийских образований. В дальнейшем породы нижнего силура были эродированы.

Рассматриваемые отложения накапливались в обширном эпиконтинентальном морском бассейне в условиях теплого аридного климата. В начале лlandoверийского века в Нюйско-Джербинской впадине существовала полузамкнутая лагуна, где в осадок выпадали глинисто-доломитовые илы и гипсы. В конце лlandoверии и в венлокский век условия полузамкнутой лагуны сменились условиями открытого моря, богатого различными орга-

низмами. В поздневенлокское время бассейн стал мелеть (появились доломиты и известковые конгломераты), вероятно, в связи с постепенным замыканием впадины и отступлением моря в северо-восточном направлении.

Таким образом, исследованная территория в течение позднего кембрия — раннего силура испытывала в целом медленные отрицательные движения и служила областью накопления лагунно-морских осадков. В указанное время продолжал формироваться плитный комплекс Сибирской платформы. В конце раннеордовикской эпохи произошел подъем большей части региона, что привело к перерыву в осадконакоплении. Об этом свидетельствует частичное или полное отсутствие чуньского надгоризонта. Выпадение из разреза верхов ордовика служит доказательством того, что в позднем ордовике вновь произошел перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом ордовикских отложений и захвативший начало раннего силура.

Широко развитые ранее породы нижнего силура были эродированы в результате поднятия Сибирской платформы и сохранились лишь в наиболее прогнутых частях крупных впадин. Преобладание терригенных образований в разрезе среднего — верхнего кембрия и ордовика указывает на близость суши, находившейся во внутренних частях Байкальской геосинклинали, которая с конца раннего силура была сушей.

Установленный вертикальный ряд формаций охватывает разрез осадочного чехла южной части Сибирской платформы от верхнего кембрия до нижнего силура включительно. Этот формационный ряд содержит перерывы и стратиграфические несогласия на нескольких уровнях внутри ордовикских отложений, которые распространены как локально, так и регионально, отражая повышенную тектоническую активность платформы в ордовикском периоде. Общая мощность ряда формаций изменяется от 0,6 до 3,0 км и на большей части территории составляет 0,9—1,1 км.

Структурный план различных горизонтов нижнего палеозоя не претерпел существенных изменений по разрезу, исключая локальные осложнения за счет внедрения трапповых интрузий и перераспределения соленосных масс. В целом дислокации нижнепалеозойских горизонтов, исключая краевые и приразломные зоны, имеют типично платформенный характер с углами падения пород на крыльях пли-

кативных структур до 1—3°, изредка с более крутым наклоном дизъюнктивных нарушений и преобладанием по ним вертикальных перемещений. Амплитуды дислокаций, судя по данным сейсморазведки и глубокого бурения вниз по разрезу довольно часто возрастают. Общее воздымание территории Сибирской платформы в конце раннего силура сопровождалось дальнейшим развитием глубинных разломов и частичным внедрением силлов основных пород в толщу нижнего кембрия. Затем окончательно установился континентальный режим, в течение которого менялись только климат и источники сноса.

В заключение отметим, что выделенные осадочные формации различаются по литологическому составу, ритмичности разреза, рудоносности и представляют собой образования разных морских бассейнов. По генезису они разделяются на морские, прибрежно-морские и лагунные. При выделении и классификации осадочных формаций учтены тектоническая и физико-географическая (в первую очередь климатическая) обстановки их образования. Возраст формаций соответствует принятому в настоящее время возрасту пород верхнего кембрия, ордовика и силура, установленному по фауне [4]. Описанные формации могут быть использованы при дальнейшей корреляции верхних стратиграфических горизонтов осадочного чехла южной части Сибирской платформы и при составлении легенд к государственным геологическим картам крупного масштаба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жарков М. А., Скрипин А. И. Верхнекембрийские отложения юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1971.
2. К истории геологического развития Сибирской платформы в раннем ордовике. С. А. Князев, В. И. Бгатов, В. И. Бондарев и др. — В кн.: Палеогеография позднетерозойских и палеозойских бассейнов Сибирской платформы. Л., 1975, с. 96—120.
3. Корчагин В. П. Вертикальные ряды осадочных формаций южной части Сибирской платформы. Деп. № 8187-84. М., ВИНТИ, 1984.
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четиной системе. Ч. 1. Верхний докембрий, нижний палеозой. Новосибирск, 1984.

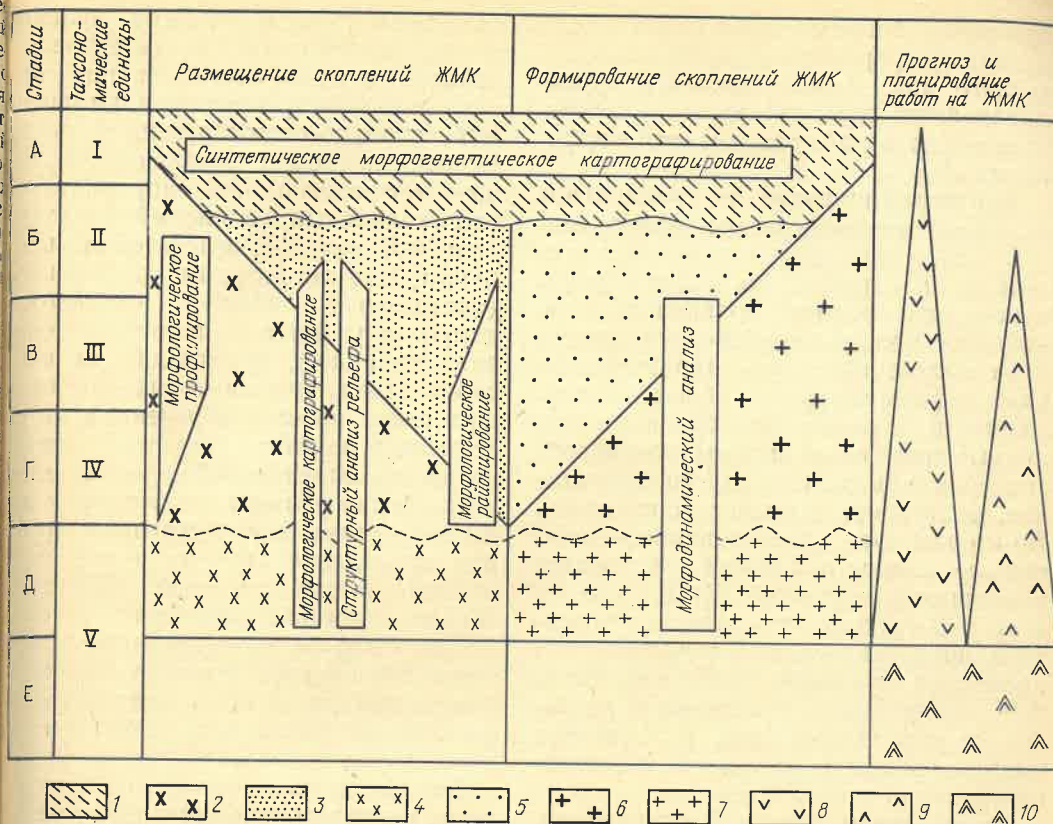


Рис. 1. Задачи и составляющие геоморфологических исследований при поисках и разведке железомарганцевых конкреций (ЖМК)

Стадии работ: А — рекогносцировочная, Б — региональная, В — поисковая, Г — детальных поисков, Д — разведочная, Е — эксплуатационная; таксономические единицы районирования: I — пояса и поля (провинции) конкреционности, II — рудные зоны, III — рудные районы, IV — рудоносные разведочные участки, V — месторождения с рудными залежами; задачи исследований: 1 — изучение приуроченности скоплений ЖМК к морфогеографическим типам рельефа, 2 — выявление пространственных связей между скоплениями ЖМК и элементами ЗП, 3 — выявление

пространственных связей между скоплениями ЖМК и морфологическими районами (ГМС), 4 — определение условий залегания залежей ЖМК, 5 — выявление парагенетических связей между морфодинамическими и металлогенетическими показателями, 6 — выявление причинно-следственных связей между рельефом и процессами рудообразования, 7 — изучение влияния рельефа на формирование залежей ЖМК, 8 — оконтуривание металлогенетических районов, 9 — планирование густоты и направлений промерных галсов, 10 — планирование густоты и направлений галсов при перемещении аппарата по сбору ЖМК

значение в связи с тем, что искомые конкреции не являются ископаемыми, а приурочены к современной земной поверхности (ЗП), рельеф которой сформировался в результате новейших геологических процессов. В сводных работах [1—5, 10 и др.] содержатся эмпирические данные и сделаны выводы о высокой степени корреляции между размещением скоплений ЖМК (с разной продуктивностью и химическими характеристиками рельефа).

Роль геоморфологических исследований на ЖМК существенно возрастает с детализацией работ — при переходе от региональной к поисковой и далее к разведочной и эксплуатацион-

ной стадиям (рис. 1), что обусловлено интенсивной локальной изменчивостью как металлогенетических параметров, так и имеющих большое значение при добыче конкреций показателей ЗП. В связи с этим ужесточаются требования к методическому комплексу геоморфологических исследований вообще и картографированию в частности. Уже на поисковой стадии это должно выразиться в отказе от понятийно-терминологического разнообразия в легендах геоморфологических карт и нормативных документах, от субъективизма в ограничении картографируемых единиц и переходе к однозначности в их определении, выделении и оконтуривании. Такой переход возможен только



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 550.81 : 552.124.4 : [546.72+546.711]

А. Н. ЛАСТОЧКИН (ПГО «Севморгеология»)

Геоморфологические исследования при поисках и разведке железомарганцевых конкреций

Геоморфологические исследования при решении проблем размещения и формирования железомарганцевых

конкреций (ЖМК), прогноза и планирования работ по поискам и разведке месторождений имеют большое

при смене синтетического направления в картографировании рельефа океанического дна, генезис которого устанавливается субъективно, на аналитическое картографирование его морфологии.

Картографирование и специальное изучение морфологии, во-первых, могут быть переведены в отличие от генезиса на строгую формализованную основу, что позволит сравнивать соотношения между геоморфологическими и металлогеническими характеристиками, сформулировать общие закономерности, а также дать более определенные прогнозы и выводы поискового значения для разных районов (участков, полигонов, отдельных профилей). Во-вторых, эти исследования — важнейшее звено в решении проблемы размещения скоплений ЖМК [1, 5, 10 и др.]. В-третьих, они позволят перейти к представлениям о геологических процессах на океаническом дне, которые одновременно участвуют в рельефо- и рудообразовании, т. е. внесут вклад в решение проблемы формирования скоплений ЖМК.

На рекогносцировочной и региональной стадиях задач геоморфологических исследований является создание синтетической карты с отражением на ней генезиса и морфологии рельефа для определения полей конкреционности и рудных зон, а также оценки перспектив на ЖМК, возможно приуроченных к выделенным единицам (крупным морфоструктурам, районам с разными морфогенетическими типами рельефа). При этом в решении проблем размещения и формирования ЖМК используются традиционный подход и принципы картографирования, разработанные применительно к рельефу суши и перенесенные на дно океана. Анализ в основном обзорных и мелкомасштабных карт и легенд к ним содержится в работах [7 и др.].

Практически такой же подход и принципы используются при составлении геоморфологических карт масштабов 1 : 1 000 000—1 : 2 000 000, построенных по материалам региональных геолого-геофизических исследований на ЖМК. В их легендах предусматривается выделение генетических и морфологических категорий рельефа. К первым относятся четыре основные

категории (аккумулятивный, вулканогенный, структурный и тектонический рельеф) и производные от них или смешанные (структурно-аккумулятивный, вулканогенно-тектонический и т. д.). Вторые категории выделяются по особенностям морфологии, или типу расчленения (холмистый, волнистый, грядовый, линейный рельеф), относительным габитами, или амплитудам расчленения (холмогорье, низко-, среднегорье и др.) и уклонам (пологонаклонная равнина и др.). В легендах, за некоторыми исключениями представляющих собой простой перечень, а не систематику картографируемых единиц, не дается определенных перечислений в них типов рельефа, отсутствуют или не обоснованы количественные критерии проведения границ и отнесения рельефа к той или иной категории. Морфологические категории, которые можно было бы выделить более объективно и положить в основу картографирования, чаще всего подчинены тектоническим типам или никак с ними не соотносятся.

Данный подход полностью базируется на концепции овеществления рельефа [6] и реализует традиционный подход в геоморфологических исследованиях со всеми их недостатками. К последним относятся: отсутствие строгих определений, критериев выделения однозначности в оконтуривании картографируемых единиц, невозможность процедуры картографирования рельефа и полная ее зависимость от разных по качеству и количеству геолого-геофизических материалов, вытекающих из их интерпретации не автономной геоморфологической информации (субъективных генетических представлений). Перечисленные недостатки, естественно, сказываются в результатах решения проблем размещения и формирования ЖМК, что прежде всего выражается в несопоставимости полученных в разных районах данных о пространственных и генетических связях между их скоплениями и категориями рельефа и в невозможности четкого выделения участков повышенной конкреционностью (частности залежей в пределах месторождений).

С детализацией работ на ЖМК синтетическое картографирование уже

поисковой стадии не может быть эффективным и по той причине, что предусматриваемое им априорное выделение (и преобладание над морфологическими характеристиками рельефа) генетических категорий ограничено нашими знаниями о процессах на больших рудных участках и, следовательно, не может быть обеспечено более детальными геолого-геофизическими материалами. Геологи и геофизики на этой стадии немного могут сказать геоморфологам о различиях и особенностях формирующих рельеф и скопления ЖМК геодинамических и литодинамических процессов, связанных со временем образования ЖМК (плейстоценом, по [2]), а наоборот, ждут этой информации от геоморфологов.

На региональной стадии на весьма бедные по содержанию карты масштабов 1 : 1 000 000—1 : 2 000 000 попадает лишь несколько крупных контуров, относящихся к перечисленным основным генетическим категориям, различия между которыми чаще всего условны, так как во многих районах рельеф может быть отнесен сразу к двум, а то и к трем типам. Смешанные категории принципиально не расширяют имеющийся набор генетических понятий, а только облегчают его использование. Особенно низкая эффективность морфогенетического картографирования ожидается при разведке месторождений ЖМК, поскольку при практически повсеместно установленной резкой локальной изменчивости продуктивности и состава конкреций невозможно четкое и строгое оконтуривание картографируемых единиц, занимающих малые площади.

Сформулируем задачи, которые могут решать геоморфологические исследования на системной основе в рамках проблем размещения, формирования, прогноза и планирования поисков и разведки их скоплений, а также наметим пути решения этих задач (см. рис. 1).

Геоморфологические исследования при решении проблемы размещения ЖМК. Эти исследования должны выполнять те функции, которые при поисково-разведочных работах на полезных ископаемых отводятся структурной геологии. В проблеме четко наме-

тились две задачи (см. рис. 1). Во многих работах [2, 4, 5, 10 и др.] говорится, с одной стороны, о приуроченности разных по продуктивности и составу скоплений ЖМК к определенным элементам (формам) ЗП (склонам, вершинам, подошвам, ступеням склона и т. д.), а с другой — о разной продуктивности и химической специализации ЖМК в районах с различными морфологическими особенностями рельефа (например, на пологоволнистой равнине, в районах с плоским или слабо всхолмленным рельефом). Решение первой задачи должно базироваться на выделении неделимых (в масштабе картографирования или профилирования) морфологических элементов ЗП. В основе решения второй задачи лежит обратная процедура — морфологическое районирование или объединение этих элементов в целные по составу и структуре территориальные комплексы.

Данные задачи имеют различное значение на разных стадиях поисково-разведочных работ (см. рис. 1). При увеличении их детальности в связи с резкой локальной изменчивостью продуктивности и состава конкреций ставится задача выявления закономерностей пространственных соотношений между скоплениями ЖМК и элементами ЗП, и она является практически единственной на разведочной стадии при определении геоморфологических условий залегания рудных залежей в пределах месторождения. Играющая важную роль при выделении крупных таксономических единиц металлогенического районирования задача определения пространственных связей между скоплениями ЖМК и морфологическими районами утрачивает свое значение при переходе от региональной к поисковой и далее — к разведочной стадиям. То, что уже на первых этапах исследований ЖМК появились многочисленные данные о приуроченности их скоплений к отдельным элементам ЗП, объясняется непрерывностью информации о рельефе по галсам промерных работ, сопровождаемых донным опробованием.

Решение первой задачи требует создания морфологической системы (МС) — познавательной конструкции, обеспечивающей строгое членение ЗП

Полная группа элементарных поверхностей

Ограничения элементарных поверхностей		+	C_0^+	Структурные линии				
				I типа	II типа		III типа	
				L_1	L_3	L_4	L_5	L_6
—								P_6-
C_0-				P_{1-0}	P_{3-0}	P_{4-0}	P_{5-0}	P_{6-0}
Структурные линии	I типа	L_2	P_{0-2}	P_{1-2}	P_{3-2}	P_{4-2}	P_{5-2}	P_{6-2}
	II типа	L_3	P_{0-3}	P_{1-3}		P_{4-3}	P_{5-3}	P_{6-3}
		L_4	P_{0-4}	P_{1-4}	P_{3-4}		P_{5-4}	P_{6-4}
	III типа	L_6	P_{0-6}	P_{1-6}	P_{3-6}	P_{4-6}	P_{5-6}	P_{6-6}
		L_5	P_{0-5}	P_{1-5}	P_{3-5}	P_{4-5}	P_{5-5}	P_{6-5}

на неделимые элементы и формализацию этих элементов, а также методический аппарат однозначного их выделения и картографирования [8, 9]. При этом рельеф рассматривается как состав и структура ЗП. Под составом понимается жестко ограниченная совокупность точечных, линейных и площадных элементов, а под структурой (морфологической структурой) — все принципиально возможные пространственные соотношения между ними.

По признаку экстремальности значений основных параметров земной поверхности (абсолютной глубины как функции плановых координат, первой и второй производных от этой функции) согласно правилам [7, 8] трассируются структурные линии (СЛ) трех типов и шести видов: гребневые (L_1) и килевые (L_2), максимальных (L_3) и минимальных (L_4) уклонов, выпуклых (L_5) и вогнутых (L_6) перегибов. Все возможные пересечения и сочленения их образуют полную группу характерных точек (ХТ), важнейшими из которых являются вершины положительных (C_0^+) и отрицательных (C_0^-) форм. Заключенные между СЛ и ХТ площадные элементы определяются в качестве элементарных поверхностей (ЭП). Все 35 видов ЭП, обозначаемых

индексом P_{n-m} , приведены на матрице (таблица). По ее горизонтальной оси нанесены ХТ и СЛ, ограничивающие ЭП сверху (n), а по вертикальной — элементы, ограничивающие ЭП снизу (m). Под знаками «+» и «—» понимаются плоские субгоризонтальные поверхности, венчающие положительные и отрицательные формы земной поверхности и ограниченные СЛ L_5 , L_6 (P_{+5} , P_{6-}).

Основанное на МС морфологическое картографирование проводится на визуальном, инструментальном и автоматизированном уровнях [7, 8]. Легенда морфологической карты, включающая перечисленные СЛ, ХТ и ЭП, универсальна, что позволяет сравнивать как морфологические карты, построенные для разных районов, так и металлогенические показатели, определенные в их пределах для одних и тех же площадных элементов земной поверхности.

Морфологическое картографирование небольших по площади полигонов обширных площадей и месторождений ЖМК позволяет наполнить конкретным содержанием и значительно обогатить высказываемые до сих пор в самом общем виде представления о подчиненности скоплений ЖМК

водному рельефу и тяготении их максимальных концентраций к определенным частям ЗП. В результате его проведения и при условии достаточной гидрографической изученности однозначно выделяются и оконтуриваются элементы ЗП, для которых могут быть точно оценены продуктивность (или плотность) и состав ЖМК. Используя предусмотренную МС систематику перечисленных в таблице ЭП по их относительному батиметрическому положению, крутизне и морфологии поперечного профиля [7, 8], на одном из детально изученных полигонов Кларин-Клиппертон (Тихий океан) получены следующие данные:

1) средняя плотность (Π) на верхних ЭП (P_{1-n} , P_{+5}) — 9,4, на склоновых (P_{n-m} при $n \neq 1, 2$ и $m \neq 1, 2$) — 8,7, а на нижних ЭП (P_{n-2} , P_{6-}) — 4,8 кг/м²;

2) наибольшая концентрация отмечается на субгоризонтальных верхних P_{+5} ($\Pi = 10,1$ кг/м²) и нижних P_{6-} ($\Pi = 6,4$ кг/м²) ЭП, в то время как наклонные верхние P_{1-n} и нижние P_{n-2} поверхности характеризуются плотностью, равной 8,2 и 4 кг/м², соответственно;

3) при наличии батиметрического контроля над концентрацией ЖМК значения плотности на одних и тех же глубинах, но на разных ЭП могут различаться в 1,5 раза;

4) в зависимости от относительной крутизны смежных ЭП и морфологии их поперечного профиля плотность меняется в 1,3—1,5 раза.

Неоправданно заниженные нормы детальности гидрографического промера, принятые не только для рекогносцировочной (междугалсовое расстояние 50 км), но и региональной (25 км) стадий, не позволяют создать какой-либо правдоподобной батиметрической основы и морфологической карты, вынуждая предварять картографирование составлением морфологических профилей. В связи с господством промерной информации о рельефе океанического дна морфологическое профилирование приобретает самостоятельное значение, которое уменьшается с возрастанием детальности работ на ЖМК. По экстремальным значениям глубин, первой и второй производных (на сопровождающих профиль

кривых) выделяются проекции на профиле СЛ и заключенных между ними ЭП. Показатели конкреционности на станциях донного опробования, с необходимой точностью привязанных к ЭП, позволяют решить первую задачу по размещению ЖМК. Получаемые соотношения между геоморфологическими и металлогеническими показателями полностью сопоставимы с таковыми на других профилях и с результатами площадных исследований на полигонах. Материалы маршрутного промера следует использовать при морфологическом районировании и решении второй задачи.

Если морфологическое картографирование (профилирование) направлено в основном на выявление состава ЗП, то ее строение изучается с помощью структурного анализа. Последний заключается в выявлении, фиксации на карте и оценке тесноты латеральных и вертикальных (предусмотренных морфологической структурой) связей между элементами ЗП, а также в определении общих взаимосвязанных показателей ее строения — анизотропии, симметрии и энтропии [9]. Важнейшей составляющей этого анализа является «организация» геоморфологического пространства — построение структурной координатной сети [9], которая обеспечивает универсальность структурного анализа в каждой точке и на любом участке ЗП. Чаще всего криволинейные оси данной сети, находясь в любых соотношениях с ортогональной сетью географических координат, представлены одними и теми же взаимно перпендикулярными направлениями: а) линейными элементами L_1 и L_2 и дополняющими их линиями (гребне-килевое, или проксимальное направление, ось x); б) линиями, проведенными по нормали к касательным в любой точке на структурных (L_1 и L_2) и дополнительных линиях (поперечное, или дистальное направление, ось y) [9].

Структурная координатная сеть дает возможность однозначно оценить степень сходства морфологических (в том числе морфометрических) показателей, которые вследствие неоднородной анизотропии ЗП зависят от направления их фиксации (измерения). Для морфологического районирования

рельеф изображается на карте в виде рядов (набора) сочетаний сопряженных в пространстве ЭП, СЛ и ХТ (C_0^+ и C_0^-), пересекаемых регистрирующими линиями, которые проходят в одном из двух направлений структурной координатной сети. Сочетания различаются по составу, числу членов и группировке последних в плане и по вертикали [9].

Районирование осуществляется в соответствии с единым системным принципом по двум взаимосвязанным критериям — номенклатурному (по составу) и структурному. Конкретный состав и соответствующие ему пространственные соотношения между выделенными на морфологической карте или профиле элементами в пределах ограниченного участка ЗП, обуславливающие его единство и отличия от соседних (характеризующихся другим составом и строением) частей ЗП, служат основанием для рассматривания этого участка в качестве геоморфосистемы (ГМС) — целостного и обособленного территориального комплекса элементов.

Практическая реализация номенклатурного критерия заключается в выделении ГМС, в пределах которых по регистрирующим линиям структурной координатной сети фиксируются ряды с одинаковыми или близкими сочетаниями элементов. Структурный критерий при выделении и систематике ГМС осуществляется путем оконтуривания частей земной поверхности с отражающими важнейшие особенности их строения «реальными» рисунками структурной координатной сети и соотношения последних с «идеальными» ее рисунками (аналогично тому, как сравниваются «реальные» и «идеальные» кристаллы в кристаллографии), полная группа которых насчитывает конечное и вполне обозримое число вариантов. Проведенное таким образом морфологическое районирование не зависит от генетических представлений, количества и качества геолого-геофизических материалов. Сопоставление строго определенного состава и структуры ГМС разных типов с металлогеническими параметрами лежит в основе решения второй задачи размещения скоплений ЖМК. При недостаточной гидрографической изученности

(для составления батиметрической и на ее основе морфологической карты со структурной координатной сетью) с целью районирования могут использоваться данные маршрутного промера с выявленными на морфологических профилях элементами ЗП и вертикальными соотношениями между ними.

Геоморфологические исследования при решении проблемы формирования ЖМК. В решении этой проблемы также выделяются две взаимосвязанные задачи, непосредственно вытекающие из уже рассмотренных задач, стоящих перед геоморфологическими исследованиями размещения скоплений конкреций. Одна из них, решаемая уже на рекогносцировочной и региональной стадиях, заключается в изучении связей между районами с различными морфогенетическими типами рельефа и показателями конкреционности. Наличие подобных связей обусловлено [1, 5 и др.] тем, что формирование, как рельефа, так и скоплений ЖМК контролируется одними и теми же процессами рельефо- и рудообразования — тектоническими, вулканическими и седиментационными. К ним следует добавить и придонную гидродинамику, определяющую (наряду с распределением терригенного, вулканогенного и биогенного материала) не только литодинамический режим на океаническом дне, но и поставку рудных компонентов, образующих ЖМК.

Состав и продуктивность ЖМК, также рельеф обусловлены не только преобладающим воздействием одного из четырех групп процессов (гео- и литодинамических, гидродинамических, вулканических), но и их кинематикой. Важно, что все эти процессы, определяющие рудообразование на дне океана, являются одновременно и геоморфологическими процессами, так иначе участвующими в перемещении земной поверхности, формирующей ее рельеф, находящимися друг с другом в тесных отношениях и обязанным друг другу своей интенсивностью, направленностью и продолжительностью. Поэтому на основе геоморфологии, точнее геоморфодинамики можно разработать методику определения кинематических особенностей всех участвующих в рудо- и рельефообразовании

процессов по их морфологическому эффекту с тем, чтобы установить действующие факторы и силы и последовательность их воздействия, т. е. генезис и возраст. В этом и должна заключаться роль геоморфологии в исследовании рельефа океанического дна и при решении проблемы формирования ЖМК.

В данном направлении уже сейчас осуществляются попытки выявления связей между показателями конкреционности и «расчленением» земной поверхности в пределах выделенных по морфологическим признакам районов [1, 5 и др.]. Под амплитудой «расчленения» при этом понимаются вертикальные превышения или относительные глубины, которые, хотя и в упрощенном виде, отражают интенсивность геодинамических и вулканических процессов. Характер «расчленения» (линейный, мозаичный, грядовой, холмистый рельеф и т. д.) может указывать на преобладание в смещениях и замещениях земной поверхности той или иной группы процессов, а также их горизонтальной и вертикальной составляющих. Амплитуды и характер «расчленения» выступают при этом в качестве морфодинамических показателей геологических процессов.

Таким образом, в основе устанавливаемых связей между морфодинамическими и металлогеническими показателями в пределах выделенных геоморфосистем лежит одновременная зависимость их от типа и кинематических особенностей геологических процессов. Эти связи для краткости, вслед за [1, 5], можно назвать парагенетическими и представить в виде схемы:

Геологические процессы → Рельеф (морфодинамические признаки)
→ ЖМК (показатели продуктивности и состава)

Выявление данных связей при решении проблемы формирования ЖМК сводится к определению соотношений между установленными в результате морфодинамического анализа процессами, создавшими рельеф геоморфосистем разных категорий, продуктивностью и химическим составом ЖМК в пределах этих ГМС. Динамическая интерпретация состава и структуры геоморфосистем осуществляется по двум направлениям [9]. Теоретическое на-

правление основано на динамическом принципе симметрии П. Кюри, устанавливающим связь между симметрией следствия (в нашем случае — симметрией рисунков структурной координатной сети, отражающих структуру геоморфосистемы) и симметрией причины (отраженных в этих рисунках и определивших структуру геоморфосистемы геологических процессов). Оно заключается в конструировании теоретических моделей, отражающих наиболее существенные особенности строения геоморфосистем и кинематики геологических процессов, обусловивших это строение.

Масштабная и предметная универсальность [9] записи состава и структуры земной поверхности на морфологической карте или профиле открывает широкие возможности для эмпирического направления при динамической интерпретации геоморфосистем. Они могут быть реализованы с помощью метода аналогий при сравнении разнопорядковых и разнотипных геоморфосистем как с эталонами (в пределах океанического дна или континента, где рельеф и процессы изучены достаточно полно), так и с экспериментальными (лабораторными и полевыми) моделями.

Данный метод предусматривает качественную и количественную оценку степени сходства построенных на основе единого универсального языка и легенды моделей (карт, профилей, схем, описаний в символах), а также оперирование такими понятиями, как относительное равенство, изоморфизм (равенство, подобие и гомология) и гомоморфизм. На базе строго установленной морфологической цельности

геоморфологической системы, теоретических представлений о том, что эта цельность в конечном счете обязана определенным по интенсивности, направленности и степени локализации или канализированности процессам, а также эмпирических данных о сходстве геоморфосистем с эталонами (полигонами в океане, аналогами в субаквальном и субаэральном рельефе и с экспериментальными моделями) может быть с требуемой достоверностью

установлена функциональная зависимость между сгруппированными в геоморфосистемы элементами земной поверхности, определенными геологическими процессами и условиями их протекания.

Наряду с парагенетическими связями, существующими между морфодинамическими и металлогеническими показателями, имеются и должны изучаться причинно-следственные связи между рельефом и конкрециеносностью. Они проявляются в зависимости продуктивности и химической специализации ЖМК от рельефа. На такие соотношения указывают многочисленные данные фотопрофилирования и драгирования полигонов, свидетельствующие о резких локальных вариациях всех металлогенических показателей и прежде всего о чередовании высокопродуктивных, низкопродуктивных и даже пустых участков на расстояниях, измеряемых первыми километрами, сотнями и десятками метров [2—5, 10 и др.]. Значительная изменчивость состава и продуктивности ЖМК фиксируется даже в самых благоприятных геоморфологических условиях, например в обстановке слабохолмистого рельефа [2], где площади с высокопродуктивными залежами не превышают в поперечнике десятков километров. Все это, а также прямая зависимость диапазонов данной изменчивости от расчлененности земной поверхности не может объясняться и прогнозироваться без учета обратных связей между рельефом и геологическими процессами (в морфодинамической системе) или саморазвития рельефа.

В условиях выровненной подводной поверхности изменение геологических процессов, определяющих состав и продуктивность ЖМК, и их кинематических показателей носит латерально-фоновый характер, отражающий неоднократно перечисляемые в опубликованных работах [1—5, 10 и др.] региональные факторы конкрецеобразования — минимальную поставку терригенного, вулканогенного и биогенного осадочного материала, удаленность от источников рудных компонентов, донные течения. Данные по поясам, полям и провинциям конкрециеносности, а также по отдельным полигонам [2, 4 и др.] показывают не толь-

ко связь конкрецеобразования с критической глубиной карбонатакпления, но и то, что на фоне батиметрического контроля изменчивость продуктивности и состава ЖМК в неменьшей степени зависит от геоморфологических условий формирования. Для учета геоморфологических факторов конкрецеобразования следует определить и снять вертикальный батиметрический фон, на котором проявляется изменение концентрации и специализации ЖМК.

По аналогии с учетом эвстатического фона при оценке неотектонических движений на шельфе [7] это осуществляется в результате следующих операций: а) составления для всего района графика (поля точек) зависимости продуктивности и других металлогенических показателей, определенных на станциях донного опробования, от глубины; б) вычисления средних («нормальных») значений плотности (Π_n) для каждого диапазона глубин способом скользящего окна и построения кривой изменения Π_n с глубиной; в) оценки для каждой станции отклонения от нормальных значений в безразмерных коэффициентах (K) в соответствии с выражениями $K=1-\Pi_n/\Pi_{\phi}$ (при $\Pi_{\phi} > \Pi_n$) и $K=\Pi_{\phi}/\Pi_n-1$ (при $\Pi_{\phi} < \Pi_n$), где Π_{ϕ} — фактическая плотность на данной станции.

Резко выраженная на латеральном и вертикальном фоне локальная изменчивость показателей ЖМК при их тесной корреляции с элементами земной поверхности может быть объяснена только обратными связями по схеме: геологические процессы $\rightleftharpoons$ рельеф. Данная схема отражает целостную морфодинамическую систему, в рамках которой рельеф выступает не только в качестве следствия геологических процессов, имеющих относительно фоновый характер, но и как причина ее дальнейшего функционирования. Под воздействием разнообразного состава и структуры земной поверхности геологические, в основном лито- и гидродинамические процессы, определяющие рельефо- и рудообразование, существенно трансформируются и становятся значительно более дифференцированными, чем и объясняется резкая локальная изменчивость металлогенических показателей.

Основную роль в дифференциации лито- и гидродинамических процессов играет гравитационная и циркуляционная экспозиция — местоположение элементов земной поверхности по отношению к перемещению вниз тонкого осадочного материала и к регулирующим распределение последнего придонным течениям. Гравитационная экспозиция и связанная с ней дифференциация проявляются, например, в увеличении скорости седиментации в пределах одного полигона (с единым латеральным фоном в поставке био-, вулканогенного и терригенного материала) — от привершинных частей горстов к глубоким частям депрессий — в 6—10 раз [10]. Это определяется частной позицией ЭП (наклоном относительно вышележащих и нижерасположенных площадных элементов [8]) или (и) различиями в придонной гидродинамике над ЭП разного типа. Изменение частной позиции при переходе (по регистрирующей линии) от одной ЭП к другой обуславливает колебания в скоростях нисходящего литодинамического потока и накопление осадочного материала, в том числе потенциальных ядер конкреций, что, в свою очередь, не может не отразиться на конкрецеобразовании.

Увеличение скорости придонных течений ожидается над верхними ЭП и «наветренными» фрагментами склоновых ЭП, понижение — на нижних изометричных или близких к ним (соответствующих осадкоприемникам с относительно застойным гидродинамическим режимом) и «подветренных» склоновых ЭП. Наоборот, вытянутые в соответствии с преобладающим направлением течений пары ЭП P_{n-2} в разной степени канализируют и этим ускоряют последние, выступая в роли своеобразных абиссальных узостей. Чем выше скорости течения над верхними «наветренными» склоновыми и канализирующими нижними ЭП, тем меньше следует ожидать скорости осадконакопления и более благоприятными будут условия для конкрецеобразования в их пределах.

Однако взаимодействие придонной гидродинамики с составом и структурой земной поверхности не ограничивается таким косвенным влиянием на локальную изменчивость условий кон-

крецеобразования (через изменение скорости осадконакопления). Не меньшее значение в циркуляционной экспозиции имеет поставка течениями рудных компонентов и их поверхностное поглощение или «геоморфологическая адсорбция» по-разному ориентированными по отношению к этим течениям ЭП. Об этом можно судить на основании полученных на упомянутом выше полигоне результатов специальных исследований возможного влияния на плотность ЖМК циркуляционной экспозиции ЭП.

На карте линий тока (векторных линий) [7, 8] для каждой станции определено азимутальное положение вектора градиента глубин. На основании этого и полученных на станциях металлогенических показателей построены розы-диаграммы, отражающие распределение значений плотности относительно азимутальных углов проходящих через них векторов на верхних, склоновых, нижних (рис. 2, а—в) и всех ЭП (см. рис. 2, г). В этом распределении прежде всего обращает на себя внимание наличие на сводной розе-диаграмме (см. рис. 2, г) и наиболее представительной розе-диаграмме для склоновых ЭП (см. рис. 2, б) ярко выраженных максимума и минимума значений средней плотности (Π), приуроченных к азимутальным углам, различающимся на 180° . Максимальное значение Π связывается с фронтальными или «наветренными» частями ЭП, где векторные линии ориентированы против течения, минимальные — с «подветренными» или тыловыми частями ЭП — с противоположными простираниями линий тока (по течению). Наряду с фронтальной и тыловой экспозициями четко выражен максимум средней плотности на фланговых частях ЭП, где векторные линии направлены под 90° к предполагаемому течению. Водный поток подходит к четко ориентированному грядовому рельефу полигона (см. рис. 2, г) под острым углом (не более 30°), преодолевает фланговые части ЭП (переливается) с максимальными скоростями, а в межгрядовых понижениях приобретает их простирание. Последнее определяет принципиально другое распределение средних значений плотности на нижних ЭП.

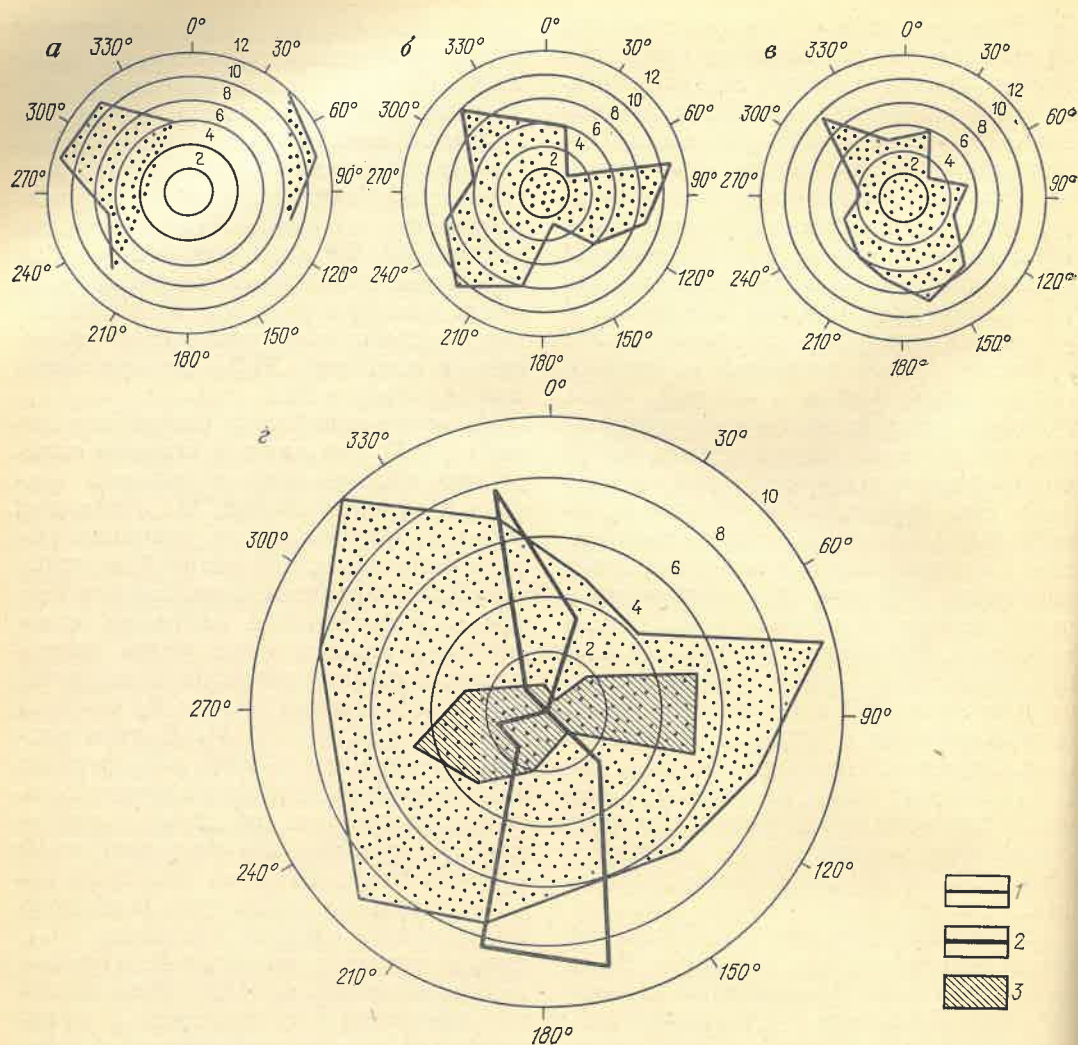


Рис. 2. Распределение средней плотности железомарганцевых конкреций (ЖМК) относительно азимута векторных линий на верхних (а), склоновых (б) и нижних (в) элементарных поверхностях и сравнение роз-диаграмм (г)

Число наблюдений: а — 61, б — 139, в — 85; 1—3 — розы-диаграммы: 1 — средней плотности ЖМК, 2 — простираций СЛ L_1 и L_2 , 3 — простираций векторных линий; цифры — средняя плотность ЖМК, кг/м²

На розе-диаграмме (см. рис. 2, в), в отличие от рассмотренных «первичных» фронтальных, тыловых и фланговых участков, отмечается максимум плотности на «вторичных фронтах» (замыканиях межгрядовых понижений, направленных против канализированного ими потока), минимум — на «вторичных тылах» (противоположных по простираанию замыканиях понижений) и еще один максимум — на «вторичных флангах» (бортах межгрядовых понижений с ориентированными под углом 90° по отношению к их простираанию линиями тока).

Таким образом, резко неравномерное и вместе с тем взаимосвязанное и соотносящееся с господствующей ориентировкой форм земной поверхности распределение средних значений плотности на фрагментах ЭП с разной циркуляционной экспозицией объясняется различными скоростями (расходами) омывающих их водных потоков и соответственно неодинаковым количеством поставляемых рудных компонентов. Средние плотности на «первичных» фронтальных и тыловых частях наиболее широко развитых по площади склоновых ЭП различаются

в 5 раз (!). Резкими различиями в концентрации ЖМК характеризуются и другие фрагменты ЭП, занимающие разную циркуляционную экспозицию. Эти конкретные, хотя и косвенные данные свидетельствуют о том, что в наибольшей степени локальная изменчивость плотности ЖМК определяется циркуляционной экспозицией ЭП.

Если этот вывод подтвердится результатами подобных исследований в других районах, то при разведочных работах на ЖМК необходимо предусматривать в качестве обязательного хотя бы единичное непосредственное наблюдение за придонным течением (с учетом сезонных изменений в придонной гидродинамике на месторождении) и лабораторное моделирование.

Направление и скорость транзитного по отношению к изучаемой территории нетрансформированного ее рельефом или «первичного» течения следует определять с помощью вертушки, опущенной на глубину, не превышающую минимальную отметку в пределах месторождения. Зная «первичное» направление течения и располагая данными систематического гидрографического промера, можно опытным путем, в результате лабораторного моделирования создать гидродинамический спектр — картину распределения направления и скорости течения жидкости при обтекании ею твердых тел (в нашем случае — форм земной поверхности).

Для получения такого спектра в лотке необходимо: а) создать объемную модель земной поверхности месторождения со всеми зафиксированными по гидрографическим данным и в результате морфологического картографирования элементами, используя принцип геометрического подобия и масштабную универсальность МС; б) в соответствии с наблюдаемым преобладающим направлением и скоростями «первичного» течения смоделировать поток жидкости (с соблюдением физическое подобия и учетом, в частности, давления на глубине); в) сделать видимым движение потока, вводя в него капельки или струйки окрашенной жидкости. Гидродинамический спектр

месторождения позволит представить себе воздействие «первичного» и «вторичного» (контролируемого рельефом) перемещения придонных водных масс на конкрециеобразование в пределах ЭП и на различно экспонированных их фрагментах, однозначно выделить последние и в соответствии с этим экстраполировать и интерполировать между станциями и на междугалсовые пространства полученные в результате донного опробования данные об их конкрециенности.

Использование результатов геоморфологических исследований при прогнозе и планировании работ на ЖМК. По мере детализации поисково-разведочных работ роль геоморфологических исследований в их планировании возрастает в связи с резкой локальной изменчивостью металлогенических показателей и зависимостью последних от состава и строения земной поверхности, циркуляционной и гравитационной экспозиции ее элементов. Использование методов геоморфологии в планировании поисков, разведки и эксплуатации ЖМК прежде всего сводится к оптимизации гидрографического промера, т. е. к решению вопросов о величине междугалсового расстояния и направлении галсов, необходимых и достаточных для создания топографической основы исследований на каждом этапе работ.

Основным критерием выбора междугалсового расстояния в гидрографии принято считать «расчлененность», или относительные глубины земной поверхности. Этот морфометрический показатель, во-первых, определяется без строгого учета анизотропии земной поверхности [9] и, самое главное, далеко не всегда отражает сложность ее состава и строения, а также связанную с ней локальную изменчивость конкрециенности. Земная поверхность со значительными относительными превышениями (например, в пределах горстовых океанических хребтов) может быть довольно простой, представленной редко чередующимися элементами и, наоборот, слабо расчлененной (в зоне разломов с малоамплитудными смещениями крыльев, сопровождаемыми подводным вулканизмом и значительными скоростями осадконакопления), но характеризую-

щейся большим разнообразием в составе и структуре.

Системная основа геоморфологических исследований позволяет с помощью коэффициента информационной энтропии (E) оценить сложность рельефа, анализ которой необходим не только при планировании сгущения промера, но и при прогнозе изменчивости показателей конкретности. В отличие от картометрии, где мера разнообразия системы формально используется для оценки неоднородности картографического изображения — совокупности любых обычно неоднородно выделяемых контуров, оценка сложности рельефа осуществляется на морфологической карте — формализованной модели земной поверхности, адекватно и строго отражающей ее элементы и их пространственные соотношения. Сложность рельефа определяется по регистрирующим линиям для их равных отрезков способом скользящего окна в соответствии с формулой Шеннона:

$$E = - \sum_{i=1}^n P_i \log_2 P_i,$$

где i — проекция ЭП на профиль, P_i — протяженность проекции на профиль.

Данный показатель возрастает с увеличением количества проекций ЭП (с разнообразием состава) и приближением каждой из них в общей протяженности выбранного отрезка профиля к некой постоянной величине или к равенству проекций по длине (с разнообразием структуры ЗП).

Определение сложности рельефа по одному из направлений структурной координатной сети обеспечивает учет анизотропии рельефа и полную сравнимость значений E на всей площади карты и на одномасштабных картах, построенных для разных районов. С внесением необходимых корректив для оценки сложности могут быть использованы морфологические профили, построенные на основе эхограмм параллельных галсов. При этом особое внимание следует обращать на ареалы и зоны резких градиентов значений E , свидетельствующих об изменении или сложности рельефа или преобладающего простирания форм земной поверхности. Чем сложнее рельеф и значительнее перепад значений E , тем

более детальным должен быть гидрографический промер (меньше междугалсовое расстояние, использование эхолотов с регистрацией глубин на ленте самописца шириной 50 см).

Наряду с выбором междугалсовых расстояний при сгущении гидрографического промера морфологическая карта позволяет более обоснованно установить направления промерных галсов. В отличие от принятых в гидрографии правил проведения промера (вкрест основному простиранию изобат и др.) предлагается планировать направления галсов в зависимости от анизотропии рельефа и в соответствии с одной из двух систем линий структурной координатной сети. На территориях с положительной анизотропией наиболее информативными в отношении состава и структуры земной поверхности являются эхограммы галсов в направлении y и, наоборот, при отрицательных значениях коэффициента анизотропии более информативными следует считать эхограммы галсов в направлении x [9]. Принимая во внимание преобладающую криволинейность линий того и другого направлений, необходимо соответственно ориентировать навигационное обеспечение промерных работ на прокладку или криволинейных галсов или галсов, осуществляемых по ломаным линиям, аппроксимирующим оптимально регистрирующие состав и структуру земной поверхности линии структурной координатной сети.

Если промер следует проводить по регистрирующим линиям одной из двух систем структурной координатной сети, то добычу ЖМК рекомендуется осуществлять путем перемещения подводного аппарата не по основному направлению изобат (которое трудно определить и, главное, выдерживать при эксплуатации в условиях рельефа со слабой анизотропией и отсутствием преобладающих простираний форм), а вкрест этой системы линий — по направлению, характеризующемуся минимальной изменчивостью основных геоморфологических и металлогенических показателей.

Поиски, разведка и эксплуатация месторождений ЖМК, как и работы на любой вид полезных ископаемых, нуждаются в топографической основе. В

отличие от морских навигационных и батиметрических карт она наряду с общепринятыми математическими элементами должна содержать элементы географической привязки. В качестве последних в океане могут выступать лишь зафиксированные на морфологической карте линейные, точечные и площадные элементы, которые, в отличие от изобат на батиметрической карте, строго адекватны соответствующим образованиям на земной поверхности и инвариантны или не зависят от ее основных характеристик.

При создании топографической основы, включающей батиметрическую и морфологическую карты, целесообразно использовать комплекс обработки графической информации (шифратор, ЭВМ и графопостроитель) [7]. Он предусматривает ввод расположенных по неравномерной сети снятых с эхограмм отметок глубин и построение карт трех основных характеристик земной поверхности гораздо более совершенным, чем линейная интерполяция, способом сплайн-интерполяции. На первой карте (батиметрической) выделяются СЛ первого типа и важнейшие ХТ, на второй (карте градиентов земной поверхности) — СЛ L_3 и L_4 и на карте градиентов изогradientной поверхности — СЛ L_5 и L_6 [8]. Таким образом, на автоматизированном уровне можно одновременно осуществить морфологическое картографирование, создать топографическую основу и получить абсолютные значения основных характеристик земной поверхности, необходимые для планирования последующих гидрографических и эксплуатационных работ.

Наряду с этими функциями главная роль зафиксированных элементов земной поверхности заключается в том, что их совокупность является основным содержанием карты геоморфологических критериев конкретности. На такой карте, составленной в частности для упомянутого выше полигона, кроме элементов земной поверх-

ности показаны фронтальные, тыловые и нейтральные (по отношению к «первичному» и «вторичному» перемещениям придонных вод) фрагменты ЭП, их боковые ограничения (линии тока, разделяющие участки ЭП с разной циркуляционной экспозицией), а также линии равной концентрации ЖМК, проведенные по геоморфологическим данным. Карта геоморфологических критериев рассматривается в качестве прогнозного документа и служит обоснованием для планирования дальнейших разведочных работ — проведения донного опробования и оконтуривания залежей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С. И. Факторы, регулирующие образование ЖМК в Мировом океане. — В кн.: Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. Л., 1980, с. 33—42.
2. Безруков П. Л. Железомарганцевые конкреционные руды. — В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., 1979, с. 345—360.
3. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. Железомарганцевые конкреции Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 3—20.
4. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. Под ред. П. Л. Безрукова. М.: Наука, 1976. (Тр. ИО АН СССР, т. 109).
5. Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Под ред. Ю. Б. Казьмина. Л.: Недра, 1984. (Тр. ВНИИОкеангеология, т. 192).
6. Ласточкин А. Н. Предмет и динамическая концепция геоморфологии. — Геоморфология, 1982, № 2, с. 56—63.
7. Ласточкин А. Н. Методика морского геоморфологического картографирования. Л.: Недра, 1982.
8. Ласточкин А. Н. Системно-структурная ориентация геоморфологического картографирования. — Геоморфология, 1984, № 2, с. 53—67.
9. Ласточкин А. Н. Картографирование и описание рельефа на системной основе. — Геоморфология, 1984, № 4, с. 42—59.
10. Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Основные закономерности распространения и состава полей океанских железомарганцевых конкреций. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 5, с. 51—72.

Геологическое развитие территории Азербайджана в юрском периоде

Новые данные о геологическом строении территории Азербайджана позволяют по-иному рассматривать историю его развития, стратиграфию, тектонику и др. Особенно это относится к юрской системе, с отложениями которой связаны перспективы поисков колчеданных месторождений.

Обычно считают, что с мезозоя начинается новый этап развития земной коры. Однако для территории Кавказа конкретно установить единый рубеж этих изменений затруднительно. Если на северном склоне Главного Кавказского хребта перерыв в осадкообразовании отмечается на разных уровнях триасовой системы, то на южном склоне, наоборот, имеются разрезы со сквозными переходами от палеозоя к мезозою. Еще сложнее взаимоотношения между стратиграфическими группами на Малом Кавказе. Здесь на палеозойских породах залегают юрские, а образования триаса там, где они известны, представлены неполностью. Разобщенность триасовых структур обусловлена влиянием, с одной стороны, герцинского тектогенеза, с другой — альпийского. Поэтому азербайджанская часть Средиземноморского геосинклинального пояса в триасовом периоде не была активной. Она находилась на ороген-

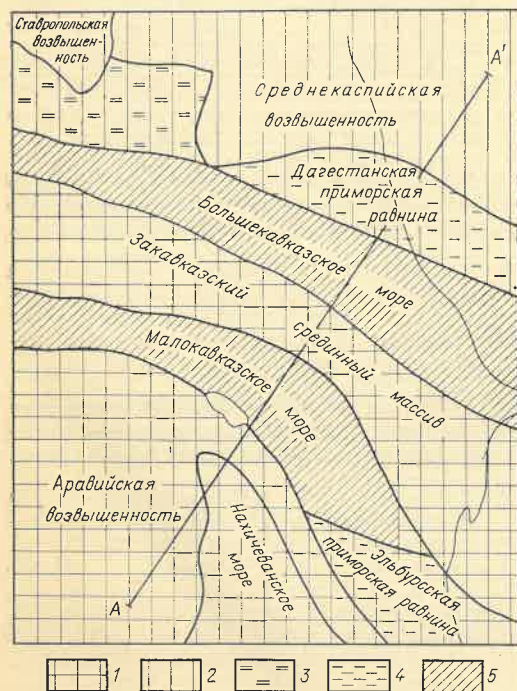


Рис. 1. Палеогеографическая карта территории Кавказа в среднеюрскую эпоху

1 — северная опущенная окраина Арабийской платформы с байкальским фундаментом; 2 — южная окраина Скифской плиты с герцинским фундаментом; 3 — участки, временно покрывавшиеся морем; 4 — прибрежные участки; 5 — морские бассейны с уютенной континентальной и океанической корой; А — А' — линия геологического профиля

ной стадии развития, для которой характерно максимальное увеличение размеров суши, охватившее почти всю территорию Азербайджана.

Резкое усиление альпийских движений началось с юрского периода, когда происходили повсеместная структурная перестройка и стабилизация палеотектонических зон. Интенсивные перемещения и дробления проявились на северной окраине Гондваны, в теле которой возникла дугообразная Малокавказская геосинклиналь, отделявшаяся от регенерированной Большескавказской геосинклинали Закавказским срединным массивом. По-прежнему продолжает развиваться Нахичеванский перикратонный прогиб (рис. 1).

В результате юрской трансгрессии повсеместно установился морской режим даже на массиве. Но его физико-биологические особенности были различными. Поэтому при восстановлении первичной обстановки осадконакопления в юрском периоде отчетливо выделяются три бассейна. Два из них — северный (Большескавказский) и южный (Нахичеванский) пространственно совпали с палеозойскими, а центральный (Малокавказский) оказался новообразованным. Эти моря на севере граничили с молодой Скифской платформой, а на юге — с древней Арабийской.

В раннеюрскую эпоху (18 млн. лет) темпы наступания морей вначале были небольшими. Есть все основания считать, что в геттангский век на территории Азербайджана существовали континентальные условия. И только с синемюра происходило интенсивное накопление вулканогенно-терригенных осадков, отчетливо фиксирующееся по всему южному склону Главного Кавказского хребта (кистинская, сторская, кацдагская свиты) и Малого Кавказа (асрикчайская свита). Тем не менее Кавказское море, судя по распространению фауны, было расчлененным.

Поднятия в пределах современного Куринского межгорного прогиба уже тогда разделяли Большескавказский и Малокавказский бассейны. Более того, есть все основания предполагать, что существовали острова даже внутри этих водоемов, соответствовавшие выступам фундамента. Об этом свидетельствует присутствие полимиктовых конгломератов и аркозовых песчаников, обнажающихся на севере (кябиздаринские гравелиты) и на западе (асрикчайские конгломераты) Азербайджана. Но уже с плинсбахского века масштабы нисходящих движений резко возрастали и в опускания вовлекались все новые участки суши. Под водную поверхность погружались даже краевые части континентальных массивов, у основания которых скапливались грубозернистые лагуно-морские осадки. В Большескавказском бассейне отлагались черные глины с включениями с тонкорассеянного пирита и конкреций (белокавказская свита).

Исходя из характера распространения аммонитов (преимущественно амальтеусов и аритицерасов), можно предположить, что этот бассейн характеризовался нормально-морскими

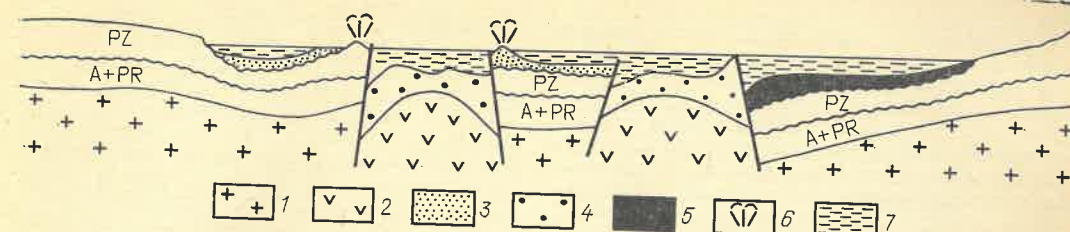


Рис. 2. Геологический профиль через основные тектонические зоны Кавказа
1 — области с континентальной корой; 2 — области

с океанической корой; 3—4 — отложения: 3 — триасово-юрские, 4 — юрские; 5 — угленосная свита; 6 — вулканические островные дуги; 7 — море

условиями. Но они были кратковременными и часто сменялись неблагоприятной абиотической обстановкой, пагубно влиявшей на развитие фауны. Примечательно, что в породах полностью отсутствуют зарывающиеся, свободно лежащие, прикрепляющиеся и другие бентосные организмы, а также следы илоедов. Фрагменты жизнедеятельности морских организмов отмечаются лишь в грубозернистых песчаниках, слагающих небольшую часть плинсбахского разреза. Это указывает на длительность существования среды, в которой формировались немые толщи. Значительная роль принадлежит также температурному фактору и глубине бассейна. Более глубокие и, естественно, холодные участки моря находились в приводораздельной зоне Главного Кавказского хребта (рис. 2). Они оказались благоприятными лишь для бореальных представителей головоногих моллюсков (амальтеусов), мигрировавших с Русской платформы [2]. Здесь в условиях гидротермальной деятельности и осадочным путем формировались руды известных групп месторождений — Филізайской и несколько более ранней Кюдагской.

Плинсбахские преимущественно глинистые образования Малого Кавказа распространены шире, чем синемюрские. Это свидетельствует об увеличении трансгрессии, достигшей максимума во второй половине века. В районах, куда юрское море проникло впервые, отлагались песчаные осадки с примесью вулканогенного материала. Глубина моря была небольшой, что и способствовало широкому расселению как донных, так и активно плавающих моллюсков.

К концу ранней юры на территории Азербайджана произошли коренные палеобиогеографические изменения. Постепенно начали вырисовываться контуры будущего Главного Кавказского хребта, который в восточной части (Северном Азербайджане) местами вышел из-под уровня моря. Отсюда поставлялось большое количество терригенного материала, что совместно с разрывом основного источника сноса — Среднекаспийской возвышенности — привело к накоплению мощных грубозернистых осадков (губахская свита), переходящих по простираю в другие литологические аналоги (дуруджская, дейлаханская, ногабская свиты).

Северная гористая суша была покрыта растительностью, представленной в субтропических условиях древовидными — папоротниками и саговниками. В прибрежную часть Дагестанского моря с этой суши крупными речными системами сносился грубый гравийно-песчаный материал, а в заболоченных участках

происходило угленакпление (иринская свита). В подобных условиях типично морские организмы — головоногие моллюски — развиваются слабее и, наоборот, получают значительное распространение двусторчатые моллюски *Mytiloides*, *Toncredia*, *Nucula*, которые могли переносить понижение солености. Южнее угленосная свита замещалась безугольной, в отложениях которой все чаще встречаются аммониты.

Массив, ограничивающий Большескавказскую геосинклиналь с юга, характеризуется выровненным рельефом. Здесь исчезают выступы фундамента, и связь между морями Кавказа заметно улучшается. На месте сочленения геосинклинальных и эпиконтинентальных морей существовали участки (заливы), где осаждались карбонатные илы, впоследствии преобразовавшиеся в мраморовидные известняки. Эти породы, слагающие метровые пачки, отмечаются в настоящее время на северной периферии Куринского межгорного прогиба.

Сходные условия возникали и в Малокавказском бассейне. Об этом говорят состав населявших его организмов и характер донных осадков. Последние, имевшие мелководное строение и глинисто-песчаный состав, сносились с внутренних палеоподнятий, которые в данном случае служили главным поставщиком обломочного материала. Но временами эти структуры покрывались наступающим морем и шло карбонатное осадконакопление. При этом поскольку общая амплитуда прогибания была незначительной, объем отложений был небольшим. Например, мощность тоарских образований здесь не превышает 30 м, а в геосинклинали Большого Кавказа составляет более 1000 м. Кстати, такая диспропорция характерна для всей системы. Определения среднегодовых температур Северо-Кавказского и Закавказского бассейнов [4, 6] для раннего и позднего (время *thouarsense*) тоара показали значения 20—22 °C, а для конца века (время *levesquei*) получены резко пониженные цифры, до 15—16°.

Среднеюрская эпоха (30 млн. лет) ознаменовалась расширением аккумулятивных областей. Море постепенно распространялось на север, на краевые части Скифской плиты, где в разрезах фиксируется трансгрессивное залегание грубозернистых ааленских отложений на доюрских. Вместе с тем в Дагестане все еще сохранился низкий уровень воды и в обстановке заболоченных аллювиальных равнин усиливался процесс углеобразования.

В настоящее время линзы углей встречаются совместно с мощными прибрежными песчани-

ками и прослоями аргиллитов, достигающими мощности 2100 м (карагская свита). Южнее они переходят в другие фациальные аналоги. Здесь в спокойных условиях накапливались глинистые осадки кархунской свиты мощностью более 1000 м, распространенной на значительной части Восточного Кавказа и временами затухающей границы ранее заложившихся структурно-фациальных зон, особенно на северном и южном склонах Главного Кавказского хребта.

Несмотря на монотонный режим развития бассейна, все же отмечается своеобразная дифференциация в расселении фауны. От Главного Кавказского хребта к югу наблюдается резкое увеличение сообществ моллюсков, среди которых доминирующими постепенно становятся пелелиподы. Они наиболее часто встречаются на южном борту геосинклинали в прибрежных отложениях верхнемигиканской свиты, постепенно замещающей кархунскую. И только к концу аалена произошла регрессия моря и, как следствие, в его мелководных областях возникли поднятия. В обнажениях они выражены несогласным залеганием верхней юры на ааленских образованиях, констатирующихся также и в других разрезах, в том числе и Восточной Грузии. Весьма возможно, что постепенно, по мере приближения к северной периферии Закавказского массива, эти поднятия консолидировались, превратившись в крупные положительные геоструктуры, затруднившие на время связь между бассейнами Большекавказской геосинклинали и Закавказского массива.

В ааленский век формировались колчеданно-полиметаллические месторождения Закатальского района, приуроченные к кровле мегиканской свиты.

В азербайджанской части Малого Кавказа ааленские отложения также представлены терригенной формацией, полностью унаследованной с тоарского века. Это в основном глинисто-песчаные породы с прослоями конгломератов и вулканитов, сформировавшихся, видимо, в условиях неглубокого моря с многочисленными островами, которые имели местами вулканический генезис. В начале позднего аалена складкообразование и последующий размыв обусловили несогласное перекрытие нижнего аалена байосом. Вышеотмеченное фиксируется постепенным качественным и количественным изменением фаунистического состава. Если в раннем аалене доминировали стеногалинные формы, то в конце аалена заметно распространены организмы, которые могут существовать в обстановке разной солёности. Как и конец тоара, начало ааленского века также характеризуется низкой температурой (12—16 °C). Она установилась на всей западноевропейской и примыкающей к ней территории. Только в конце века произошло значительное потепление.

Примечательные события имели место в байосском веке, хотя палеотектоническая обстановка раннего байоса (время *sowerbyi*) все еще не отличалась от ааленской. Это прежде всего выражается в литологическом сходстве соответствующих свит и отсутствии резких взаимопереходов между ними, наиболее отчетливых на северном склоне Большого Кавказа. Можно допустить, что только чуть позд-

нее (время *sauzei*) возникли небольшие выступы, которые в дальнейшем образовали Самурское нагорье, протягивающееся из верховьев р. Самур в сторону Каспийского моря. По нему четко вырисовываются контуры геосинклинали южного и северного склонов Главного Кавказского хребта, на окраинах которых накапливались грубозернистые осадки (гдымская, хиналугская, бейбулатская свиты), переходящие восточнее в более глубоководные глины с тонкорестрированными аммонитами и гладкокульптированными двусторчатыми моллюсками (гильгильская свита).

Прогиб южного склона Большого Кавказа несколько суживался, и в его центральной части возник Дуруджинский архипелаг, разделивший байосское море южного склона на две части. В северной — шло накопление терригенных осадков, в южной — вулканогенных. От бассейна р. Мазымчай и далее на запад, в Кахетии цепь морских островов исчезала, и здесь байосские отложения представлены в смешанной литофаии. В Белокано-Закатальском районе выходы сходных пород скрыты под более молодыми кайнозойскими образованиями. Только восточнее благодаря раскрытию Вандамского антиклинария они вновь появляются на отдельных участках у селений Кахи, Шеки, Исмаиллы и даже внутри Алазано-Агричайского синклиория (эмберкая свита). По ним и оконтуриваются окраины Закавказского срединного массива, сложенные туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Особенно интенсивной подводная вулканическая деятельность проявилась на Малом Кавказе, где она сопровождалась значительным погружением территории, что привело к образованию мощной осадочно-вулканогенной толщи, известной под названием «порфиритовой свиты». Самым мощным накоплением осадков было в Сомхито-Агдамской зоне (Шамхорский и Мровдагский прогибы), а также в Мисхано-Кафанской (Кафанский прогиб) и, в меньшей мере, в Севано-Карабахской зонах. Вулканизм охватил почти весь массив, особенно его грузинскую часть. Тем не менее здесь встречаются в большом количестве и терригенные породы, указывающие на присутствие размывавшихся островов. Последние были окружены стабильно существовавшими теплыми и типично морскими бассейнами глубиной не более 100 м. В Нахичеванском прогибе, который на севере граничил с возвышенной равниной, следы вулканизма выражены слабее. Примесь в породах пеплового материала наблюдается здесь лишь в начале байоса, с чем связана относительная скудность фауны.

Позднее произошло резкое оживление в развитии органического мира. Поэтому байосско-батские отложения могут быть расчленены с точностью до зон, подобных стратиграфическим схемам Западной Европы. В этом отношении нахичеванская юра напоминает малокавказскую. И, наоборот, повсеместные поднятия в азербайджанской части Большого Кавказа привели к размыву не только нижних слоев бата, но и более древних пород — вплоть до ааленских. Этим и объясняются ограниченное развитие батских отложений и слабая охарактеризованность их ископаемыми организмами. Потепление климата в Закавказье было резким в байосском веке и несколько менее ин-

тенсивным в батском. В конце среднеюрской эпохи климат стал засушливым и растительный покров сократился. По данным В. А. Вхрамеева (1980 г.), М. А. Петросянц и Н. А. Ясаманова (1983 г.), палеотемпература байосского века составляла 27 °C, а батского 22—23 °C.

На рубеже средней и поздней юры (10 млн. лет) поднятия сопровождались преимущественно складчатостью и внедрением интрузий без образования четко выраженного горного рельефа. Во многих разрезах Кавказа этим поднятиям соответствуют несогласия. В позднеюрскую эпоху начал формироваться ряд структур, составляющих основную систему мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа. Это Тфанское, Тенгинское, Вандамское, Сомхито-Агдамское, Кафанское поднятия, Закатало-Ковдагский и Севано-Карабахский прогибы. Дальнейшее их развитие осуществлялось по-разному: одни из них полностью сформировались в это время, другие — несколько позднее.

Поздняя юра ознаменовалась трансгрессией, но ее размах был небольшим, и поэтому затоплялся преимущественно низменный рельеф, а возвышенности, созданные батской складчатостью и в особенности сложенные порфиритовой свитой, оставались все еще выше уровня моря. И естественно, что первое время (0,9—1 млн. лет) Большекавказское море было узким. Его северным ограничением служило Центральное поднятие, а южным — Дуруджинское, которое к этому времени уже соединилось с Вандамским. Они вместе «припаялись» к Телави-Куринской глыбе и превратились в интенсивно размываемую сушу. Морской бассейн простирался из Грузии через Кварельско-Закатальский прогиб, затем, резко поворачивая на северо-восток, распространялся на современные высокогорные участки. Здесь после Гдымского, Фийского и Малкамудского перевалов море южного склона, еще больше сужившись, достигало бассейна р. Джимичай. В его осевой части шло непрерывное накопление ритмично чередующихся глин, алевролитов и песчаников, реже известняков (земчайская и салаватская свиты).

Несмотря на почти идентичные условия седиментации, развитие органического мира в разных частях бассейна было неодинаковым. Наиболее оптимальные условия для расцвета фауны существовали в белоканской части моря, где наряду с другими обнаружены крупные вздутые формы *Keplerites*, *Macrocephalites* — обитателей неглубоких и теплых морей. Восточнее происходило общее обеднение фауны вплоть до ее полного вымирания, что связано с замыканием бассейна и удаленностью его от открытого моря. В частности, на меридиане Конаккенда Центральное поднятие (Самурское нагорье) и Закавказский срединный массив, постепенно соединяясь, полностью отделили бассейн южного склона от северного.

В образовавшемся заливе резко изменился солевой режим, что привело к опреснению. В условиях такой быстро менявшейся обстановки фауна мигрировала в иные места обитания. Более благоприятной для жизни оказалась акватория севернее Центрального поднятия — бассейн Дагестана, где были широко распространены многочисленные аммониты, брахиоподы и пелелиподы.

В раннем и среднем келловее средняя температура приповерхностных вод Северного Азербайджана составляла 24 °C, а Центрального и Южного 20—21 °C [6].

Начиная преимущественно с раннего оксфорда, формировались породы пестроцветной илисуйской свиты, по составу и строению все еще мало отличавшейся от более древней земчайской, особенно от ее основания. Однако источники сноса обломочного материала, глубина их денудации были неодинаковыми. Осадки илисуйской свиты накапливались в лагунных условиях за счет размыва порфириновой толщи (на юге) и вулканогенно-осадочных образований Главного Кавказского хребта, которые к этому времени подверглись интенсивному выветриванию. Отсутствие коррелятивных отложений в смежных регионах свидетельствует о замкнутости илисуйского бассейна, которая и обусловила повсеместное вымирание органического мира. Этим и объясняются редкие находки фауны, представленной лишь классом относительно уживчивых двусторчатых моллюсков.

С конца оксфорда юрское море значительно расширилось, соединившись на западе и юге с Грузинским морем, а на востоке — с Копетдагским. Дуруджинско-Вандамская суша оказалась скрытой под водой. Подобное погружение испытывала и восточная часть Самурского нагорья, где возник Шахдагский прогиб. Относительно четко выделялись два типа мегосинклиналильных прогибов — эпиконтинентальный и флишевый. Эпиконтинентальный прогиб располагался на юге южного и на северном склонах Главного Кавказского хребта. В прогибе южного склона накапливались преимущественно оолитовые, песчаные и органогенные осадки, во многом сходные с породами, слагающими Азербайджанско-Грузинский массив. Об этом свидетельствует присутствие известняков в районе Цителли—Цкаро, Шеки, Исмаиллы и др. Здесь верхняя юра, представленная шекинкой свитой, трансгрессивно залегает на вулканогенной порфириновой толще байоса.

Сходное осадкообразование происходило и на северном склоне, в Шахдагском прогибе, хотя он занимал иное палеотектоническое положение. Здесь при благоприятных условиях, особенно в зонах разломов, поселялись кораллы, образовавшие мощные органогенные постройки. Местами опускание дна было настолько интенсивным и быстрым, что рифообразование не успевало полностью завершиться. Поэтому коралловые известняки по простиранию часто замещаются обычными слоистыми карбонатными породами. Восточнее они переходят в прибрежные фаши с гипсом (судурская свита). Эта Таирджалчайская лагуна временами соединялась с аналогичными водоемами Дагестана (Каладжукским, Чирахчайским) и узкой полосой протягивалась вдоль побережья Каспийского моря.

Типично морские условия существовали лишь в осевой зоне восточной геосинклинали Большого Кавказа, где при непрерывном погружении шло ритмичное осадконакопление с образованием бабадагской свиты, охарактеризованной разнообразной фауной моллюсков и кишечнополостных. Изучение этих палеонтологических остатков показало, что седиментация

происходила вблизи берега и сопровождалась интенсивными гидродинамическими процессами, когда привнос был очень быстрым, а осаждающийся материал — грубым.

К концу эпохи трансгрессия сократилась, и в позднеитонский век наступила регрессия. С началом меловой эпохи восстанавливались прежние условия, в связи с чем мощные карбонатные песчаники и песчаные известняки сменялись прежде всего базальными конгломератами и флишем берриаса (кызылказинская свита), а затем глинистой свитой поздневаланжинско-готеривского возраста. Общая мощность верхнеюрских отложений в прогибе южного склона достигала в осевой части 1700 м, а на бортах до 600 м.

На Малом Кавказе оживление тектонических движений в конце средней юры вызвало резкую дифференциацию предкелловейского рельефа. Поэтому даже в пределах одной структурно-фациальной зоны наблюдается совершенно различное залегание верхней юры на средней: в одних случаях батские отложения постепенно сменяются келловейскими (например, Мардакертский, Агдамский, Тоурагачайский и другие разрезы), в других — келловей залегает на размытой поверхности байоса и бата (Мартунинский, Карабахский, Шамхорский антиклинорий). Но известны и разрезы, где граница между отделами проходит среди вулканогенных пород. Однако уже со среднего келловей интенсивность извержений резко уменьшилась и в неглубоком море происходило осаднение карбонатов.

В дальнейшем появлялся ряд широких проливов, посредством которых налаживалась связь с южными и западными морями. Особенно улучшилась обстановка в Дашкесанском и Кедабекском морях, где на песчано-глинистом или туфо-гравелитовом дне расцвели представители келловейских аммонитов [5]. Судя по ним, Азербайджанский бассейн имел сообщение с Грузинским и в меньшей мере с Армянским (в оксфордском веке). Признаки тесных взаимоотношений между ними намечаются через Сомхито-Агдамскую зону. Юго-западнее они несколько изменяются. Здесь в Севано-Карабахской зоне среди келловейских отложений появляются мощные прослои нечистых известняков, занимавших в некоторых разрезах доминирующее положение (Мартунинский район). Аналогичная карбонатно-терригенная среда с аммонитами существовала на юге — в Араксинском бассейне.

Таким образом, позднеюрское море распространялось почти на все существующие структуры. Некоторые из них, объединяясь, образовывали единый бассейн с интенсивным терригенно-туфогенным осадконакоплением, как, например, Тоурагачайский и Мардакертский прогибы [9].

Оксфордский ярус на Малом Кавказе по строению и взаимоотношению пород очень сходен с келловейским. Это выражается в преобладании и их структурно-фациальных зон.

В указанное время интенсивность вулканизма несколько сократилась и в неглубоком море шло осаднение известняковых и, реже, доломитовых осадков. Поэтому известняки Севано-Карабахской зоны почти неотделимы от келловейских. Начиная с позднего оксфорда происходили расширение моря и значительная

пенепленизация суши. В бассейн поступало небольшое количество обломочного материала, в связи с чем преобладало карбонатное осадконакопление. Иногда возникали органогенные постройки, созданные преимущественно колониальными полипами.

В кимеридже трансгрессия моря сменялась регрессией. Появились Кафанская, Мровдагская и Карабахская суши, продолжалось рифообразование и сохранялась лагунная обстановка. Бассейн значительно обмелел, усиливались процессы аридизации климата и выветривания областей сноса. Наиболее ярким событием кимериджского века явился подводный вулканизм андезитового состава, охвативший по существу весь Малый Кавказ (Шамхорскую, Дашкесанскую, Мардакертскую, Агдамскую и другие подзоны).

Погружения были настолько значительными, что в ряде разрезов мощность вулканитов превышает 700 м. В титонском веке вулканическая деятельность полностью прекратилась и возрастала регрессия моря. Окружающие его денудационные участки суши сглаживались, в глубоких зонах бассейна отлагаются карбонаты, а в более мелких — грубообломочные разности.

Особенно резкими восходящими движениями были в Нахичевани. Вся эта территория после келловей испытывала воздымание, а в течение поздней юры и раннего мела представляла собой сушу.

Таким образом, геологическая история Азербайджана в целом определялась общим развитием Средиземноморского геосинклинального пояса. Однако возник ряд специфических особенностей, обусловивших автономность существования этой территории в отдельные эпизоды фанерозоя.

Альпийское развитие Азербайджана несколько запаздывало. Самостоятельность эта территория получила лишь с ранней юры, когда здесь обособились четыре этапа. При этом в геттанге и даже в раннем синемюре все еще сохранялись прежние условия, близкие к субплатформенным.

Синемюр — аален характеризовались заложением Мезотетиса с океанической корой в центральной части (Большекавказская геосинклиналь), проявлением континентального рифа с утоненной корой (Малокавказская геосинклиналь), образованием микроконтинентов (Азербайджанско-Грузинский массив), максимальным расширением морской акватории и т. д. Байосский век был временем резкого углубления Малокавказской геосинклинали с порождением коры океанического типа (базальтовый вулканизм). В батский век произошло частичное закрытие бассейна, сопровождавшееся возникновением пассивных и активных (вулканических) островных дуг (Тфанское, Вандамское, Шамхорское и другие поднятия).

Поздняя юра — этап повторных растяжений и образования трогов, выполненных флишевыми (Закатальский прогиб), карбонатными (Шахдагский), лагунными (Судурский) и вулканогенно-осадочными (Тоурагачайский, Мартунинский, Мардакертский, Дашкесанский и др.) фациями.

Возникший между геосинклинальными системами Закавказский срединный массив весь юрский период, а возможно, и в более поздние

эпохи находился в статическом состоянии. Расходящиеся в стороны от него молодая Скифская (южный элемент Лавразии) и Аравийская (северный элемент Гондваны) платформы характеризовались незначительными темпами развития. Все последующее время оно происходило «монотонно», без существенных изменений. С позднего палеогена резко усилился встречный дрейф платформ, который привел к «поглощению» отмеченных геосинклинальных систем по своеобразным крутонаклонным глубинным разломам и к образованию чешуйчатых формных тектонических перекрытий.

Вандамский прогиб в юре представлял собой северную окраину Закавказского срединного массива, что нашло отражение в строении их разрезов. Только в неогене он был вовлечен в тектонические движения мегантиклинория Большого Кавказа.

С развитием альпийских геосинклинальных систем Азербайджана связано формирование многочисленных руд. В результате сложной и продолжительной истории возникли различные по морфологии рудные тела, иногда рассматривающиеся как самостоятельные генетические типы. Концентрация металлов происходила в глубоких депрессиях с различной длительностью формирования. Площадь распространения скоплений в настоящее время небольшая и ограничена разномасштабными надвигами, закрывшими рудопроизводящие толщи. Тем не менее эти месторождения требуют дальнейшего изучения с применением более усовершенствованных методов глубинной разведки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаев В. В. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокапо-Закаталь-



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.462 : 551.35 (262.5-11)

В. Е. ЗАХАРОВ, Д. Ф. ИСМАГИЛОВ, Л. Б. КОЧНЕВА,
А. А. ТЕРЕХОВ (трест «Южморнефтегазгеофизразведка»),
А. Е. ШЛЕЗИНГЕР (ГИН АН СССР)

Континентальные палеосклоны и современный склон восточной части Черного моря

По сейсмическим данным установлено, что шельф и верхняя часть Прикавказского континентального склона сложены деформированными породами верхнего мела и доолигоценного палеогена. Северо-западное погружение Большого Кавказа прослеживается в море в виде Анапского выступа (рис. 1). В его пределах выявлена большая (до 3 км) мощность палео-

ского рудного района. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук, 1976, с. 64—69.

2. Агаев В. В. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Северо-Западного Азербайджана и Северо-Восточной Грузии. Деп. № 8, б/о 117. М., ВИНТИ, 1981.
3. Гасанов Т. А. Типовой разрез асрикчайской свиты геосинклинали Малого Кавказа (Азербайджан). — Докл. АН АзССР, 1978, № 5, с. 66—69.
4. Вахрамеев В. А. Пыльца *Classopollis* как индикатор климата юры и мела. — Сов. геология, 1980, № 8, с. 48—56.
5. Касимова Г. К., Абдулкасумзаде М. Р., Алиева Д. Г. Биостратиграфия верхнеюрских отложений южных районов СССР (Азербайджан). — В кн.: Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982, с. 111—116.
6. Петросянц М. А., Ясаманов Н. А. Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пыли хейролапидневых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 2, с. 126—130.
7. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
8. Хаин В. Е. Сопоставление фиксистских и мобилистических моделей тектонического развития Большого Кавказа. — Геотектоника, 1982, № 4, с. 3—13.
9. Шихалибеи Э. Ш. Основные черты геологического строения Азербайджана. — В кн.: Проект «Глобальная корреляция тектонических эпох». Баку, 1979, с. 4—20.

цен-эоценовых образований, по которым вырисовывается крупное поднятие, лишенное складчатых деформаций. На продолжении Анапского выступа обнаружена Барьерная антиклинальная зона. Оligocen-миоценовые отложения имеют над этими структурами резко пониженные мощности.

Мористее складчатых сооружений Большого Кавказа и Горного Крыма

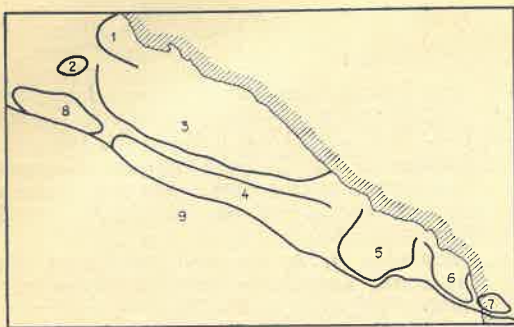


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов восточной части Черного моря

1 — Анапский выступ, 2 — Барьерная антиклинальная зона, 3 — Туапсинский прогиб, 4 — Восточно-Черноморское поднятие, 5 — Гудаутское поднятие, 6 — Очамчирское поднятие, 7 — Центральноколхидское поднятие, 8 — Северо-Черноморское поднятие, 9 — Восточно-Черноморская впадина

располагается глубокий и протяженный олигоцен-миоценовый прогиб сложной конфигурации в плане. Восточная часть последнего, где развиты крутые линейные складки, выделяется как Туапсинский прогиб. С северо-запада его ограничивает крупное Восточно-Черноморское поднятие, сложенное маломощным (до 1 км) мел-эоценовым карбонатным платформенным чехлом Грузинской глыбы и Скифской плиты, который перекрыт олигоцен-миоценовыми отложениями относительно небольшой (до 1 км) мощности. В юго-западной присводовой части Восточно-Черноморского поднятия мел-эоценовые отложения местами отсутствуют и постэоценовый чехол непосредственно подстилают, вероятно, домеловые породы акустического фундамента.

На юго-востоке Восточно-Черноморское поднятие переходит в Гудаутское и Очамчирское, отличающиеся более мощным (свыше 3 км) мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, что связано с Центральноколхидским поднятием суши. На северо-западе оно сменяется Северо-Черноморским поднятием, приобретающим субширотную ориентировку. Указанные структуры перекрыты равномерными (до 1,8 км) плиоцен-четвертичными образованиями и в них не выражены. Восточно-Черноморское и Северо-Черноморское поднятия ограничены с юго-запада и юга глубокой Восточно-Черноморской впадиной, мощность осадочного чехла в которой превышает 10 км.

Последние региональные и детальные исследования МОГТ, проведенные ВМНПО «Союзморгео» и ПО «Южморгеология», дают важную информацию для изучения континентальных палеосклонов и современного континентального склона востока Черного моря.

В разрезе дна востока Черного моря выделено и регионально прослежено несколько опорных отражающих горизонтов. По сопоставлению с буровыми и геофизическими материалами по суше они стратифицированы как подошвы четвертичных, плиоценовых, среднемиоценовых, олигоценных, палеогеновых, верхнемеловых и нижнемеловых отложений. Особый интерес представляет отражающий горизонт Н в основании пологолежачего чехла, зафиксированный сейсмическими исследованиями разных лет. Сейсмический горизонт Н проводится по огибающим криволинейных осей синфазности, по-видимому, дифрагированных волн, образующихся на эрозионных формах поверхности размыва. Сейсмический горизонт Н прослеживается по периферии Восточно-Черноморской впадины и на южных и юго-западных крыльях Северо-Черноморского, Восточно-Черноморского, Гудаутского и Очамчирского поднятий. Фрагментарно он зарегистрирован по северной окраине Гудаутского поднятия и в южной периферийной части Барьерной зоны Керченско-Таманского шельфа. Во внутренних районах Восточно-Черноморской впадины сейсмический горизонт Н затушеван кратными отражениями, и прослеживание его весьма проблематично. На сводах поднятий фиксирование горизонта Н прекращается и либо на его уровне появляются согласные сейсмические границы, либо он выходит на дно моря. На отдельных участках периферии Восточно-Черноморской впадины сейсмический горизонт Н фрагментарно сменяется по латерали горизонтом с параметрами IIIa (поверхность меловых отложений).

Сейсмический горизонт Н связан с подошвой пологолежачего (практически горизонтального) комплекса пород

олигоцен-четвертичного возраста [11], выполняющих Черноморский глубоководный бассейн. Над ним (местами на 2—3 км выше) на площади Восточно-Черноморской впадины устанавливается пакет резко выраженных сильных отражений, кровля которых принимается за сейсмический горизонт II (Е. М. Хахалов), а также преломляющийся горизонт d_2^{oc} , характеризующихся граничной скоростью 4,5—5 км [4, 7]. Последний, вероятно, фиксирует кровлю плотных относительно высокоскоростных и акустически жестких, по-видимому, эоценовых пород. Д. А. Туголесов и др. [14], А. С. Горшков [3] тоже считают их эоценовыми по корреляции с болгарским и колхидским побережьями суши.

От присводовых участков Северо-Черноморского, Восточно-Черноморского, Гудаутского и Очамчирского поднятий горизонт Н относительно резко (120—130 м/км) погружается до 10—12 км, обрисовывая крутой борт и довольно плоское, осложненное неровностями днище Восточно-Черноморской впадины. Горизонт срезает подстилающие его слои, и к нему прислоняются покрывающие. Таким образом, сейсмический горизонт Н отражает континентальный палеосклон и днище Черноморского глубоководного бассейна.

В районе Гудаутского и Очамчирского поднятий палеосклон состоит из нижнего, более крутого отрезка (до 20—25°) и верхнего, более пологого (до 10°) (рис. 2, 3). К верхней части крутого отрезка склона примыкают пологонаклонные слои мела и доолигоценного палеогена. При приближении к нему они согласно изгибаются, а затем последовательно срезаются склоном. Верхняя, менее крутая часть палеосклона срезает пологонаклонные слои олигоцена и миоцена. Палеосклон перекрыт отложениями Восточно-Черноморской впадины, причем нижняя, более крутая часть — глубоководными олигоценными и миоценовыми образованиями, а верхняя, более пологая — плиоцен-четвертичными. Их слои примыкают к поверхности палеосклона. Таким образом, западную и южную периферии Гудаутского и Очамчирского поднятий окаймляют два континентальных палеосклона: нижний, более крутой — доолигоценного возраста, и верхний, более пологий — доплиоценовый (см. рис. 3).

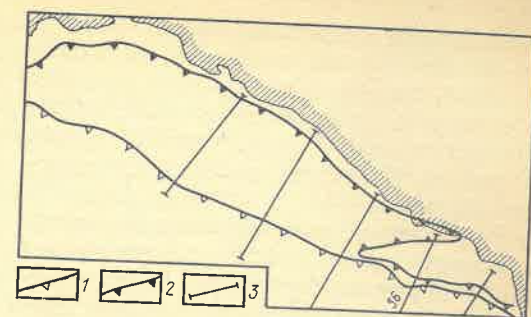


Рис. 2. Схема площадного расположения палеосклонов восточной части Черного моря
1 — предолигоценный; 2 — предплиоценовый; 3 — сейсмические профили

склона: нижний, более крутой — доолигоценного возраста, и верхний, более пологий — доплиоценовый (см. рис. 3).

На меридиане восточной части Очамчирского поднятия только мел-эоценовые слои срезаются крутым доолигоценным палеосклоном. В более погруженных его частях под поверхностью палеосклона вновь фрагментарно появляются, по-видимому, верхнемеловые отложения. Палеосклон погребен под пологолежачими олигоцен-миоценовыми слоями, примыкающими к нему. На более пологом предплиоценовом палеосклоне не фиксируется срезание слоев олигоцена и миоцена. Плиоцен-четвертичные образования здесь практически согласно подстилаются миоценовыми; к югу мощность их увеличивается, что создает обратную клиноформу.

К северу от Гудаутского поднятия континентальные палеосклоны разветвляются. Более крутой доолигоценный палеосклон прослеживается к се-

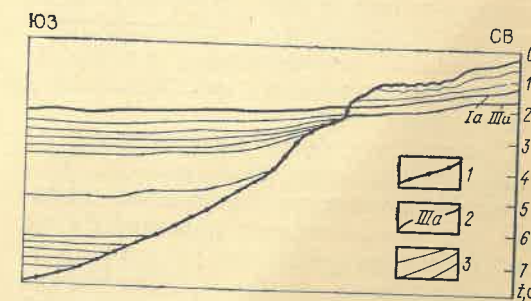


Рис. 3. Строение палеосклонов района Гудаутского поднятия по сейсмическому профилю 36
1 — погребенный палеосклон; 2 — опорные отражающие горизонты: IIIa — кровля мела, Ia — кровля майкопа (нижнего миоцена); 3 — отражающие границы и площадки

веро-западу, составляя крыло Восточно-Черноморского поднятия, а более пологий предплиоценовый отклоняется к северу и примыкает к суше, образуя неширокий структурный залив. В районе Пицунды палеосклон выходит на побережье, а мощные мезотические и понтические образования представляют собой комплекс заполнения глубоководного бассейна. На всем меридиональном отрезке палеосклон срезают слои миоцена Гудаутского поднятия и к нему прислоняются плиоцен-четвертичные толщи районов Восточно-Черноморского поднятия и Туапсинского прогиба. Последние по эрозионным подводным врезам местами проникают на площадь Гудаутского поднятия. Особенно крупная подводная эрозионная округлая западина обнаружена на одноименной отмели близ побережья.

Бровка предплиоценового палеосклона, захороненная под плиоцен-четвертичными отложениями, протягивается вдоль побережья Кавказа примерно на уровне средней части современного континентального склона. Его морфология существенно затуманена деформациями олигоцен-миоценового прогиба. На Керченско-Таманском шельфе предплиоценовый палеосклон меняет простирание на субширотное и фиксируется по южной периферии Анапского выступа и Барьерной антиклинальной зоны. В крутой восточной части на относительно не протяженном участке он срезают олигоцен-миоценовые слои и к нему примыкают плиоцен-четвертичные толщи. К западу предплиоценовый склон становится положе и погребается под плиоцен-четвертичной обратной клиноформой, практически согласно перекрывающей относительно маломощные олигоцен-миоценовые слои, погружающиеся к югу.

Предолигоценный палеосклон протягивается к северо-западу вдоль Восточно-Черноморского поднятия, являясь его юго-западным крылом. Затем он меняет направление на субширотное, составляя крыло Северо-Черноморского поднятия. Предолигоценный палеосклон слагают домеловые породы. В самой верхней части его на Восточно-Черноморском поднятии предплиоценовыми подводными экзогенны-

ми процессами срезаны отложения майкопа. Породы мела — эоцена выпадают из разреза в присводовой части поднятия. Палеосклон к югу от Северо-Черноморского поднятия имеет местами ступенчатое погружение. У его подножья, возможно, вновь появляется относительно маломощный (первые сотни метров) верхнемеловой чехол. Континентальный палеосклон района Восточно-Черноморского и Северо-Черноморского поднятий погребен под олигоцен-миоценовыми отложениями, примыкающими к его поверхности. В пределах днища Восточно-Черноморской впадины, как указывалось выше, вероятно, распространены мощные (свыше 2 км) серии доолигоценных образований. Восточно-Черноморская впадина, Северо-Черноморское и Восточно-Черноморское поднятия равномерно перекрываются плиоцен-четвертичным комплексом мощностью 1,6—1,8 км. В районе Керченско-Таманского шельфа последняя увеличивается до 3—4 км, образуется конус выноса.

Таким образом, на востоке Черного моря фиксируются два захороненных под осадочным чехлом палеосклона. Анализ строения палеосклонов и современного континентального склона позволяет вскрыть этапы развития рассматриваемой территории. Наиболее древний доолигоценный палеосклон отстоит от современного на 60—80 км. Он погребен под почти горизонтально лежащими слоями олигоцен-миоцена общей мощностью до 6 км. Доолигоценный палеосклон является бортом Восточно-Черноморской впадины. Нижнюю часть ее разреза, вероятно, составляют также пологолежащие доолигоценные образования общей мощностью 2—3 км и более. Они несомненно наращивают вниз комплекс глубоководного бассейна и перекрывают наиболее древний погруженный доэоценовый палеосклон, практически еще не изученный.

Периферия складчатых сооружений Кавказа окаймлена олигоцен-миоценовым прогибом, который к северо-западу меняет направление на субширотное, оконтуривая Анапский выступ и Барьерную антиклинальную зону. Между Восточно-Черноморской впадиной и олигоцен-миоценовым прогибом

отмечается полоса относительно высокого залегания мел-эоценовых пород, перекрытых сравнительно сокращенными (менее 1 км) олигоцен-миоценовыми образованиями Северо-Черноморского и Восточно-Черноморского поднятий. Они представляют собой, таким образом, остаточные гетерогенные структуры чехла Грузинской глыбы и Скифской плиты. Их южные и юго-западные крылья являются предолигоценным палеосклоном глубоководного бассейна, а северные и северо-восточные — обусловлены олигоцен-миоценовым конседиментационным прогибанием Туапсинского прогиба. Надо отметить, однако, что мел-эоценовые породы на площади Северо-Черноморского и Восточно-Черноморского поднятий имеют минимальную мощность, а местами выпадают из разреза. Восточно-Черноморское поднятие по простиранию сменяется Гудаутским, а затем Очамчирским. Они отличаются более мощным мел-эоценовым чехлом.

Предплиоценовый палеосклон участками отступил (до 60 км) от предолигоценного в сторону суши. Глубоководные плиоцен-четвертичные образования равномерным чехлом покрыли Северо-Черноморское, Восточно-Черноморское поднятия и олигоцен-миоценовый прогиб. Предплиоценовый палеосклон оконтурив Гудаутское и Очамчирское поднятия, отделив их от глубоководного бассейна. Именно предплиоценовый палеосклон разделяет Восточно-Черноморское и Гудаутское поднятия. Таким образом, Гудаутское и Очамчирское поднятия — это относительно молодые предплиоценовые структуры. Они являются окраинными частями платформенного чехла Грузинской глыбы, ограниченными предплиоценовым континентальным склоном. Правда, с востока на запад и севера на юг в сторону моря наблюдается общее сокращение мощностей мел-эоценовых слоев.

Современный континентальный склон возник в конце четвертичного времени [11, 12] и сдвинут по отношению к предплиоценовому чаще в сторону суши. Максимальное их расхождение на Гудаутском поднятии составляет 20 км. На Керченско-Таманской акватории, наоборот, современный

континентальный склон смещен в море (до 40 км). Аналогичная картина наблюдается в районе Пицунды, в результате чего глубоководные мезотическо-понтические породы обнажаются в современных береговых обрывах и вскрыты на побережье скважинами.

Континентальные палеосклоны и современный склон возникли за счет значительных кратковременных опусканий, создавших глубоководный бассейн, ограниченный флексурно-разрывными бортами. Последние осложнялись процессами подводной плоскостной эрозии [9], которая особенно проявилась на крутых участках бортов, где срезались тектонически изогнутые и разорванные слои осадочного чехла. На пологих участках борта перекрывались слоями латерального комплекса заполнения глубоководного бассейна. Они создавали здесь обратные клиноформы.

Таким образом, рассмотренные континентальные палеосклоны и современный континентальный склон сформированы тектоническими процессами. Морфоструктура их осложнена плоскостной подводной склоновой эрозией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В. М. Краевые прогибы Крыма и Кавказа в Черном море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 130—133.
2. Басенция Ш. А. Палеотектонические и палеогеографические реконструкции юго-востока Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 2, с. 38—43.
3. Горшков А. С. О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Геотектоника, 1983, № 4, с. 111—120.
4. Земная кора и история развития Черноморской впадины. Под ред. М. В. Муратова. М.: Наука, 1975.
5. Исмаилов Д. Ф., Терехов А. А. Строение осадочного чехла Прикавказской части Черного моря. — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 424—426.
6. Маловицкий Я. П., Терехов А. А., Шимкус К. М. Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое. — В кн.: Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. — М., 1979, с. 7—25.
7. Непрочнова А. Ф. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря по сейсмическим данным. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 4, с. 661—667.
8. Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря/Д. А. Туголесов, А. С. Горшков, Л. П. Мейснер и др. — Сов. геология, с. 73—82.
9. О строении подводной окраины Большого

- Кавказа/М. Р. Пустильников, В. И. Кара, А. А. Терехов, А. А. Шиманский. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 96—105.
10. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования/А. Л. Яншин, Я. П. Маловицкий, В. Н. Москаленко. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
 11. Структуры осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам/Ш. А. Басенцян, А. И. Пилипенко, Ю. И. Свистунов и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 5—10.
 12. Терехов А. А. Современный структурный

- план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1974.
13. Терехов А. А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.
 14. Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
 15. Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., 1981, с. 237—268.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.311+552.322 (470.421)

В. Ф. СМОЛЬКИН (Геол. ин-т КФ АН СССР),
А. Д. ДАИН (ПГО «Севзапгеология»)

Габбро-верлитовая формация Имандра-Варзугской зоны карелид

Габбро-верлитовая формация была выделена в самостоятельный формационный тип в 70-е годы на основе изучения печенгского никеленосного комплекса, который принимается в качестве эталонного.

Разные исследователи относили образование формации к различным стадиям развития карельских зон. В. Н. Москалева и Е. Т. Шаталов [5] связывали его со стадией консолидации складчатой системы и характерной чертой считали связь с вулканогенной липарит-базальтовой формацией. В последующем [3] она рассматривалась уже в составе вулканогенно-интрузивных формаций, возникших в условиях рифтогенного режима в пределах эпиорогенных структур.

Н. А. Волотовская с соавторами первоначально в 1972 г. включила в состав формации разнообразные массивы верхнеархейского (Хаутоваро-Чалкинской зоны) и нижнепротерозойского возраста (Печенгская и Имандра-Варзугская зоны, Ветреный пояс и Онежская мульда, а также Аллареченское рудное поле), которые относятся к различным формационным типам. В последующем [1] она отнесла массивы вышеназванных структур к двум формациям — перидотит-габбро-

вой (верхний архей) и габбро-верлитовой (нижний протерозой). Формирование последней относилось к средней орогенной стадии, было указано на пространственную и генетическую связь ее с диабаз-пикритовыми комплексами.

В. Ф. Смолюкиным в 1974 г. детально изучены петрологические особенности массивов Печенгского рудного поля и сформулированы основные признаки формации [9]: 1) расположение в пределах зон протоактивизации нижнепротерозойского возраста (под активизацией понимается внегосинклинальное возобновление или резкое усиление тектонической и магматической деятельности в областях с ранее сформированной гранитной корой); 2) синскладчатый характер внедрения; 3) гипабиссальные условия формирования массивов; 4) широкое проявление глубинной и камерной дифференциации; 5) верлит-клинопироксенит-габбровый сингенетический ряд пород при преобладании ультрабазитов и участия пироксеновых оливинитов и ортоклазовых габбро; 6) медно-никелевая и титан-ванадиевая металлогеническая специализация, 7) тесная пространственная связь с пикрит-диабазовыми комплексами.

До последнего времени в состав габбро-верлитовой формации включались габбро-перидотитовые массивы не только Печенгской, но и Имандра-Варзугской и других структур карелид [2, 3, 5, 9]. В связи с ярко выраженной никелевой металлогенической специализацией ультраосновных пород, относимых к этой формации, в центральной части Имандра-Варзугской структуры в 1979—1984 гг. были развернуты поисковые работы на никель, включающие буровые, геофизические, геохимические работы и петрологическое изучение.

Исследованы как ранее известные массивы — Полисарский, Панареченский и Фомкина ручья [2], так и выявленные на участках Чурумпахк и Солёный при расшифровке геофизических аномалий. В результате получены новые факты, позволяющие пересмотреть вопрос о габбро-верлитовой формации.

Установлено, что вышеназванные массивы не могут быть объединены в одну формацию, так как они формируются в разные стадии карельского тектоно-магматического цикла, имеют различное соотношение со складчатостью (доскладчатые и синскладчатые), комагматичны пикрито-базальтовым вулканитам разного состава и характеризуются различной геохимической и металлогенической специализацией [11]. В связи с этим массивы разделены на два разновозрастных комплекса (имандра-варзугский и солёноозерский) и отнесены соответственно к двум различным формациям — габбро-пироксенитовой и габбро-верлитовой.

В состав габбро-верлитовой формации мы включили интрузивные тела, недавно обнаруженные в районе озер Солёное — Верхнее Полисарское. Массивы залегают в пределах ранее неизвестной черносланцевой толщи, названной солёноозерской и не имеющей аналогов среди образований Имандра-Варзугской зоны [8]. В структурно-тектоническом отношении она располагается в пределах так называемой Томингской структурно-фациальной подзоны, состоящей юго-западную часть Имандра-Варзугской структуры [2]. Распространение толщи ограничено с востока Мунозерско-Цагинским попе-

речным разломом глубинного заложения, с запада она не оконтурена. Черносланцевая толща перекрывается пикрито-базальтами и базальтами, пробуренными на участке Солёный и, вероятно, сохранившимися на водоразделе Миттриярви. В одном из потоков пикритов с шаровой отдельностью на водоразделе Миттриярви обнаружена спинифекс-структура, обусловленная пластинчатыми и скелетными кристаллами клинопироксена, сцементированными хлорит-альбитовой основной массой. Пикриты содержат в небольшом количестве мелкие идиоморфные протыведения оливина.

Солёноозерская толща сложена ритмично переслаивающимися туфогенно-осадочными образованиями, обогащенными сульфидно-углеродистым веществом и метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Породы слагают опрокинутую на север синклинальную складку, осложненную поперечными и диагональными разломами.

По своему геологическому положению, строению, набору пород и их составу солёноозерская толща уверенно коррелируется с так называемой продуктивной толщей Печенгского рудного поля (туфогенно-осадочная подсвита пильгуярвинской свиты). К числу коррелирующих признаков относятся: 1) ритмичное переслаивание метаалевролитов, пелитов, песчаников и туфитов, а также линз мелкогалечных конгломератов; 2) присутствие горизонтов, насыщенных сульфидно-углеродистым веществом; 3) наличие туфов пикритового состава и увеличение их количества в верхах толщи; 4) повышенные содержания в туфах не только никеля, меди и серы, но и титана, фосфора; 5) наличие линзующихся прослоев фосфоритонесных конгломератов (данные Э. А. Ахмедова); 6) широкое развитие силловых тел габбро-диабазов и диабазов, обогащенных титаном и железом.

По данным геологов Восточно-Кольской партии ПГО «Севзапгеология», солёноозерскую толщу следует разделить на три пачки или горизонта, с преобладанием вулканитов, туфов или алевролитов-пелитов.

Интрузивные массивы метагаббро-перидотитов распространены ограни-

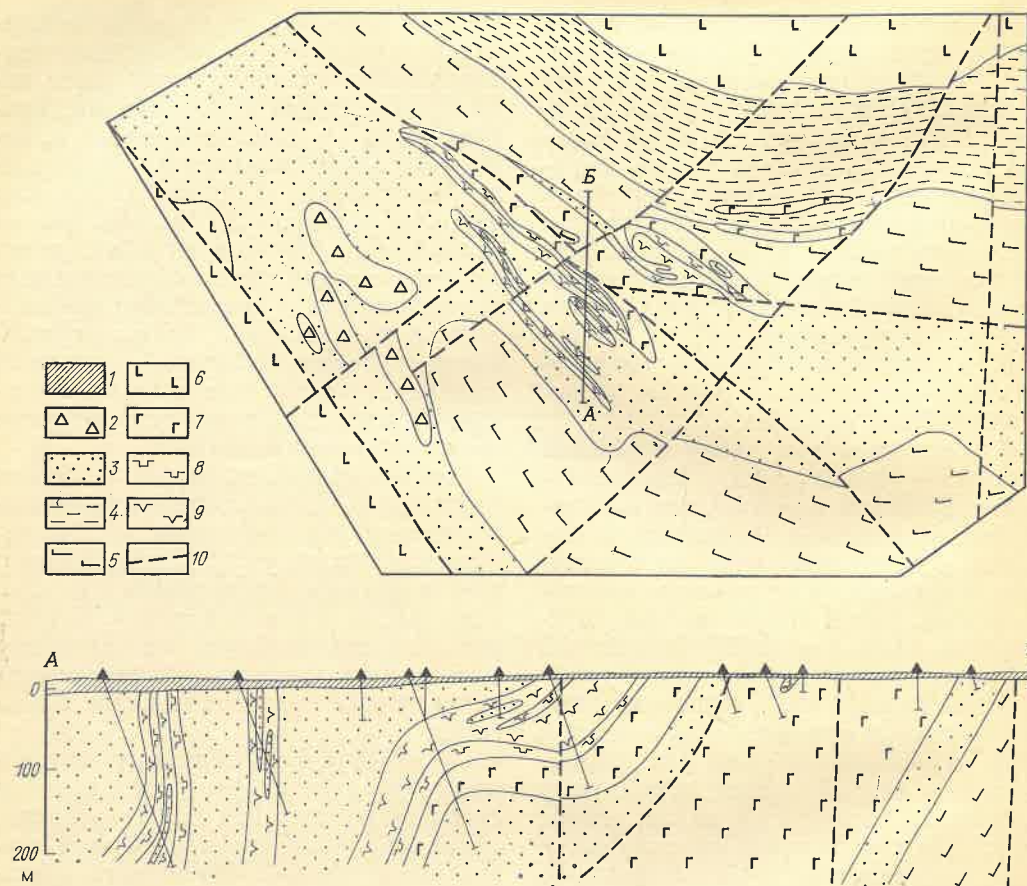


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка Соленый и поперечный профильный разрез
1 — моренные отложения; 2 — метатифы и лавобрекчии пикрито-базальтов; 3 — металавроволиты, метателиты и сульфидно-углеродистые сланцы; 4 — металавроволиты, перемежающиеся с метавулкани-

ми; 5 — метабазальты, андезитов-базальты и их туфы; 6 — метабазальты и пикрито-базальты; 7—9 — солонозерский интрузивный комплекс: 7 — метагаббро, 8 — метапироксениты, 9 — метаперидотиты; 10 — зоны разрывных нарушений

ченно и приурочены к депрессии озера Соленого (рис. 1). Они не выходят за пределы солонозерской толщи и залегают в крыле синклинали складки, опрокинутой на юго-запад под углами 40—70°. К настоящему времени известно шесть массивов, точнее, их фрагментов, перекрытых мощным чехлом моренных отложений. Массивы приурочены преимущественно к границам раздела горизонтов, т. е. в их размещении существенную роль играл литологический фактор. Мощность массивов колеблется от 30 до 140 м и более, по падению они не оконтурены; в плане имеют линзовидную форму, в поперечном разрезе — пластовую. Следует предположить, что они сформированы в результате выполнения расщепом желобообразных прогибов.

Контакты массивов преимущественно осложнены зонами рассланцевания или брекчирования, часто сцементированными сульфидной массой. В отдельных случаях сохранились реликты маломощных зон ороговикования, сложенных адинолами, которые были преобразованы в процессе регионального метаморфизма.

По внутреннему строению все массивы относятся к однофазному дифференцированному типу, однако степень дифференциации их различная. Дифференцированность или расслоенность обусловлена разделением массивов на горизонты различного состава при небольшом преобладании габброидов над перидотитами. Границы раздела пород ориентированы, как правило, субпараллельно внешним контактам

массивов, иногда осложненным раздвигами или пережигами.

По петрографическому составу выделяются камернодифференцированные метагаббро-перидотитовые и глубиннодифференцированные метагаббровые или метаперидотитовые массивы. В скв. 149, пересекающей центральный дифференцированный массив, наблюдается такая последовательность пород (сверху вниз): метаперидотиты (46,5 м), метапироксениты (4,5 м), метагаббро и метаплагиопироксениты (54,8 м), металайкогаббро (4,8 м). На основании опыта изучения никеленосных массивов Печенги такую последовательность надо считать обратной, а массивы опрокинутыми. Первоначально последние залежали с падением на северо-восток.

Метаперидотиты и метагаббро контактируют, как правило, друг с другом через горизонт метапироксенитов и метаплагиопироксенитов, содержащих редкие линзы-гнезда габбро. На контакте метаперидотитов с вмещающими образованиями обнаружены реликты зон закалок, представленных апопироксенитовыми сланцами, для приконтактных габброидов характерны лейкократовые диоритоподобные образования.

В строении массивов принимают участие породы трех семейств — перидотитов, пироксенитов и габбро, которые в различной степени метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, а также рассланцованы или катаклазированы.

Метаперидотиты представлены тальк-хлоритовыми серпентинитами, которые сохранились в центральной части блоков массивов, и разнообразными сланцами по ним, сложенными переменным количеством серпентина, хлорита, талька и карбоната.

Серпентиниты обладают порфиро-бластической, псевдоморфной, шнуровидно-петельчатой, чешуйчатой и реликтовой порфировидной, пойкилитовой и гипидиоморфнозернистой структурами, массивной или сланцеватой текстурами. Они сложены (в %) реликтами клинопироксена (1—30) и керсутита (0,5—2), а также серпентинами (50—60), хлоритом (10—30), тальком (5—15), карбонатом (0—5), актинолитом (0,5—5), хлоритизирован-

ным биотитом (1—5), титаномagnetитом, лейкоксенном по нему (2—5) и сульфидами (2—5). В породе еще сохранились контуры первичномагматических минералов, а также их реликты. Помимо хлоритов, замещающих серпентиновые и актинолитовые псевдоморфозы и зерна биотита, в отдельных случаях встречен мелкочешуйчатый хлорит, выполняющий интерстиции и развивающийся по плагиоклазу (6—8 %).

Среди сланцев по преобладанию той или иной вторичной ассоциации можно выделить серпентин-тальк-хлоритовые, карбонат-хлорит-тальковые и, наконец, хлорит-карбонатные разновидности. Помимо указанных минералов, они содержат (в %) тремолит (1—10), актинолит (1—8), хлоритизированный биотит (3—6), лейкоксен (2—6), ильменит (0—2) и сульфиды (4—10).

Процессы изменения перидотитов были многостадийными. На ранней стадии прогрессивного метаморфизма происходила серпентинизация оливина (шнуровидно-игльчатый, затем мелкочешуйчатый типы) и запаздывающая по отношению к ней актинолитизация клинопироксена, которые сменились общей хлоритизацией. На регрессивной стадии синхронно с динамометаморфизмом развивались тальк-карбонатные и тремолитовые ассоциации, с которыми связано повышение содержания сульфидной минерализации. Общая схема метаморфических преобразований соответствует тем, которые описаны для фации зеленых сланцев [4].

Характер метаморфических изменений, реликтовые структуры и петрохимические особенности метаперидотитов позволяют уверенно отнести их к верлитовому типу, первоначально сложенному ассоциацией оливин+клинопироксен + шпинель + сульфиды + плагиоклаз.

Метапироксениты первоначально были представлены мономинеральными и плагиоклазовыми разновидностями, превращенными в хлорит-амфиболовые породы. В их составе устанавливаются (в %) актинолит (40—60), хлорит (15—45), карбонат (5—15), альбит (0—6), биотит (0—6), тальк (0—6), лейкоксен (3—6) и ильменит (2—5). Главным процессом преобра-

зования является замещение клинопироксена актинолитом и лейкоксеном, которые в свою очередь замещаются хлоритом, а затем карбонатом.

Для метапироксенитов характерны псевдоморфная, мелкоигльчатая, чешуйчатая и фибробластовая структуры, массивная и сланцеватая текстуры. В отдельных случаях сохраняются реликты клинопироксена и керсутита, ранее слагающие взаимно прорастающие зерна.

Габброиды подразделяются на мезократовые, лейкократовые и пегматоидные разновидности. Мезократовые габбро, преобладающие в дифференцированных массивах, преобразованы в сосюрит-актинолит-хлоритовые сланцы. Они обладают псевдоморфной, фибробластовой, мелкочешуйчатой и реликтовой габбровой или габбро-офитовой структурами, массивной или нечеткой трахитоидной текстурами.

В составе габбро участвуют (в %): клинопироксен (5—35), псевдоморфозы по нему актинолита или актинолита и хлорита (20—50) агрегат альбита (20—35), цоизита (3—8), серицита (3—8) и хлорита (5—15) по плагиоклазу, биотит (1—2), лейкоксен (2—6) и ильменит (2—3). Для реликтов клинопироксена характерны идиоморфная форма призматических кристаллов, наличие двойников и структур распада, для плагиоклаза — преимущественное развитие в виде ксеноморфных зерен, реже зональных лейст.

Судя по взаимоотношению первичномагматических минералов, порядок кристаллизации был следующим: титаномagnetит → титаномagnetит + клинопироксен → плагиоклаз-1. В отдельных случаях он нарушается совместной кристаллизацией клинопироксена и плагиоклаза и дополнительным выделением позднего плагиоклаза-2.

В лейкократовом или пегматоидном метагаббро возрастает количество вторичного агрегата (до 70 %), развивающегося по плагиоклазу, и появляется антипертитовая микроструктура, приуроченная к внешней кайме зональных полевошпатовых лейст.

Процессы метаморфических преобразований габброидов протекали неравномерно, что обусловлено динамо-

метаморфизмом и неодновременным вступлением в реакцию плагиоклаза и клинопироксена. В общем они изофациальны изменениям в перидотитах или вмещающих образованиях.

В интрузивных породах выявлены реликты минералов первичномагматической ассоциации: клинопироксена, шпинелидов и ильменита. Клинпироксен представлен в метаперидотитах ойоккритами неправильно-уплощенной призматической формы, включающими в себя псевдоморфозы серпентина по оливину, в метагабброидах — идиоморфными короткопризматическими зернами. Цвет его меняется от желтовато-коричневого до дымчато-коричневого. Показатели преломления колеблются в пределах: N_g 1,705—1,724, N_p 1,677—1,695, параметры элементарной ячейки соответствуют ряду диопсид—авгит (табл. 1). По сравнению с клинопироксеном Печенги для него характерно большее значение параметра c_0 и большой угол β . По данным химического анализа, рассматриваемый минерал представлен титаносодержащим кальциевым авгитом с железистостью от 16,7 до 30,1 %.

Состав и свойства клинопироксена закономерно меняются в зависимости от общего состава породы. Так, в клинопироксените и, по-видимому, в перидотите он представлен наименее железистой разновидностью, содержит меньшее количество Ti, Ca, Al, но большее Sr по сравнению с габбро, характеризуется меньшими значениями показателей преломления и параметрами элементарной ячейки. В минальном составе в ряду перидотит — габбро увеличивается количество Fs за счет снижения En (см. табл. 1).

На основе расчета кристаллохимической формулы клинопироксена установлена основная схема изоморфного замещения: $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, которая характерна для большинства базит-гипербазитовых интрузий [6] и объясняется снижением температуры его кристаллизации. Кроме того, реализуются другие схемы изоморфизма: $Si \rightarrow Ti$, $Mg \rightarrow Ca$ или $2Mg \rightarrow CaFe^{2+}$, которые осложняются одновременным увеличением содержания Al_{IV} и Fe^{3+} . Судя по экспериментальным данным [7], замещение Si на Ti и одновременный рост количества Al и Fe^{3+} могли идти

Таблица 1

Состав (%) и свойства клинопироксена соленоозерского комплекса

Компонент	CA-178	CA-183	CA-188	CA-230	CA-198	CA-75
SiO ₂	51,38	50,20	50,04	49,12	52,08	51,38
TiO ₂	0,64	0,98	1,07	1,31	0,10	0,94
Al ₂ O ₃	2,39	3,20	2,78	3,32	3,53	2,73
Cr ₂ O ₃	0,35	0,14	0,04	0,00	1,00	0,14
Fe ₂ O ₃	1,66	2,06	2,44	2,32	1,38	2,04
FeO	5,81	7,08	6,79	9,94	3,43	6,96
MnO	0,16	0,16	0,15	0,23	0,14	0,16
MgO	16,23	14,84	14,66	12,47	16,90	14,14
CaO	19,66	19,39	19,98	19,64	19,95	20,15
Na ₂ O	0,31	0,34	0,33	0,38	0,25	0,35
K ₂ O	0,06	0,09	0,09	0,05	0,03	0,07
H ₂ O ⁻	0,24	0,26	0,01	0,21	0,24	0,15
H ₂ O ⁺	1,04	1,11	1,65	0,77	0,90	0,80
Ni	0,03	0,02	0,00	—	0,04	—
Количество ионов в пересчете на шесть атомов кислорода						
K	0,004	0,005	0,005	0,002	—	0,004
Na	0,022	0,023	0,023	0,028	0,019	0,024
Ca	0,783	0,782	0,810	0,802	0,788	0,788
Mg	0,900	0,830	0,826	0,710	0,927	0,770
Fe ²⁺	0,181	0,224	0,216	0,317	0,104	0,214
Mn	0,004	0,005	0,005	0,007	0,002	0,005
Fe ³⁺	0,049	0,059	0,068	0,064	0,041	0,052
Cr	0,009	0,005	0,002	—	0,028	0,005
Al _{VI}	0,047	0,060	0,045	0,070	0,074	—
Al _{IV}	0,066	0,080	0,078	0,083	0,077	0,074
Ti	0,018	0,029	0,032	0,037	0,002	0,024
Si	1,916	1,891	1,890	1,880	1,921	1,891
Минимальный состав						
En	47	44	43	37	52	42
Wo	41	41	42	42	42	43
Fs	12	15	15	20	8	15
f	20,4/16,7	25,4/21,3	25,6/20,7	35,0/30,1	13,4/10,1	25,7/21,8
Параметры ячейки						
b ₀	8,92	8,922	8,924	—	8,902	8,92
a sin β	9,354	9,354	9,375	—	9,342	9,33
Показатели преломления						
N _g	1,705	1,724	1,720	1,724	1,710	—
N _p	1,677	1,691	1,690	1,695	1,681	—

CA-178 — метаплагиопироксенит; CA-183, 188 — метагаббро; CA-230 — металеюкратовое габбро; CA-198 — метаоливиновый пироксенит Панареченского массива и CA-75 — метапироксенит Пильгуйярвского массива. f — в числителе общая (Fe²⁺+Fe³⁺+Mg+Fe²⁺+Fe³⁺), в знаменателе частная (Fe²⁺/Mg+Fe²⁺) железистость, %. Аналитик Е. П. Федотова.

по сложной схеме: $M_2 + 2Si^{4+} \rightarrow 2M^{3+} + Ti^{4+}$. Приведенная схема обусловлена прежде всего увеличением кремнекислотности расплава, что согласуется с петрохимическими данными. В отношении Al устанавливается рост содержания его как в тетраэдрической (0,066→0,083), так и октаэдрической (0,047→0,070) позициях с изменением их отношения от 1,40 до 1,19.

Клинпироксен соленоозерского комплекса по своим свойствам, параметрам элементарной ячейки и схемам изоморфизма весьма близок к титанистому авгиту никеленосных интрузивов Печенги [10], что отражено на рис. 2. Сопоставимы они также по характеру изменения состава по разрезу и по содержанию примеси Sr. В то же время наблюдается отличие

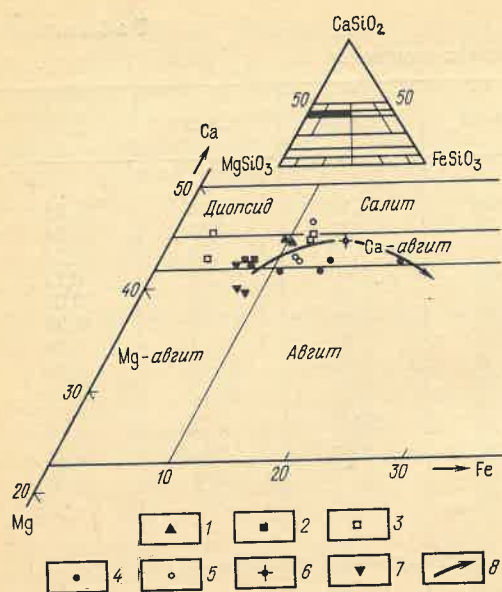


Рис. 2. Состав клинопироксена дифференцированных массивов центральной части Имандра-Варзугской, Печенгской и Куолярвинской зон 1—3 — имандра-варзугский комплекс: 1 — Полисарский, 2—3 — Панареченский массивы; 4—5 — соленозерский комплекс; 6 — пикрито-базальты Миттир-ярви; 7 — куолярвинский комплекс; 8 — эволюция клинопироксена никеленосных массивов печенгского комплекса; залитые условные знаки — данные химического и микронзондового анализов, незалитые — данные рентгеноструктурного анализа

его от клинопироксена имандра-варзугского комплекса (габбро-пироксенитовой формации), что выражается в значительно большем содержании Ti, но меньшем Si, Al и Cr (см. табл. 1). Это свидетельствует о различном составе первичных расплавов и разных условиях их кристаллизации.

Шпинелиды в метаперидотитах, как правило, интенсивно изменены или замещены магнетитом. В редких случаях обнаружены реликты хорошо образованных зерен ромбодекаэдрического габитуса размером около 0,1 мм в ассоциации с клинопироксеном и ильменитом. Они окружены тонкой прерывистой внешней каймой магнетита и разбиты сетью тонких трещинок неправильной формы. Внутреннее строение, судя по исследованию на микрозонде в отраженных электронах, неоднородное, обусловленное микроструктурой распада в виде сложнопериостых, ветвящихся образований. По общему составу зерна отвечают твердому раствору ульвошпинель — хромит, содержащему 15,07 % TiO_2 и 12,01 % Cr_2O_3 (табл. 2). В них отмечается существ-

венная примесь Al, Mn, V и Zn. Ранее подобные образования были установлены автором в метаперидотитах Печенги в ассоциации с клинопироксеном [12] и не известны в породах другого формационного типа. Впервые серия ульвошпинель — хромит была обнаружена в лунном грунте, для которого установлено 18,4—22,8 % TiO_2 и 23,8—17,1 % Cr_2O_3 [13]. В описываемом случае наблюдается более высокое содержание Fe, что можно объяснить повышенной железистостью расплава и высоким парциальным давлением кислорода.

Ильменит встречается в виде скелетовидных кристаллов размером 0,1—0,2 мм, ассоциирующих в метаперидотитах с шпинелидами, а в метагаббро — с лейкоксенизированным титаномagnetитом. Состав его неустойчив (см. табл. 2). Примечательной особенностью ильменита, наряду с повышенным содержанием Mn, является повышенное и неустойчивое содержание Cr, достигающее в отдельных зернах 5,19 %. Ранее ильменит с повышенным количеством Cr был известен только в кимберлитах. Изучение ильменита с максимальной концентрацией Cr на микрозонде позволило выявить однородное распределение Fe и Mn, но неоднородное — Cr и частично Ti, что выражается в наличии параллельных пластинок, обогащенных Cr. Подобные образования следует интерпретировать как результат несовершенного распределения Cr между шпинелидом и ильменитом в результате быстрого охлаждения расплава. Ранее автором в метаперидотитах Печенги также был обнаружен ильменит с примесью Cr_2O_3 (до 1,55 %) и MnO (до 2,73 %), однако без видимых структур распада (см. табл. 2).

В пространственно ассоциирующих с интрузивами пикритовых вулканитах (туфах и лавобрекчиях) обнаружена неравновесная ассоциация пикрит + Mg—Al-хромит + ульвошпинель + Ti—Cr-магнетит с повышенным содержанием Mn и Zn-магнетит, изученная на микрозонде. Не рассматривая ее в деталях, укажем, что ульвошпинель и Ti—Cr-магнетит пикритов имеют значительное сходство с аналогичными минералами метаперидотитов, тогда как пикрит и хромит

Таблица 2

Состав ульвошпинели (2, 3) и ильменита (4—8) в метаперидотитах соленозерского комплекса и Пильгуярвинского массива (3, 8), %

Компоненты	C-115-1	C-1800	C-152-77	CA-177 (1)	CA-177 (2)	C-115-1	C-1800
1	2	3	4	5	6	7	8
TiO_2	15,07	13,22	54,03	53,58	51,27	53,51	49,21
Al_2O_3	3,79	2,84	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	12,01	12,29	0,00	0,32	5,19	0,00	1,25
V_2O_5	0,78	0,66	43,08	—	—	—	—
FeO	61,77	64,01	—	43,34	45,20	42,53	47,07
MnO	2,00	2,33	3,03	3,44	3,40	4,50	2,73
MgO	0,29	0,46	0,23	0,00	0,29	0,45	0,56
ZnO	0,94	0,51	—	—	—	—	—
NiO	0,05	0,06	—	—	—	—	—

Количество ионов в пересчете на четыре и шесть атомов кислорода

Fe^{2+}	0,892	0,964	1,688	1,821	1,662	1,736	1,895
Mg	0,016	0,024	0,017	—	0,020	0,033	0,024
Mn	0,063	0,071	0,124	0,145	0,189	0,186	0,114
Zn	0,027	0,006	—	—	—	—	—
Ni	0,002	0,001	—	—	—	—	—
Cr	0,354	0,351	—	0,012	0,133	—	0,096
Fe^{3+}	1,035	0,965	0,057	0,007	0,083	0,020	0,063
Al	0,166	0,117	—	—	—	—	—
Ti	0,423	0,626	1,943	1,981	1,784	1,980	1,841
V	0,022	0,015	—	—	—	—	—
100 Mg/ $Fe^{2+} + Mg^{+}$	1,8	2,4	—	—	—	—	—
100 Cr/Al+Cr	68,1	75,0	—	—	—	—	—
100 Fe^{3+} /Al+Cr+ Fe^{3+}	66,6	67,0	—	—	—	—	—

CA-177 (2) — ильменит с пластинчатыми вросками фазы, обогащенной Cr. Анализ произведен на микрозонде Cameca MS-46. Аналитик Я. А. Пахомовский.

являются высокobarическими мантийными образованиями.

Из представленного материала по первичномагматической минеральной ассоциации пород участка Солёный следует однозначный вывод о сходстве ее с ассоциацией, характерной для никеленосных массивов Печенгского рудного поля.

Сульфидная минерализация основных-ультраосновных пород участка Солёный по характеру распределения, взаимоотношению с силикатами и поведению в процессе метаморфизма является в основном первичномагматической, в той или иной степени регнированной. В составе первичных сульфидов ультраосновных дифференциатов резко преобладают пирротин (до 6 % объема породы), пентландит (до 2,5 %), халькопирит (до 1 %), в качестве примеси присутствуют сфалерит, борнит, галенит. На стадии авто- и аллометаморфизма образуются часть пирротина и халькопирита, а также пирит, герсдорфит, кобальтин, марка-

зит, мельниковит, макиновит. Текстура рудной минерализации во всех породах в основном вкрапленная и ориентированно-вкрапленная. Структуры более разнообразны: аллотриоморфно, гипидиоморфно и идиоморфнозернистые, распада твердого раствора, замещения.

Анализ петрохимических особенностей пород участка базируется на 41 анализе, из них 18 метаперидотитов, 7 метапироксенитов и 16 метагаббро. Средние содержания компонентов в основных типах пород представлены в табл. 3.

Метаперидотиты относятся к высокотитанистому и высокожелезистому типу с повышенным содержанием никеля и умеренным хрома. Их общая железистость колеблется от 26,1 до 32,1 и в среднем равна 27,8 %, т. е. максимальна для ультрабазитов Имандра-Варзугской зоны. По содержанию главных компонентов метаперидотиты, несмотря на интенсивные метаморфические преобразования, уверенно диа-

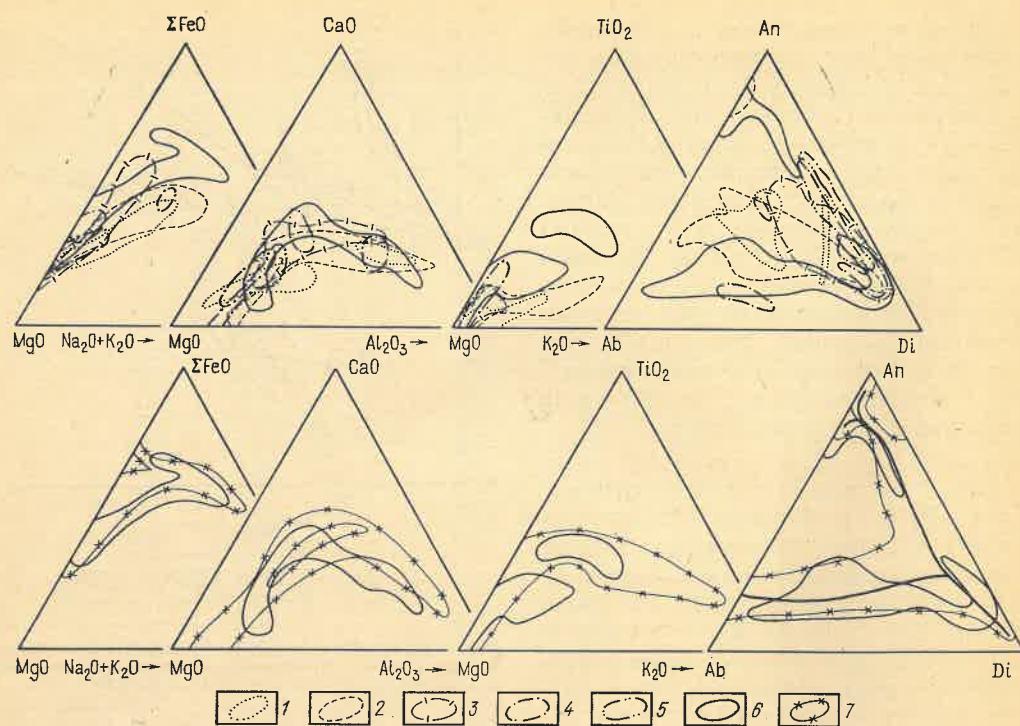


Рис. 4. Поля составов пород

1 — умбарченский норит-габбро-норит-диоритовый комплекс; 2—5 — габбро-пироксенитовая формация имандра-варзугского комплекса — массивы: 2 — Фом-

кин ручей, 3 — Подземельный, 4 — Полисарский, 5 — Панарченский; 6 — габбро-верлитовая формация соленоозерского комплекса, 7 — то же, печенгского комплекса

плекса к габбро-верлитовой формации карельского цикла тектогенеза и уточнить ее признаки. Тем самым получены надежные данные по Карело-Кольскому региону о развитии габбро-верлитовой формации не только в Печенгской, но и других зонах карелид.

3. На основании комплекса признаков, в том числе принадлежности массивов соленоозерского типа к рудоносной габбро-верлитовой формации, приуроченности их к черносланцевой толще, обогащенной сульфидно-углеродистым веществом, сульфидной минерализации в метапериодитах и брекчиях, сходной по составу с орудением в известных месторождениях Печенгского рудного поля, район озер Соленое—Восточно-Полисарское рекомендован для проведения поисковых работ на никель с целью обнаружения скрытых залежей сульфидных медно-никелевых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волотовская И. А. Глубинные магматические формации основных — ультраосновных пород восточной части Балтийского

щита. — В кн.: Новое в геологии месторождений полезных ископаемых Северо-Запада РСФСР. М.: 1979, с. 24—48.

2. Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982.
3. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979.
4. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968.
5. Москалева В. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических провинций СССР. М.: Недра, 1974.
6. Породообразующие пироксены/Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутюлин. М.: Наука, 1971.
7. Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976.
8. Ремизова А. М., Баржицкая С. М. Новые данные по геологическому строению южной части центрального блока Имандра-Варзугской структуры. — В кн.: Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1983, с. 87—95.
9. Смолюкин В. Ф. О формационной принадлежности интрузивов печенгского никеленосного комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6, с. 60—68.
10. Смолюкин В. Ф. Оливин и клинопироксен Пильгуярвинского габбро-верлитового интрузива (Печенга). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978, с. 55—71.

11. Смолюкин В. Ф. Вулкано-плутонические ассоциации нижнепротерозойских поясов и их рудоносность. — В кн.: Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1985, с. 34—50.
12. Смолюкин В. Ф., Пахомовский Я. А. Парагенезис оливин-хромшпинелид в ультрама-

фитах Печенги и его петрогенетическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1985, с. 57—73.

13. Haggerty S. Luna-16: An opaque mineral study and a systematic examination of Compositional variations of spinel from Mare Fecunditatis. — E. P. Sci Lett., 1972, v. 13, N 2, p. 328—352.

УДК 552.523+551.781.3 (470.6)

Г. А. МАСЛЯЕВ (ВНИИгеофизика), Д. Д. КОТЕЛЬНИКОВ, В. М. ЛАЗАРЕВА (ВНИГНИ), Л. С. ТЕР-ГРИГОРЬЯНЦ, А. С. ТУРТЫГИНА (СевКавНИПИнефть)

Палеоструктура и глинистые минералы эоценовых отложений Предкавказья

В разрезе осадочного чехла Предкавказья эоценовые отложения составляют верхнюю часть верхнеплатформенной верхнемеловой-эоценовой надформации, образованной в позднеплатформенную стадию альпийского периода тектонического развития [8, 9].

Эоценовые отложения совместно с верхнемеловыми и палеоэоценовыми подразделяются на три формации: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенно-карбонатную, развитые соответственно в Восточном, Центральном и Западном Предкавказье. Границы между ними простираются примерно с юго-запада на северо-восток. Распределение формаций позднеплатформенной стадии обусловлено в основном тектоническими движениями. Они влияли на глубины морского бассейна и осадконакопление, в том числе накопление пород с аллотигенными глинистыми минералами.

Природа наиболее распространенных в осадочных породах глинистых минералов слоистого типа определяется следующими основными факторами: а) составом подвигавшихся денудации пород, ландшафтом суши и дальностью переноса продуктов выветривания; б) гидрологическими и геохимическими особенностями среды переноса и бассейна аккумуляции осадков, влиявших на направление и масштабы преобразования глинистых минералов на стадии седиментогенеза; в) интенсивностью процессов преобразования аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в катагенезе, обусловленных геодинами-

ческим и термобарическими постседиментационными факторами [12]. Последнее можно выявить посредством палеоструктурного анализа.

Изучение эоценовых отложений, в первую очередь их минерального состава, имеет существенное практическое значение, так как залежи газа в породах эоцена приурочены к коллекторам, которые по своим промыслово-геофизическим характеристикам относятся к низкоомным газонасыщенным пластам терригенного типа. Большое влияние на возникновение этих пластов оказывают глинистые минералы, способствующие повышенному содержанию рыхлосвязанной воды в породах-коллекторах. Катагенетическим преобразованиям глинистых минералов, особенно дегидратации разбухающих разновидностей при их трансформации в гидрослюда, придается большое значение так как катагенез глины способствует нефтегазообразованию [11]. В связи с этим выявление закономерностей современного распространения глинистых минералов в зависимости от смены палеоструктурных условий во времени и геотермического режима изучаемых отложений приобретает большое значение для оценки степени катагенеза пород.

Ниже изложены результаты исследований по выявлению особенностей распространения глинистых минералов в связи с палеоструктурой эоценовых отложений Предкавказья. Чтобы исключить влияние других факторов на современное распространение глинистых минералов, необходимо рассмот-

мощность 20—30 м. Значительную часть разреза верхнего эоцена составляет белоглинская свита, сложенная на юге Центрального Предкавказья и в Восточном Предкавказье мергелями, реже с прослоями известняка, мощность от 40 до 160 м. На севере Центрального и в Западном Предкавказье аналог белоглинской свиты — солонская свита — сложена глинами зеленоватыми и коричневыми, местами опоковидными, в верхней части которых развиты алевролиты с подчиненными прослоями глин, средняя мощность 100—150 м. Отличительной особенностью отложений эоцена является их карбонатность и значительное содержание глауконита (до 50 %).

Распределение глинистых минералов и палеоструктура. Палеоструктурный план, сложившийся к концу эоценовой эпохи, фиксируется по особенностям распределения мощности отложений эоцена и существенно не отличается от палеоэоценового [10]. Однако унаследованность палеоструктурных планов отмечается лишь для раннего и среднего эоцена (лабинская и черкесская свиты). В это время структурные элементы, хотя и развивались унаследованно, но имели нечеткие очертания. Дальнейшее развитие антиклинальных элементов происходило в Ейско-Березанской структурной зоне, на Сальском валу и Ергенинском выступе фундамента. При этом существенные различия, отмечающиеся в характере распределения мощности пород лабинской и черкесской свит и верхнеэоценовых отложений, и близость их литологического состава указывают на изменения тектонических движений в Центральном и Западном Предкавказье в позднем эоцене. В целом в Предкавказье в позднем эоцене проявились относительно недифференцированные нисходящие тектонические движения, о чем свидетельствует примерно равномерное распределение мощности верхнего эоцена. Вместе с тем, судя по размывам внутри толщи солонской свиты, в ряде районов Предкавказья происходили восходящие тектонические движения.

В эоцене в Восточном Предкавказье, так же как в мелу и палеоэоцене, выделялась морфологически слабо дифференцированная обширная структурная

ступень субмеридионального направления. Ставропольский выступ фундамента не влиял на распределение мощности эоценовых отложений. Общие морфологические черты палеоструктуры эоцена Западного Предкавказья и Ергеней были схожи с современными по подошве меловых отложений.

В результате последующих тектонических движений палеоструктурный план, возникший в конце эоценовой эпохи, изменился. Так, в мамайское время среднего сармата (верхний миоцен) на юге Предкавказья по подошве эоценовых отложений прослеживались четыре палеопрогиба (Индоло-Кубанский, Беломечетский, Чернолесский и Терско-Каспийский), которых не было в палеоструктуре эоценовой эпохи. Указанные палеопрогибы служили крупными постседиментационными элементами, которые отмечаются и в современной структуре эоцена Предкавказья.

Эоценовые породы содержат в основном диоктаэдрическую гидрослюду с примесью триоктаэдрического хлорита. На дифрактограммах асимметрия 1 нм-рефлекса четко выражена и исчезает от насыщения образцов этиленгликолем или глицерином, после чего появляются рефлексы со значением менее и более 1 нм, что указывает на примесь монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований (рис. 2). Количество разбухающих пакетов в структуре смешанослойных образований в отложениях эоцена большей части территории Восточного, Центрального и юга Западного Предкавказья в основном составляет от 25 до 30 %. По Д. Д. Котельникову, важная особенность эоценовых отложений Предкавказья — появление в породах белоглинской свиты каолинита.

Латеральное распределение глинистых минералов отложений эоцена было изучено отдельно для лабинской, черкесской и белоглинской свит, а изменение его по вертикали фиксировалось путем сравнительного анализа составленных карт (рис. 3, 4). Гидрослюда является полигенным минералом, часть ее возникает при восстановлении первичных свойств ранее дегидрированных гидрослюд (т. е. при адсорбции K^+ разбухающими пакетами смешанослойной фазы), поэтому ока-

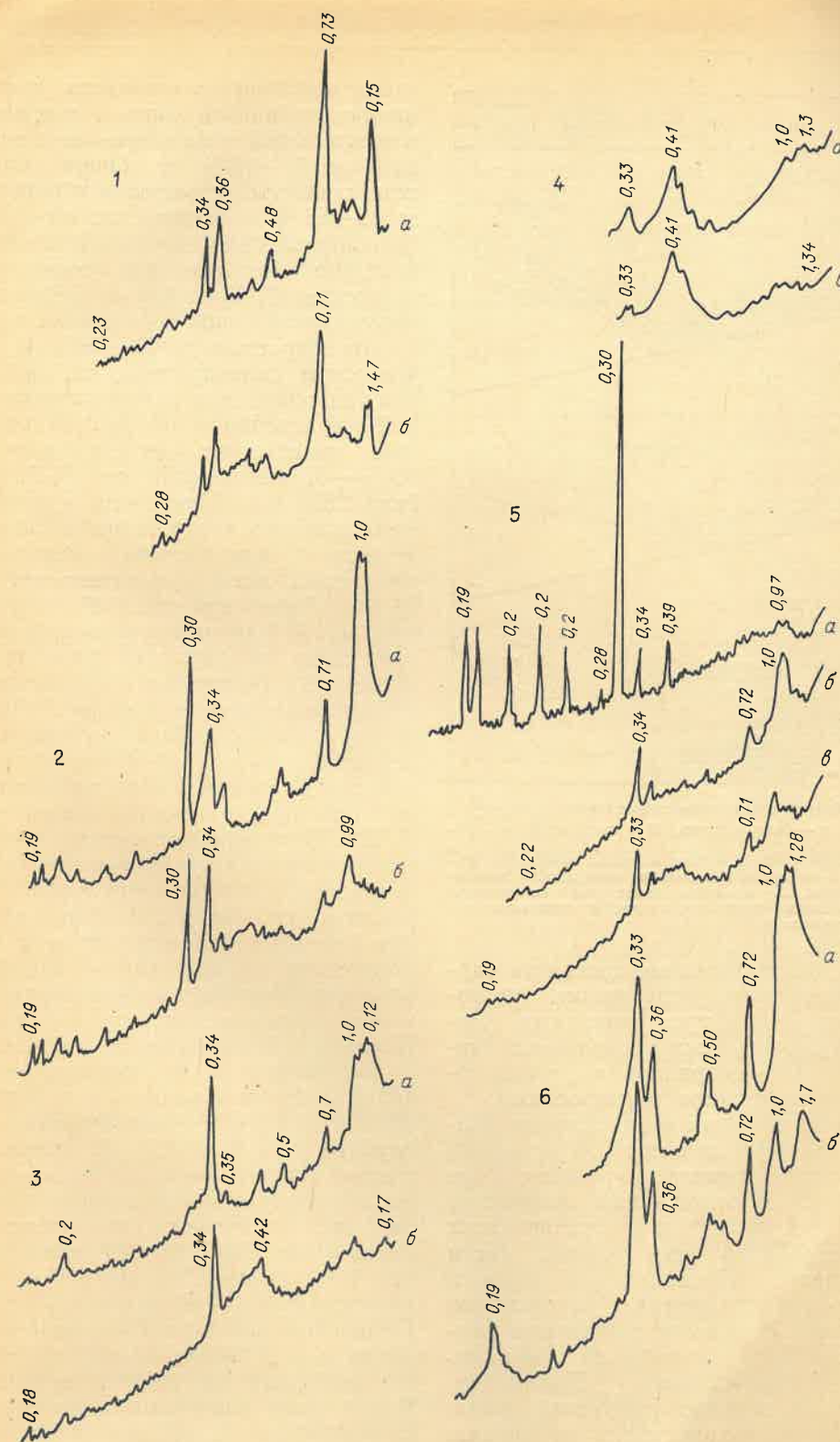


Рис. 2. Дифрактограммы глинистой фракции <0,001 мм

1 — Беломечетская площадь, скв. 1-Р, лабинская свита, глубина 1506 м, глина; 2 — Андрей-Курганская площадь, скв. 4-Р, черкесская свита, глубина 2593 м, мергель; 3 — Распеватская площадь, скв. 41-Р, черкесская свита, глубина 1334 м, глина; 4 —

Калиболотская площадь, скв. 1-Р, куберлинский горизонт, глубина 1106 м, глина; 5 — Поварковская площадь, скв. 6-Р, кумская свита, глубина 2264 м, мергель; 6 — Северо-Ставропольская площадь, скв. 16-Р, белоглинская свита, глубина 841 м, мергель; препараты: а — исходный, б — насыщенный этиленгликолем, в — насыщенный глицерином



Рис. 3. Схемы содержания гидрослюда
Свиты: а — белоглинская, б — черкесская; в — лабинская
1 — скважины, по которым изучены глинистые минералы; 2 — выходы на дневную поверхность доэоценовых пород; 3 — изолинии процентного содержания (от содержания монтмориллонита и смешанослойных минералов)

залось целесообразным составить карты процентного содержания гидрослюды от суммы трех связанных общностью структурных превращений минералов (монтмориллонита, смешанослойных минералов и гидрослюды).

В распределении и содержании глинистых минералов в породах основных свит эоцена отмечаются значительные различия. В отложениях лабинской свиты, так же как и в палеоценовых породах [10], по всей южной части территории Предкавказья развита хлорит-гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов с примесью смешанослойных образований (монтмориллонит-гидрослюды). Количество хлорита в породах лабинской свиты существенно возрастает по сравнению с палеоценовыми отложениями, достигая 55 % (Беломечетская скв. 1-Р, глубина 1506 м).

В Беломечетском палеогиббе, который по подошве эоцена в мамайское

время имел четкие очертания, в отложениях лабинской свиты отмечается относительный минимум гидрослюды — до 30—35 % от общего количества глинистых минералов в породе и до 45—55 % от количества минералов без хлорита (для пород палеоцена характерно максимальное содержание гидрослюды). К северу от Беломечетского палеогибба содержание гидрослюды возрастает до 60—70 %. В Чернолесском палеогиббе, так же как и в палеоцене, для лабинских отложений характерно в целом максимальное содержание гидрослюды (до 80 % — Архангельская скв. 1-Р, глубина 2898 м). При этом в пунктах минимального содержания в Беломечетском палеогиббе количество монтмориллонита увеличивается до 30 % (Лабинская скв. 1-Р, глубина 1569 м). К бортам этого палеогибба оно резко сокращается, иногда до нуля. В Восточном Предкавказье монтмориллонит не встречается. Содержание смешанослойного минерала колеблется от 20 до 40 %, оно увеличивается в основном в зоне минимального распространения гидрослюды.

Д. Д. Котельниковым установлена относительно узкая полоса развития трех максимумов повышенного содержания хлорита (см. рис. 4). В общих чертах они отвечают Беломечетскому и Чернолесскому палеогиббам. Наибольшим содержанием хлорита характеризуются образцы пород по скважинам Великая 1-Р, глубина 2355 м (30 %), Беломечетская 1-Р, глубина 1506 м (55 %), Архангельская 1-Р, глубина 2879 м (40 %) и Урожайненская 3-Р, глубина 2402 м (40 %). В северном и южном направлениях от зоны максимального содержания хлорита в породах лабинской свиты отмечается его сокращение до 10 (Медведовская скв. 1-Р, глубина 2904 м) — 17 % (Соколовская скв. 1-Р, глубина 2116 м). Появление значительного количества хлорита в породах нижнего эоцена, который является весьма неустойчивым в зоне гипергенеза минералом, указывает на то, что преобладающая масса этого минерала связана с аутигенным его образованием в раннеэпигенетическую (раннекатагенетическую) стадию. Вероятно, в пределах указанной полосы увеличенного содер-

жания хлорита обстановка осадконакопления, по заключению Д. Д. Котельникова, характеризовалась восстановительными условиями с повышенным присутствием в среде Mg^{2+} и Fe^{2+} . При этом к западу от скв. Беломечетская в породах лабинской свиты развито хлорит-монтмориллонитовое смешанослойное образование, а к востоку — хлорит. Соответственно гидрослюда и ассоциирующая с ней диоктаэдрическая смешанослойная фаза уменьшается в количестве, а тонкодисперсный кварц практически исчезает.

В отложениях черкесской свиты распределение гидрослюды неравномерное. Намечаются два максимума содержаний, приуроченных к западной части Беломечетского палеогибба и к Восточному Предкавказью, где гидрослюда составляет более 80 %. В Индоло-Кубанском прогибе и в Центральном Предкавказье в породах черкесской свиты гидрослюда присутствует в количестве менее 70 %. В Западном Предкавказье среди изученных образцов из отложений черкесской свиты, так же как и в палеоцен-лабинских породах, содержится монтмориллонит, достигая 30 % от суммы смешанослойного минерала и гидрослюды (Расшеватская скв. 41, глубина 1263 м), а в Восточном Предкавказье этот минерал встречается только в одном пункте — по разрезу Лысогорской скв. 1-Р (глубина 946 м), где он составляет 8 %. Смешанослойный минерал обнаружен в количестве до 15—20 %.

Относительным максимумам содержаний хлорита в палеоценовых и лабинских отложениях отвечает полоса пониженных количеств хлорита в породах черкесской свиты. Уменьшение содержания и изменение площадного распределения хлорита в отложениях черкесской свиты свидетельствует о смене условий осадконакопления и аутигенного минералообразования. К концу черкесского времени относятся и заметные изменения палеоструктурной обстановки осадконакопления, что выражено в более равномерных мощностях отложений, особенно в куберлинское время, когда повсеместно накапливались глины и мергели. При этом на северо-западе Предкавказья



Рис. 4. Схемы содержания каолинита (а) и хлорита (б, в)
Усл. обозн. см. рис. 3; процентное содержание дано от общей суммы глинистых минералов

в отложениях куберлинского горизонта характерно присутствие кристобалита, например в Калниболотской скв. 1-Р. В распределении глинистых минералов отложений черкесской свиты не отмечается четкой взаимосвязи с палеоструктурными элементами.

В белоглинское время произошла смена ассоциаций глинистых минералов и изменилось их латеральное распространение. В содержании гидрослюды в изученных образцах белоглинской свиты отмечаются значительные изменения по сравнению с отложениями палеоцена, лабинской и черкесской свит. Так, в целом в южных районах Предкавказья в породах белоглинской свиты гидрослюды содержится меньше, чем в северных (от 75 % на севере до 60—70 % на юге), а общее количество ее сокращается на 15—20 %. Вместе с тем количество смешанослойных минералов (с содержанием разбухающих пакетов менее 40 %) увеличивается, и особенно в южных районах Предкавказья (от 20 до

30 %). Характерно, что монтмориллонит был обнаружен только в трех изученных образцах из скважин Центрального Предкавказья, где его содержание достигает 5 % (Кугультинская скв. 51-Р, глубина 770 м). Однако главным отличительным признаком пород белоглинской свиты является присутствие в них каолинита, который в более древних отложениях палеогена Предкавказья обнаружен не был. Одновременно с каолинитом в породах присутствует хлорит в подчиненном количестве (содержание каолинита было рассчитано совместно с хлоритом).

В латеральном распределении каолинита (местами с незначительной примесью хлорита) отмечаются следующие особенности. Во-первых, северным районам Центрального Предкавказья свойственно повышенное количество каолинита (более 40 %), а в южных и восточных районах Предкавказья оно уменьшается до 20—25 % от общего количества глинистых минералов в породе. Во-вторых, полоса содержаний каолинита до 25 % совпадает примерно с зоной смены терригенно-карбонатных пород на карбонатные, развитые на юге Центрального и в Восточном Предкавказье. В мергелях и известняках белоглинской свиты Восточного Предкавказья количество каолинита еще более снижается, составляя не более 20 %.

Общий характер распределения глинистых минералов в отложениях белоглинской свиты позволяет выявить некоторые особенности, сопутствующие минералообразованию. Так, палеогеографические условия белоглинского времени обусловили интенсивное поступление в морской бассейн аллотигенного каолинита из области сноса. Надо иметь в виду, что в белоглинское время отмечались относительная стабильность тектонических движений и максимум трансгрессии. Это свидетельствует о том, что в южной половине Русской платформы происходили равномерные опускания. Учитывая также, что в Предкавказье наблюдается общая тенденция к уменьшению содержания в южном направлении аллотигенных гидрослюд и каолинита, следует считать, что значительная часть этих минералов сно-

силась в морской бассейн со стороны суши, развитой в северной половине Русской платформы, включая и Балтийский щит.

В область денудации в белоглинское время были вовлечены территории, сложенные породами с большим содержанием каолинита, в том числе корами выветривания, которые широко развиты вдоль современной южной денудационной границы Балтийского щита. Наличие в ряде мест палеозойских пород, сохранившихся от денудации во внутренних частях этого щита, позволяет утверждать, что коры выветривания были ранее широко развиты и на территории названного щита. Так как в отложениях палеоцена, нижнего и среднего эоцена каолинит отсутствует, следует полагать, что на севере Русской платформы, особенно на Балтийском щите, в белоглинское время стали проявляться интенсивные восходящие тектонические движения, которые способствовали размыву и сносу каолинитсодержащих пород в сторону южного моря, что согласуется с общей направленностью древних размывов на Русской равнине [5].

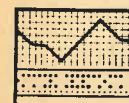
Из сказанного можно сделать следующие выводы. Латеральное распределение глинистых минералов пород эоцена не совпадает с палеоструктурным планом конца эоценовой эпохи. В породах лабинской свиты отмечается два максимума развития хлорита и частично гидрослюды. Они в общих чертах совпадают с Беломечетским и Чернолесским палеопрогибам. В распространении глинистых минералов в породах палеоцена и лабинской свиты отмечаются латеральная и вертикальная преобладанность и прямая связь с постседиментационной палеоструктурой.

С изменением палеоструктурного плана и палеогеографической обстановки на суше в белоглинское время произошла резкая смена ассоциаций глинистых минералов (появление значительного количества каолинита, изменение по латерали содержания гидрослюды и смешанослойного минерала). Распределение глинистых минералов в белоглинской свите не связано с постседиментационными палеоструктурными элементами.

В палеогене было два этапа, которым соответствует смена одних глинистых минералов другими: палеоэоцено-лабинский, характеризующийся хлорит-гидрослюдистой ассоциацией с максимумом содержания хлорита в породах лабинской свиты, и белоглинский, представленный каолинит-гидрослюдисто-смешанослойной ассоциацией. В отложениях черкесской, керестинской и кумской свит развит переходный комплекс глинистых минералов без каолинита.

В геотермальном поле в эоцене отмечается две положительные аномалии, соответствующие в плане палеопрогибам. К палеопрогибам и геотермальным максимумам (100—130 °C) иногда приурочены аномальные содержания глинистых минералов. Это может указывать на влияние термобарического фактора при формировании современных ассоциаций глинистых минералов.

Палеоструктурные и палеогеографические условия эоценовой эпохи и постседиментационное, преимущественно унаследованное развитие возникших структурных форм, а также особенности распределения глинистых минералов позволяют выделить наиболее перспективные для поисков залежей газа районы. Это Ростовский, Сальский, Ергенинский и Ставропольский выступы фундамента, а также Ейско-Березанская антиклинальная зона.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.38 : 551.14 : 552.323.6(571.5)

Л. В. БУЛИНА (ВСЕГЕИ)

Магнитная характеристика верхней части земной коры в районах кимберлитового магматизма Сибирской платформы

Выявление закономерностей распределения очагов кимберлитового магматизма, несмотря на многолетние исследования в этой области, остается актуальной задачей, для решения которой используются различные подходы [4,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов М. А., Канев Г. В. Находка палеозойских спор в центральной части синклинория Ветреного пояса Балтийского щита. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 117—129.
2. Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема кайнозоя. М.: Гостехиздат, 1958.
3. Лазарева В. М. Глинистые породы-покрышки мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972, с. 148—157.
4. Леонов Г. П., Алимарина В. П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1964.
5. Масляев Г. А. О направлении древних размывов на Русской равнине. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1956, т. 65, с. 75—85.
6. Масляев Г. А. Эоценовые отложения Западных Ергеней. — Тр. Союзбургаза, 1965, вып. 5, с. 119—137.
7. Масляев Г. А. Этапы и стадии развития структуры осадочного чехла Предкавказья. — Сов. геология, 1980, № 4, с. 55—64.
8. Масляев Г. А. Солонская свита эоцена Западного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 2, с. 130—133.
9. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
10. Палеоструктура и глинистые минералы палеоэоценовых отложений Предкавказья/ Г. А. Масляев, Д. Д. Котельников, В. М. Лазарева и др. — Литология и полезные ископаемые, 1983, № 3, с. 61—72.
11. Роль глин в нефтегазообразовании/ Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, А. И. Конохов, Е. Е. Карношина. — Сов. геология, 1975, № 3, с. 15—29.
12. Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980.

5, 6, 7, 9, 10, 12, 14 и др.]. Для этой цели были привлечены данные о магнитной неоднородности фундамента и осадочного покрова восточной части Сибирской платформы, полученные в результате помаршрутной интерпрета-

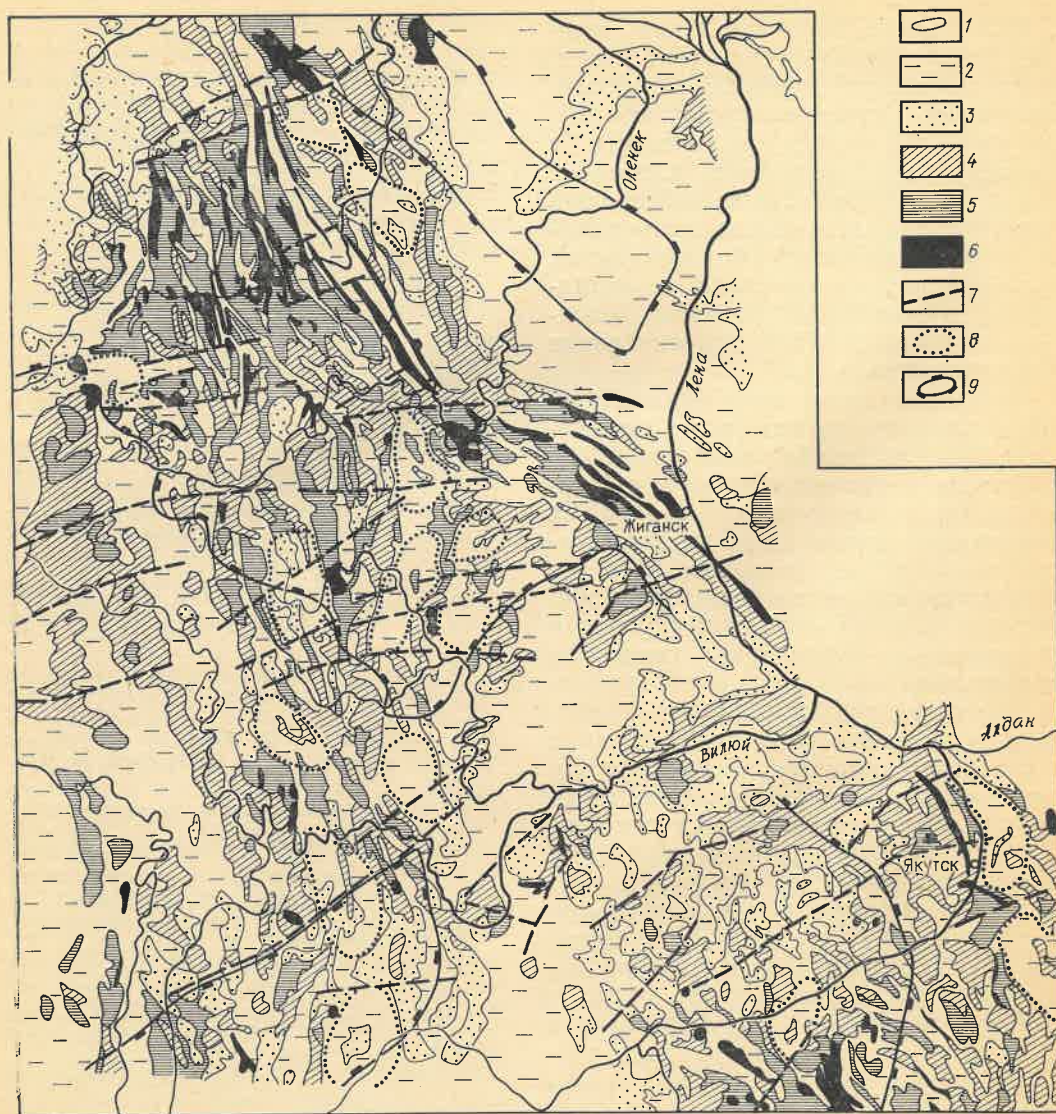


Схема магнитной неоднородности фундамента восточной части Сибирской платформы

1 — контуры крупных намагниченных тел; средняя намагниченность тел, вычисленная по аномалиям магнитного поля, А/м: 2 — менее 0,2, 3 — 0,2—0,5, 4 — 0,5—1, 5 — 1—2, 6 — более 2; 7 — секущие линейа-

менты, предположительно связываемые с постконсолидационными разломами фундамента; 8 — оваловидные участки пониженной намагниченности фундамента; 9 — область осадочного покрова с хаотичным распределением локальных магнитных объектов

ции среднемасштабных карт и графиков магнитного поля по разработанной нами методике [2]. Построенная картографическая модель распределения различно намагниченных образований в верхней части земной коры позволяет исследовать ее неоднородность и использовать выявленные закономерности для изучения локализации кимберлитового магматизма.

Как следует из сопоставления данных о распределении кимберлитовых

тел [3] относительно магнитоактивных зон фундамента, значительная часть кимберлитов тяготеет к специфической зоне, прослеживающейся вдоль восточного края Анабарского щита. Здесь устанавливаются согласно простирающиеся узкие сильномагнитные тела большой протяженности, выделяющиеся на фоне слабомагнитных комплексов (рисунок). Зона протягивается на юго-восток через пос. Жиганск и замыкается в районе г. Якутска. Многие

авторы, анализирувшие материалы аэромагнитных исследований, выделяли здесь зону глубинного разлома. В ранней работе автора [1] она выделена как Лено-Анабарская, но, по-видимому, более точно называть ее Якутско-Анабарской. Сейчас представляется, что значение указанной зоны в структуре земной коры более существенное, чем региональный глубинный разлом.

Рельеф поверхности фундамента в пределах Якутско-Анабарской зоны, в отличие от других районов платформы, сильно расчленен. В районе Якутского и Мунского поднятий фундамент воздымается до глубин около 0,5 км, а в пределах осевого сильномагнитного тела опускается на 2—3 км, т. е. прослеживается узкая вытянутая впадина. По восточному краю Анабарского щита фундамент также резко погружается на глубину 2—3 км именно на том участке, где выявлено сильномагнитное тело. Таким образом, намечаются формы рельефа, которые можно принять за реликты палеорифта. Необходимо подчеркнуть, что полосовой характер распределения намагниченных тел, который здесь устанавливается, типичен для многих рифтогенных зон.

О внутреннем строении рассматриваемой зоны можно судить по сравнительно небольшому ее участку, обнажающемуся в крайней северо-восточной части Анабарского щита. Здесь отмечается сложно построенная зона смятия и дробления, в которой интенсивно протекали процессы гранитизации, мигматизации и регрессивного метаморфизма в раннем протерозое [11 и др.]. Причем линейно вытянутые зоны дробления перемежаются с участками гранитизации и мигматизации. Многочисленными разломами в основном северо-западного простираения зона расчленена на узкие блоки, испытывавшие как восходящие, так и нисходящие движения.

Муна-Анабарская часть зоны была изучена А. А. Межвилком, который рассматривает ее как длительно существующий глубинный разлом, разграничивающий крупные блоки земной коры, и в подтверждение приводит целый ряд геологических данных [8]. Он отмечает в восточной части Ана-

барского щита корреляцию линейных отрицательных магнитных аномалий с развитием повторно метаморфизованных пород фундамента в зонах расщепления и дробления, а положительные аномалии связывает с менее измененными архейскими комплексами. К этому нужно добавить, что перекрытые осадочными отложениями узкие сильномагнитные тела выдержанной мощности и большой протяженности, уходящие на глубину до 20 км и более, могут иметь магматическое происхождение.

Принимая во внимание однотипность магнитной характеристики Якутско-Анабарской зоны можно допустить, что переработка земной коры в раннем протерозое и последующая активизация происходили на всем ее протяжении. Рассматриваемая специфическая структурная зона, по некоторым характеристикам напоминающая рифтогенную систему, могла сформироваться в результате разрядки тангенциальных напряжений в земной коре, которые в разное время, по-видимому, меняли свою направленность. Последствия таких напряжений проявляются в виде динамометаморфизованных пород в зонах дробления, существования в осадочном покрове над этими зонами сети трещин со следами сдвигов [8], в нарушении корреляции намагниченных тел.

В результате активизации глубинных процессов могли появиться и очаги кимберлитового магматизма, которые известны в северной части Якутско-Анабарской зоны [3]. Подавляющее большинство интрузий кимберлитов прорывают слабомагнитные толщи фундамента, развитые в зонах дробления, причем заметное их сгущение отмечается в районе разломов, рассекающих эти зоны. (Разломы выделяются по резкому изменению глубин до поверхности фундамента и нарушению характера распределения намагниченных тел).

Следует заметить, что кимберлиты, установленные в зоне Великих Рифтов Восточной Африки, находятся на некотором удалении от рифтовых впадин [15]. Аналогичным образом по отношению к рифтоподобной впадине располагаются кимберлитовые тела и в рассматриваемой структурной зоне.

Полосчатость в распределении намагниченных тел устанавливается также в фундаменте центральной части Сибирской платформы, но проявляется она по-особому. Здесь прослеживается ряд полосовых магнитоактивных зон, чередующихся с зонами широкого распространения слабомагнитных комплексов. Примечательная особенность магнитоактивных зон — почти прямолinéйные западные границы и более изрезанные восточные. Намечается целая система протяженных линеаментов, огибающих более резкие границы высокомагнитных зон.

На Анабарском щите резкие контакты высокомагнитных и слабомагнитных зон имеют место в Котуйкан-Монхоолинской и Ламуйкской зонах смятия, дробления и повторного регрессивного метаморфизма, где древние архейские комплексы были в значительной степени переработаны в раннем протерозое [11]. М. И. Рабкин и А. Н. Вишневский отмечают существование в указанных зонах четких тектонических контактов и проявление дифференцированных тектонических движений.

Принимая во внимание эти данные, можно предположить, что широкие полосовые высокомагнитные тела в фундаменте центральной части Сибирской платформы являются аналогами архейских блоков, обнажающихся на Анабарском щите; пограничные линеаменты и сопредельные с ними участки отвечают наложенным зонам дробления и значительной переработки архейского фундамента.

На отдельных участках полосовые магнитоактивные зоны прерываются или осложняются несогласно ориентированными телами, изгибами границ и резкими перепадами намагниченности. Такие осложнения прослеживаются по определенным направлениям, секущим главные простирания магнитоактивных зон. Секущие линеаменты часто ориентированы в северо-восточном и близширотном направлениях, согласующихся с простираниями фанерозойских разрывных нарушений в пределах Анабарского щита и ориентировкой интрузий долеритов, внедрившихся в пермо-триасе. Это позволяет отождествлять секущие линеаменты с зонами разрывных нарушений,

возникшими после консолидации кристаллического основания платформы.

Таким образом, в фундаменте платформы прослеживаются две системы почти ортогональных линеаментов, которые можно связать с зонами разрывных нарушений, сформировавшихся на разных этапах развития земной коры. Участки пересечения таких зон некоторые исследователи считают наиболее перспективными при поисках кимберлитов [6, 13, 14 и др.]. По их мнению, значительная раздробленность земной коры на этих участках является благоприятным фактором для локализации кимберлитового магматизма. Нужно заметить, что для центральной части Сибирской платформы этот критерий не является бесспорным.

При изучении магнитной неоднородности фундамента выявились более универсальные геофизические характеристики районов развития кимберлитового магматизма. В центральной части платформы в этих районах в полосовой структуре магнитоактивных зон происходят осложнения: прерываются отдельные намагниченные тела и существенно расширяются участки пониженной намагниченности, приобретающая форму овалов; внутри последних появляются элементы концентрической зональности. В некоторых случаях к внешней части овалов примыкают достаточно крупные сильномагнитные изометричные тела, редко встречающиеся в других районах.

Обычно кимберлитовые поля находятся в пределах отмеченных овалов, но при наличии крупных изометричных сильномагнитных тел по их периферии располагаются и в приконтактных частях таких тел. К. Б. Мокшанцев, Г. Д. Бабаян и другие исследователи обращали внимание на приуроченность кимберлитовых тел к сильномагнитным образованиям изометричной формы. Они допускают, что такие образования могут отвечать нескрытым плутонам щелочно-ультраосновного состава, с которыми, возможно, генетически связаны проявления кимберлитового магматизма [13].

В центральной части Сибирской платформы овалообразные участки пониженной намагниченности фундамента располагаются в сходных по маг-

нитной характеристике, и, вероятно, по тектонической позиции сооружений фундамента. Аналогичные участки примыкают с востока и к Якутско-Анабарской структурной зоне.

О геологической природе рассматриваемых овалообразных участков среди полосовых структурных зон фундамента судить пока трудно. Вполне возможно, что они могли появиться над энергетически активными очагами, воздействие которых привело к преобразованиям в верхней части земной коры и понижению намагниченности геологических образований. При изучении районов проявления платформенного магматизма, в том числе и кимберлитового, немаловажное значение имеют данные о распределении магнитных тел в осадочном покрове, в большинстве своем являющихся продуктами магматической деятельности. Как показал анализ высокочастотной составляющей магнитного поля, связанной с приповерхностными магнитными образованиями, магнитная неоднородность разных частей платформенного покрова различна, что в значительной степени обусловлено особенностями траппового магматизма. В то же время в районах развития кимберлитов отмечаются черты сходства в распределении приповерхностных магнитных образований: сравнительно небольшие магнитные объекты изометричной или вытянутой формы здесь как бы рассеяны по всей площади.

В зонах широкого развития трещинных интрузий траппов, которым соответствуют многочисленные узкие согласно ориентированные магнитные тела (Вилуйско-Мархинская зона разломов, северный склон Алданской антеклизы), кимберлитовый магматизм весьма ограничен. На участках, где платформенный покров в меньшей степени нарушен системами даек (Оленёкский район, восточный склон Анабарской антеклизы), он проявлялся, но чаще в интрузивной форме. Эксплозивный тип кимберлитового магматизма отмечается в основном в тех районах, где локальные магнитные объекты встречаются эпизодически.

Рассмотренные особенности распределения приповерхностных магнитных образований и кимберлитовых тел разного типа, возможно, объясняются

различием глубинных обстановок в разных частях Сибирской платформы. Можно допустить, что в районах широкого развития даек траппов земная кора была в значительной степени нарушена и свободно проницаема для магматических расплавов. Этот фактор благоприятен для образования трещинных и других интрузий траппов и, вероятно, для синхронных с ними интрузий кимберлитов. В районах, где локальные магнитные объекты рассеяны по всей площади, земная кора, по-видимому, не была столь проницаема. Здесь могли аккумулироваться очаги кимберлитовой магмы и возникать условия для эксплозивного магматизма. Можно предполагать, что отдельные изометричные в плане локальные магнитные объекты могут быть продуктами эксплозивного магматизма.

На основании рассмотренных материалов можно заключить, что среднепалеозойский — мезозойский кимберлитовый магматизм на Сибирской платформе регулировался различными факторами, в том числе и теми, которые связаны со строением кристаллического фундамента. Большинство кимберлитовых тел развито в области, где устанавливается полосовая зональность в распределении магнитоактивных образований фундамента. Кимберлитовые поля в Оленёкском блоке, по-видимому, не являются исключением, так как архейский фундамент здесь может иметь указанные особенности структуры.

Появление протяженных, согласно простираниям линейных зон в кристаллическом основании платформы можно связывать с региональными факторами, среди которых определенную роль могли играть тангенциальные напряжения в земной коре. С достаточным основанием можно предположить, что в ряде случаев очаги кимберлитового магматизма возникали в зонах концентрации геодинамических напряжений. Причем условия растяжения, которые могли иметь место в пределах Якутско-Анабарской и других зон, по-видимому, были более благоприятными для образования интрузивных тел. Кимберлитовый магматизм в эксплозивной форме шире проявился в пределах овалообразных уча-

стков пониженной намагниченности, нарушающих полосовую зональность в распределении структурных элементов фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булина Л. В. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 105—113.
2. Булина Л. В., Рябова М. С. Карта намагниченных образований территории Сибири и дна прилегающих морей. Объяснительная записка. Л.: Недра, 1981.
3. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий, м-б 1:500 000. Гл. ред. М. Н. Благовещенская. М., 1973.
4. Гринсон А. С. О закономерностях размещения проявлений среднепалеозойского кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 898—900.
5. Иванкин П. Ф., Фельдман А. А., Манугарянц А. О. О региональных закономерностях локализации кимберлитов по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Геофизические исследования при прогнозировании и поисках эндогенных месторождений. М., 1979, с. 3—9.
6. Колдаев С. М. О размещении кимберлитовых тел. — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 16—24.
7. Кухаренко Н. А., Михайлов М. В. Об усовершенствовании методики прогнозирования кимберлитов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 416—418.
8. Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 86—97.
9. Милашев В. А. Факторы локализации кимберлитов. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 49—56.
10. Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов. — Сов. геология, 1976, № 5, с. 18—31.
11. Рабкин М. И., Вишневицкий А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 103—116.
12. Сарсадских Н. Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. Л.: Недра, 1973.
13. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы/К. Б. Мокшанцев, Г. Д. Бабаян, Г. И. Штех, Ф. Ф. Брахфогель. — В кн.: Применение геофиз. методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, 1976, с. 16—39.
14. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы/К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских, В. В. Ковальский и др. Новосибирск: Наука, 1974.
15. Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980.

70-летие Андрея Семеновича Кумпана



Исполнилось 70 лет со дня рождения известного геолога, ведущего специалиста в области методики геологической съемки и поисков, доктора геолого-минералогических наук Андрея Семеновича Кумпана.

А. С. Кумпан родился в 1915 г. в г. Донецке в семье горного инженера-геолога. Окончив курсы колледжеров в 1929 г., он стал работать в Кузбассе и Восточной Сибири на разведке угольных месторождений, а с 1937 г. после окончания Ленинградского горного института — в Восточном Казахстане начальником партии и старшим инженером по уголю Казахстанского геологического управления.

В годы Великой Отечественной войны А. С. Кумпан находится в рядах Советской Армии. В 1944 г. по распоряжению Наркомата угольной промышленности отзывается с военной службы и направляется в Ленинградский горный институт. В 1947 г. он заканчивает аспирантуру и защищает кандидатскую диссертацию.

С 1948 г. А. С. Кумпан — старший научный сотрудник отдела угля и горючих сланцев ВСЕГЕИ. Затем он занимает должности начальника Центрально-Казахстанской экспедиции и заведующего отделом геологии и полезных ископаемых Казахстана ВСЕГЕИ.

Научная деятельность А. С. Кумпана первоначально была связана с изучением угольных месторождений Кузбасса, Кавказа и Казахстана. В пятидесятых годах он занимается вопросами стратиграфии, палеогеографии, формационного анализа и тектоники Восточного Казахстана, а также изучением его рудных районов. Результаты этих работ отражены в двух монографиях по геологии и полезным ископаемым Сарысу-Балхашского региона и верхнему палеозою Казахстана, а также в Геологической карте Центрального и Южного Казахстана. В этих работах показана роль формационного анализа в установлении закономерностей развития земной коры, прогнозировании месторождений угля и цветных металлов. Итогом многолетних исследований яви-

лась успешная защита в 1967 г. докторской диссертации на тему «Верхний палеозой Центрального Казахстана».

С 1962 г. основные интересы А. С. Кумпана связаны с разработкой методики и организации крупномасштабных геологосъемочных работ. Он возглавил отдел методики геологической съемки и поисков ВСЕГЕИ. С 1965 по 1984 г. под руководством и при непосредственном участии Андрея Семеновича подготовлены и изданы инструктивные документы по организации и проведению геологосъемочных работ масштаба 1:50 000, серия «Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000» (12 выпусков), «Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000» в 2-х томах (два издания 1974 г. и 1978 г.) и серия «Методические пособия по геологической съемке масштаба 1:50 000» (20 выпусков). Эти коллективные труды содержат разработку научных и методических основ геологической съемки в соответствии с задачами, отвечающими новому этапу регионального геологического изучения территории страны — переходу к составлению и изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000. А. С. Кумпан внес значительный вклад в обоснование новых видов геологосъемочных работ — глубинного и объемного геологического картирования.

Научно-производственная деятельность Андрея Семеновича тесно связана с коллективами геологов научных и производственных организаций Министерства геологии СССР, институтов АН СССР, высших учебных заведений. Он постоянно заботится о подготовке геологических кадров. По его инициативе при ВСЕГЕИ организованы курсы повышения квалификации геологов-съемщиков. А. С. Кумпан является автором более 150 опубликованных работ.

А. С. Кумпан наряду с научной ведет большую общественную работу. Он является членом НТС Министерства геологии СССР, ученых советов ВСЕГЕИ и ЛАЭМ НПО «Аэрогеология», двух специализированных советов по присуждению ученых степеней, Научно-редакционного совета министерства, Главной редакции Госгеокарты масштаба 1:1 000 000 (новая серия), а также руководителем группы кураторов Мингео СССР по методике геологической съемки.

За многолетнюю плодотворную работу А. С. Кумпану присвоено звание «Почетный разведчик недр».

Сердечно поздравляем Андрея Семеновича со славным юбилеем, желаем доброго здоровья и новых творческих успехов.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, А. А. Рясной, Р. А. Сумбаков, В. А. Ярмолюк, А. Н. Золотов, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Перваго, Н. В. Межеловский, В. Ф. Череповский, А. И. Жамойда, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев

Козловский Е. А. Геология в народном хозяйстве. № 11, с. 3.

Интенсификация производственных и научно-исследовательских работ — главная задача. № 4, с. 3.

Задачи коллективов организаций и предприятий Министерства геологии СССР по выполнению решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС. № 1, с. 3.

Задачи повышения эффективности использования материалов космо- и аэросъемок при геологоразведочных работах. № 6, с. 3.

Навстречу XXVII съезду КПСС

Курсом интенсификации экономики, № 8, с. 3.

К 40-летию Великой Победы

Волярович Г. П., Нарсеев В. А. Вклад ЦНИГРИ в Победу в Великой Отечественной войне. № 5, с. 24.

Евстрахин В. А. Значение минеральных ресурсов в экономике Великой Отечественной войны. № 5, с. 3.

Еремеев А. Н., Кузьмин В. М. Ученые ВИМСа в период Великой Отечественной войны. № 5, с. 18.

Жамойда А. И., Шапошников Г. Н. ВСЕГЕИ в годы Великой Отечественной войны. № 5, с. 12.

Коноплянцев А. А. Исследования ВСЕГИН-ГЕО в период Великой Отечественной войны. № 5, с. 31.

Макаров К. К. ВНИГРИ в Великой Отечественной войне. № 5, с. 28.

Овчинников Л. Н. Ускоренная разведка месторождений полезных ископаемых в годы Великой Отечественной войны. № 3, с. 3.

Федорчук В. П. Советские геологи на фронте и в тылу. № 4, с. 9.

Научно-технический прогресс в геологии

Волошин А. А. Ускорить внедрение достижений научно-технического прогресса при строительстве нефтяных и газовых скважин. № 10, с. 3.

Кривцов А. И., Волчков А. Г., Мигачев И. Ф., Минина О. В., Отон Х. Система «прогноз — поиски — оценка» для месторождений цветных металлов. № 11, с. 14.

Межеловский Н. В., Мусатов Д. И. К итогам выездной сессии Межведомственного научного совета ГКНТ по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение». № 12, с. 3.

Низьев В. А., Бовт Л. Д., Попова С. Ф., Щербаков В. П., Ростовщиков В. Б. Эффективность геофизических исследований при разведке сложнопостроенных месторождений нефти и газа. № 9, с. 6.

Ускорение научно-технического прогресса — главная задача. № 9, с. 3.

Итоги работы XXVII МГК

Буш В. А., Брюханов В. Н., Межеловский Н. В. Космические методы геологических исследований. № 3, с. 6.

Глебовицкий В. А., Лобач-Жученко С. Б., Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я. Проблемы

геологии и геохронологии докембрия. № 7, с. 21.

Голицын М. В. Актуальные проблемы геологии твердых горючих ископаемых. № 10, с. 52.

Жамойда А. И., Басков Е. А., Ганешин Г. С., Ильин К. Б., Межеловский Н. В., Никифорова Г. Я., Соколов Р. И., Унксов В. А. Геологическая картография на XXVII сессии Международного геологического конгресса. № 6, с. 39.

Красный Л. И. Современные проблемы тектоники и региональной геологии. № 9, с. 13.

Кривцов А. И. Вопросы металлогении и геологии рудных месторождений. № 4, с. 18.

Овчинников Л. Н. Геодинамические аспекты рудообразования. № 1, с. 7.

Пуцаровский Ю. М., Базилевская Е. С., Косминская И. П. Проблемы геологии Мирового океана. № 5, с. 36.

Родионов Д. А., Злобина Т. М. Математическая геология и геологическая информация. № 7, с. 27.

Филько А. С., Сонкин Л. С. Неметаллические полезные ископаемые. № 8, с. 39.

Методология, экономика, организация

Ахияров В. Х., Хафизов Ф. З. Палеогидро-геологический метод изучения условий формирования залежей нефти и газа. № 3, с. 53.

Бродский П. А., Габриэлянц Г. А., Голубев О. А., Сайчук Я. Д., Чебукин В. В. Перспективы применения лазерного газового анализа для выделения нефтегазонасыщенных пластов. № 8, с. 20.

Бурова Е. М., Малов В. М., Сидоренко Г. А., Шедрин Б. М. Автоматический качественный фазовый анализ минеральных смесей с помощью ЭВМ. № 11, с. 30.

Жаров Э. В. Объемное моделирование как метод познания строения месторождений полезных ископаемых. № 4, с. 55.

Злобина Т. М. Использование математических методов при изучении закономерностей локализации эндогенного оруденения в разрывных структурах. № 12, с. 9.

Зорькин Л. М., Исаев В. П., Королев В. И., Пастухов Н. П. Методика комплексных геохимических и геофизических исследований Ярактинского и Аянского месторождений. № 10, с. 45.

Кабышев Б. П., Чупрынин Д. И. Методика прогнозных исследований в освоенных нефтегазовых регионах. № 11, с. 20.

Коган Р. И. Интервальные оценки прогнозных ресурсов. № 10, с. 38.

Константинов Г. Н. Оценка прогнозных ресурсов и запасов категории С₂ железорудных месторождений по данным моделирования магнитных полей № 5, с. 70.

Коплус А. В., Пахомов М. И., Гордеева В. А. Комплексирование геологических и геофизических методов при поисково-оценочных работах на флюорит. № 6, с. 51.

Мейснер Л. Б. Применение лазеров для изучения минерального сырья. № 3, с. 47.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Тектонофа-циальный метод составления структурно-тектонических карт. № 7, с. 48.

Плохих Н. А. Оценка прогнозных ресурсов скारново-магнетитовых руд на Южном Урале. № 6, с. 61.

Шестаков Ю. Г. Об использовании ЭВМ при подготовке геологов. № 9, с. 62.

Топливо-энергетическое сырье

Амурский Г. И., Бочкарев А. В., Соловьев Н. Н. Тектонодинамическая модель нефтегазообразования. № 7, с. 3.

Воцалевский Э. С., Николенко В. П., Куандыков Б. М. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-востока Прикаспийской низменности. № 4, с. 28.

Гуревич А. Б., Гаврилова О. И., Волкова Г. М. Метаморфизм углей северной части Тунгусского бассейна. № 12, с. 23.

Дальян И. Б. Структура подсолевого осадочного чехла востока Прикаспийской впадины. № 5, с. 55.

Данилкин С. М. История формирования и нефтегазоносность Енисей-Ленской системы прогибов. № 6, с. 6.

Егоров А. И. Условия формирования углей в различных поясах углеобразования. № 5, с. 45.

Ермошкин В. И., Сорокова Е. И., Филин А. С., Бобылева А. А. Фазовая зональность регионального нефтегазоаккумуляции. № 9, с. 21.

Завгородний А. Л., Рудченко Л. А. О вертикальной миграции углеводородов в разрезе верхнего девона Припятского прогиба. № 10, с. 11.

Иванов В. Л. Геологические предпосылки прогноза нефтегазоносности недр Антарктики. № 2, с. 3.

Калинин Н. А. К вопросу о происхождении нефти и газа. № 11, с. 34.

Кизильштейн Л. Я., Шницелуз А. Л. Анатомический состав растительных тканей высокометаморфизованных углей. № 9, с. 32.

Контарович А. Э., Рыбьяков Б. Л., Самсонов В. В. Перспективы нефтегазоносности западного участка БАМ. № 10, с. 8.

Максимов С. П., Панкина Р. Г., Шкутник Е. Н. Особенности формирования залежей нефти в районе Верхнекамской впадины. № 8, с. 6.

Наливкин В. Д., Еременко Н. А., Лазарев В. С., Левин Л. Э., Хашин В. Е. Тектонические особенности глобального распределения потенциальных ресурсов углеводородов. № 3, с. 14.

Немченко Н. Н., Крамаренко Г. А. Формирование залежей углеводородов мелового комплекса севера Западной Сибири. № 12, с. 17.

Нестеров В. Н. О причинах образования восстановленных углей. № 11, с. 38.

Озолин Б. В. Первоначальная пьезометрическая характеристика разреза Русской плиты на примере Башкирии. № 3, с. 23.

Островский М. И., Ботнева Т. А., Панкина Р. Г., Шулова Н. С., Холодилов В. А. Состав нефти и формирование залежей в ордовикско-нижнедевонских отложениях Печорской синеклизы. № 4, с. 35.

Сапрыгин С. М., Тронов Ю. А. Гидродинамическая структура скоплений углеводородов и нефтегазоносного прогиба (о. Сахалин). № 2, с. 20.

Станов В. В. Метаморфизм углей и скорость нагрева. № 7, с. 13.

Султанаев А. А., Невская Н. М., Старостина С. Б. Условия миграции углеводородов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. № 6, с. 14.

Фортунатова Н. К. Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений. № 1, с. 32.

Хаимов Р. Н., Борисов О. М., Ахмеджанов М. А., Борисов С. О. Вопросы нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Средней Азии. № 2, с. 14.

Хитаров Н. И., Докукин А. В., Петросян А. Э., Войтов Г. И., Карагодин Л. Н., Тыминский В. Г., Череповский В. Ф. Возможные индикаторы выбросоопасности угольных пластов. № 1, с. 45.

Черненко Ю. Я. Роль вулканизма и пирокластического материала в формировании Экибастузского угольного бассейна. № 8, с. 12.

Рудное и нерудное минеральное сырье

Архангельская В. В. Редкометалльные месторождения в щелочных метасоматитах. № 11, с. 41.

Бабенко В. В., Никулина И. А. Условия размещения барит-полиметаллической минерализации Полярного Урала. № 5, с. 60.

Берлянд Н. Г., Луцкина Н. В. Коровоструктурный критерий хромитоносности Урала. № 1, с. 17.

Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия. № 6, с. 19.

Бородаевская М. Б., Горжеский Д. И. Значение формационного анализа при прогнозе рудных месторождений. № 10, с. 22.

Горяинов И. Н. Строение скоплений железомарганцевых конкреций. № 10, с. 31.

Грязнов О. Н., Мельников Е. Н. Измененные породы хрусталоносных кварцевых жил Урала. № 2, с. 41.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Назарова Н. И. Особенности отложения золота в черносланцевых зонах. № 11, с. 52.

Каменев Е. А., Файзуллин Р. М. Геологическая модель месторождений апатит-нефелинового типа. № 6, с. 34.

Константинов М. М., Сидоров А. А. Серебрянорудные формации вулканических областей. № 1, с. 27.

Красников Н. Н. Генетические особенности золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах. № 7, с. 33.

Кудрин В. С., Павловский А. Б., Ставинский В. А. Сонгкель-Кенсуйская молибденово-вольфрамоносная зона Тянь-Шаня. № 2, с. 36.

Кудрявцев В. А., Крылов В. В., Волосович Н. Н., Ахметов Р. Н., Никитин В. М. Нижнеархейские магнетитовые кварциты Алдано-Станового региона — железорудное сырье. № 9, с. 51.

Мамадзафоев М. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Центрального Таджикистана. № 7, с. 40.

Михайлов Б. М., Рогов В. С. Геологические предпосылки прогнозирования марганцевых месторождений на Урале. № 8, с. 24.

- Попов В. В., Яковлев Г. Ф. Основные типы полигенных полиметаллических месторождений. № 3, с. 27.
- Прокочук Б. И., Аргунов К. П., Борис Е. И., Захарова В. Р. Дифференциация алмазов в россыпях. № 3, с. 43.
- Руденко Б. М., Олейник Ю. Ф., Мохов В. А. Геолого-структурные условия проявления полиметаллического оруденения в Лениногорском районе Рудного Алтая. № 8, с. 31.
- Рудницкий В. Ф. Положение колчеданных залежей Сибайского рудного поля (Южный Урал) в вулканических структурах. № 12, с. 43.
- Стромов В. А. О роли сульфидоносных горизонтов продуктивной толщи Печенги в размещении медно-никелевых месторождений. № 2, с. 29.
- Томсон И. Н., Полякова О. П. Минералогический индикатор крупных рудных месторождений. № 3, с. 38.
- Филатов Е. И. Формационные и геолого-промышленные типы свинцово-цинковых месторождений. № 4, с. 39.
- Чайкин В. Г., Антонов В. А. Этапность экзогенного рудообразования и рудные формации мезозоя и кайнозоя Кавказа. № 4, с. 47.
- Филько А. С., Файзуллин Р. М. Прогноз и поиски месторождений апатита. № 12, с. 33.

Стратиграфия и палеогеография

- Безносков Н. В., Кутузова В. В. Стратиграфия верхнеюрских отложений Юго-Западной Туркмении. № 1, с. 64.
- Боровко Н. Г., Сергеева С. П., Абаимова Г. П. Конодонтовые зоны нижнего трематоды северо-запада Русской плиты. № 2, с. 55.
- Бугрова Э. М. Палеоген Гаурдак-Кугитанского района. № 9, с. 60.
- Вахрамеев В. А., Абдуазимова И. М., Швецова Е. М., Богомолова А. М., Худайбердыев Р. Х. Стратиграфия нижнего мела Центральных Кызылкумов. № 4, с. 61.
- Вашикидзе И. Г. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Большого Кавказа. № 6, с. 66.
- Ващенко Е. М., Бессолицын А. Е., Белов Е. Н. К стратиграфии среднекаменноугольных отложений Малоботубинского района. № 2, с. 60.
- Глезер З. И., Табачникова И. П. Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия. № 8, с. 56.
- Изотова М. Н. Фузулиновские зоны нижней перми северного и восточного бортов Прикаспийской впадины. № 9, с. 76.
- Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л. Суходудинская свита нижнего мела запада Енисей-Хатангского прогиба. № 6, с. 81.
- Колесников В. Л., Корчагин В. П. Осадочные формации верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы. № 12, с. 64.
- Мартинсон Г. Г. Корреляция меловых континентальных отложений Азии. № 8, с. 51.
- Маслов А. В. Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале. № 6, с. 74.
- Месежников М. С., Азбель А. Я., Алексеев С. Н., Пепин Ю. С., Яковлева С. П., Сей И. И., Калачева Е. Д., Полуботко И. В.,

Шульгина Н. И., Басов В. А., Захарова В. А., Меледина С. В., Нальнева Т. И., Шурыгин Б. Н., Брадучан Ю. В., Лебедев А. И., Вячкилева Н. П., Григалис А. А., Ротките Р. М. Зональные и субзональные шкалы юры и неокома бореальных бассейнов СССР. № 12, с. 52.

Минаева М. А. Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Прианбарья. № 1, с. 54.

Мишаков Г. С., Бабаева Н. И., Ковальчук В. С. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина. № 7, с. 56.

Павлюткин Б. И., Климова Р. С., Царько Е. И. Новые данные по митостратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья. № 2, с. 47.

Папулов Г. Н., Эдигер И. С. Корреляция меловых отложений Урала и Западно-Сибирской плиты. № 11, с. 60.

Попов А. П., Давыдов В. И., Донакова Л. М., Косовая О. Л. К стратиграфии гжельского яруса Южного Урала. № 3, с. 57.

Раабен М. Е. Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала. № 5, с. 88.

Романько Е. Ф., Перфильев Ю. С. Новые данные о возрасте метаморфических пород в Центральном Иране. № 10, с. 70.

Сивов В. А., Карева Г. Д., Климова Г. Н. О возрасте слоев с *Newlandia* в Горной Шории. № 3, с. 67.

Тимошина Н. А., Меньшикова Н. Я. Новые данные по палинотратиграфии юрских отложений Мангышлака. № 4, с. 71.

Федорова Т. И., Шекокичина В. М. Новое в стратиграфии девона Саратовского Поволжья. № 11, с. 68.

Худолей А. К. Несогласия в вендско-нижнепалеозойских отложениях Южного Верхоянья. № 7, с. 68.

Худолей К. М., Прозоровская Е. Л. Основные черты палеобиогеографии Евразии в юрском периоде. № 9, с. 65.

Чирва С. А., Галеркина С. Г. Палеоген севера Западной Сибири. № 5, с. 80.

Якобсон К. Э., Никулин С. Н. Вендские отложения Ветреного пояса. № 4, с. 80.

Региональная геология и тектоника

- Абрамович И. И. Магматические формации в геодинамических схемах. № 4, с. 84.
- Агаев В. Б. Геологическое развитие территории Азербайджана в юрском периоде. № 12, с. 84.
- Александров Г. В. Мезозойско-кайнозойская сводово-глыбовая структура Забайкалья. № 7, с. 74.
- Андреев А. П., Эйшлин Р. А. Глубинная структура земной коры Баканасского синклинария. № 7, с. 85.
- Антощенко-Оленев И. В. Районирование Казахстана по дешифрируемости фотоизображений. № 9, с. 93.
- Войтович В. С., Донец А. И. Южно-Ферганская переходная тектоническая зона и ее металлогения. № 1, с. 86.
- Волчанская И. К., Литвиненко К. И., Нестеров В. Г. Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического районирования Центрального Таджикистана. № 8, с. 64.

Высоцкий Э. А., Кислик В. З. Палеотектоника центральной и южной зон Припятского прогиба в раннефаменское время. № 4, с. 89.

Гофштейн И. Д. Геологическое развитие Карпат с учетом новых данных стратиграфии неогена. № 7, с. 91.

Граммберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г., Шеходанов В. А., Армишев А. М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей. № 1, с. 95.

Дружинин В. С., Кашубин С. Н., Вальчак В. И., Кашубина Т. В., Рыбалка А. В. Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск. № 1, с. 74.

Ковылин В. М. Блоковое строение Западно-Сибирской плиты и ее нефтегазоносность. № 2, с. 77.

Коршенбаум Ф. М. Покровно-надвиговые структуры Предгорного Дагестана. № 6, с. 101.

Кукушкин Д. А., Кузнецов О. Л., Муравьев В. В., Кутуков Д. А., Урупов А. К. Линейно-амплитудный анализ аккумулятивных равнин. № 2, с. 100.

Ласточкин А. Н. Геоморфологические исследования при поисках и разведке железомарганцевых конкреций. № 12, с. 70.

Лобачевский И. В., Мельников А. И. Структура фундамента Ангара-Окинского Приаянья. № 5, с. 96.

Лопатин А. П. О картировании зон разломов рудных районов и полей. № 8, с. 75.

Малушин И. И. К вопросу о происхождении Прикаспийской впадины. № 10, с. 72.

Натапов Л. М., Ставский А. П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа. № 3, с. 70.

Неволлин Н. В. Тектоническая природа и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. № 6, с. 86.

Немцович В. М. Формационный анализ при региональных геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях. № 2, с. 86.

Онищенко Б. А. Несогласия и фазы складчатости в палеогене Центрального и Восточного Предкавказья. № 3, с. 78.

Пильгин А. Н. О генезисе грязевых вулканов. № 10, с. 78.

Ротман В. К., Кузьмин В. К. Хангарская структура центрального типа на Камчатке. № 9, с. 85.

Сеславинский К. Б. Сопоставление режима развития платформ и обрамляющих их подвижных поясов. № 11, с. 70.

Стрельников С. И. Анализ структуры Сетте-Дабана и сопредельных территорий по космическим снимкам. № 11, с. 81.

Шевченко В. И. Строение центрального сектора Музольского антиклинария (Памир). № 5, с. 102.

Шейн В. С. Геодинамическая модель нефтегазоносных территорий юга СССР. № 2, с. 64.

Якобсон К. Э. Вендская тектоническая перестройка на Русской платформе. № 6, с. 95.

Морская геология

- Геодекян А. А., Непрочнов Ю. П., Семенов В. В., Мерклин Л. Р., Троцюк В. Я. Геолого-геофизические и газово-биогеохимические исследования в Беринговом море. № 3, с. 84.
- Захаров В. Е., Исмаилов Д. Ф., Кочне-

ва Л. Б., Терехов А. А., Шлезингер А. Е. Континентальные палеосклоны и современный склон восточной части Черного моря. № 12, с. 89.

Минералогия, петрография, литология

Багдасаров Ю. А., Вороновский С. Н., Аракелянц М. М. О возрасте ультраосновных — щелочных массивов Маймеча-Котуйской провинции. № 4, с. 103.

Бакиров А. Б., Балбачан А. Р., Котова Л. С., Котов В. В., Петричук Г. А. Условия формирования эклогитовых комплексов Тянь-Шаня. № 2, с. 105.

Бутвин В. В., Федоров В. И. Особенности изменения состава меланократовых гранат-биотитовых гнейсов в связи с пегматитообразованием. № 5, с. 116.

Вахрушев В. А., Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Рудные минералы ультраосновных и основных пород Байкальской горной области. № 3, с. 96.

Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии. № 10, с. 93.

Ненахов В. М. Урусайский массив и живетские вулканические образования в Туркестано-Алтае. № 10, с. 101.

Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Лаврова Т. Н., Серенко В. П. Минералогия ильменитовых ультраосновных пород из кимберлитовой трубки Сытыканская. № 8, с. 86.

Гречухин В. В., Воевода Б. И., Дарган В. Н., Савченко А. В., Иванов Л. А. Петрофизические исследования угленосных отложений Донецкого бассейна. № 11, с. 89.

Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Докембрийские ультрабазит-базитовые ассоциации Юго-Западного Прибайкалья. № 7, с. 108.

Доминикова Д. А., Вахрушев В. А. Геологическая позиция и рудоносность габброидов докембрия Белоруссии. № 11, с. 102.

Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. О природе черных углеродистых кремней в Юго-Западном Тянь-Шане. № 5, с. 105.

Коробов А. Д. Хлорофентовые базальты Кушмурунского грабена. № 8, с. 80.

Марковский Б. А., Богданов Г. В. Провинция ультрамафических вулканитов хребта Печулей (Северо-Восток СССР). № 6, с. 117.

Масляев Г. А., Котельников Д. Д., Лазарева В. М., Тер-Григорянц Л. С., Туртыгина А. С. Палеоструктура и глинистые минералы эоценовых отложений Предкавказья. № 12, с. 105.

Попков В. И., Янаскурт О. В., Демидов А. А. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты. № 9, с. 106.

Рублев А. Г., Александров Г. В., Александрова С. В., Мурина Г. А., Шергина Ю. П. Геохронология фанерозойского активизационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья. № 10, с. 81.

Румянцев Н. А. Систематика базальтовых формаций (на петрохимической основе). № 6, с. 105.

Рундквист Т. В., Веселовский Н. Н. Строение, состав и асестонность гипербазитов северокарельского комплекса. № 9, с. 97.

Смолюкин В. Ф., Дашин А. Д. Габбро-верлитовая формация Имандро-Варзугской зоны Карелии. № 12, с. 94.

Топорев С. А. О природе метаморфизма южноякутской угленосной формации. № 3, с. 90.
Шадрин Л. Ф. Формационные ряды и минерализация байкалит и ранних палеозойских севера Полярного Урала. № 7, с. 102.

Шмураева Л. Я. Формационная самостоятельность двух типов натриевых метасоматитов. № 7, с. 94.

Шнай Г. К. Формационное расчленение орогенных гранитоидов юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области. № 4, с. 91.

Геохимия

Афанасьев Г. В. Среднекембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации. № 1, с. 107.

Каждан А. Б., Ежов А. И. Системный анализ геохимической зональности для оценки прогнозных ресурсов руд. № 1, с. 98.

Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение высокотемпературных карбонатов Ковдорского массива. № 8, с. 107.

Нещеткин О. Б. К вопросу о механизме переноса радона. № 7, с. 113.

Придурин А. Г., Бальтер Б. Л., Юров Л. М., Залиева Е. Я. Комплексирование геохимического и минералогического методов при поисках полиметаллического оруденения. № 4, с. 108.

Рудкевич М. Я., Озеранская Л. С. Геохимическая классификация и прогноз состава нефтей и конденсатов в Западно-Сибирской НГБ. № 8, с. 97.

Геофизика и глубинное строение

Булина Л. В. Магнитная характеристика верхней части земной коры в районах кимберлитового магматизма Сибирской платформы. № 12, с. 113.

Ерхов В. А., Персиц Ф. М., Урсов А. А. Поиски слабопроявленных локальных геологических объектов аэрогеофизическими методами. № 9, с. 49.

Галаган Е. А., Епинатьева А. М. Использование формы записи отраженных волн при прогнозе состава и нефтегазоносности осадочных пород. № 10, с. 105.

Дружинин В. С., Карманов А. Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты. № 9, с. 39.

Мкртчян О. М., Белкин Н. М., Дегтев В. А. Сейсмогеологическое обоснование единой схемы корреляции продуктивных шельфовых пластов неокана Среднего Приобья. № 11, с. 115.

Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Южной Камчатки по геофизическим данным. № 10, с. 109.

Петров А. И. Возможности тепловой аэро съемки при поисках рудных объектов в аридной зоне. № 1, с. 118.

Поморцев Г. П., Трофимова Г. Н. Роль геофизических методов при прогнозировании месторождений калийных солей. № 8, с. 121.

Попов Б. А., Рыжий Б. П. Геологические исследования при прогнозе, поисках и разведке месторождений рудных полезных ископаемых. № 11, с. 109.

Сальман А. Г., Суетнова Е. И., Фелицын С. Б. Связь геотермических характеристик

и параметров трещиноватости пород Северной мушлы Печенгской структуры. № 3, с. 101.

Сусин О. А., Верхотуров В. Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира. № 8, с. 113.

Гидрогеология и инженерная геология

Аплов С. В. Особенности рифтовой зоны полуострова Ямал по гравимангнитным данным. № 7, с. 121.

Вартанян Г. С., Плотникова Р. И., Харатишвили Л. А., Чхаидзе Д. В. Гидрогеологическая модель Боржомского месторождения минеральных вод. № 3, с. 105.

Журавель Н. А. Карта мощности зоны интенсивного водообмена территории БССР. № 2, с. 116.

Зарубинский Я. И. Гидрогеологические исследования и прогнозы при разведке угольных месторождений. № 4, с. 112.

Клушин С. В., Тальвирский Д. Б. Изучение седиментационной цикличности методом отраженных волн. № 7, с. 115.

Островский В. Н. О роли фотосинтеза в формировании подземных вод. № 8, с. 124.

Плотников И. И. Гидрогеологические проблемы разработки бокситовых месторождений Урала. № 3, с. 113.

Попов В. Г. Формирование сульфатных натриевых вод Волго-Камского артезианского бассейна. № 10, с. 115.

Рабинович А. А., Попков В. И., Михайленко Н. И., Паламарь В. П. Гидрогеологические особенности доюрского разреза Южного Мангышлака. № 11, с. 122.

Фролов Н. М. Гидрогеотермия на новом этапе развития. № 9, с. 114.

Хроника

Жамойда А. И., Прозоровская Е. Л. Межведомственному стратиграфическому комитету 30 лет. № 9, с. 122.

Кальо Д. Л., Мянниль Р. М., Нестор Х. Э., Корень Т. Н., Никитин И. Ф., Модзалевская Т. Л., Попов Л. Е. Всесоюзное стратиграфическое совещание по унифицированным схемам ордовика и силура Восточно-Европейской платформы. № 5, с. 125.

Нурлыбаев А. Н., Ефремова С. В. III Казахстанское региональное петрографическое совещание. № 2, с. 120.

Рецензии

Бакиров А. А., Раабен В. Ф. Весомый вклад в нефтегазовую геологическую науку. № 1, с. 127.

Киссин И. Г. Актуальные проблемы использования и охраны подземных вод. № 1, с. 126.

Никаноров А. М., Федоров Ю. А. О книге «Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах». № 2, с. 123.

90-летие Александра Кирилловича Матвеева. № 9, с. 126.

80-летие Александра Васильевича Хабакова. № 1, с. 125.

70-летие Василия Дмитриевича Наливкина. № 5, с. 124.

70-летие Владимира Владимировича Тихомирова. № 10, с. 125.

70-летие Андрея Семеновича Кумпана. № 12, с. 119.

Памяти Носона Ароновича Быхова. № 4, с. 122.

Памяти Николая Иосифовича Погребнова. № 7, с. 127.

Памяти Николая Ивановича Хитарова. № 6, с. 127.

Contents

SCIENTIFIC-TECHNICAL PROGRESS IN GEOLOGY

Mezhelovskiy N. V., Musatov D. I. Results of the USSR State Committee of Science and Technology session on the problem „Studies of the interior of the earth and super deep drilling“ 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

Zlobina T. M. Application of the mathematical methods to studying laws of the endogenic mineralization localization in rupture structures 9

ENERGY RESOURCES

Nemchenko N. N., Kramarenko G. A. Accumulation of hydrocarbon pools of the Cretaceous complex in the north of Western Siberia 17
Gurevich A. B., Gavrilova O. I., Volkova G. M. Coal metamorphism in the northern part of the Tunguskiy Basin 23

MINERALS AND NON-MINERALS

Filko A. S., Faizullin R. M. Prediction and searches of apatite deposits 33
Rudnitskiy V. F. Location of the pyrite bodies in the Sibaiskoe ore field, the South Urals, in the volcanic structures 43

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Mesezhnikov M. S., Azbel A. Ya., Alexeev S. N., Pepin Yu. S., Yakovleva S. P., Sey I. I., Kalacheva E. D., Polubotko I. V., Shulgina N. I., Basov V. A., Zakharova V. A., Meledina S. V., Nalayaeva T. I., Shurygin B. N., Braduchan Yu. V., Lebedev A. I., Vyachkileva N. P., Grigyalis A. A., Rotkite R. M. Zonal and subzonal Yurassic and Neocomian scales of the boreal basins in the USSR 52

Kolesnikov V. L., Korchagin V. P. Upper Cambrian, Ordovician and Lower Silurian sedimentary formations in the south of the Siberian Platform 64

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Lastochkin A. N. Geomorphological investigations when searching and exploring manganese nodules 70
Agaev V. B. Geologic evolution of the Azerbaijan territory in the Jurassic period 84

MARINE GEOLOGY

Zakharov V. E., Ismagilov D. F., Kochneva L. B., Terekhov A. A., Shlezinger A. E. Continental paleoslopes and a Recent slope of the eastern part of the Black Sea 89

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Smolkin V. F., Dain A. D. A gabbro-wehrlite formation of the Imandra-Varzugskaya karelide zone 94
Maslyayev G. A., Kotelnikov D. D., Lazareva V. M., Ter-Grigoryants L. S., Turtygina A. S. A paleostructure and argillaceous minerals in the Eocene sediments of the Caucasus region 105

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Bulina L. V. Magnetic characteristics of the upper part of the earth's crust in the regions with kimberlite magmatism of the Siberian Platform 113
The 70-th anniversary of Andrey Semenovich Kumpan 119
List of the articles published in the journal „Soviet Geology“ in 1985 120

Вниманию читателей!

Специализированный магазин № 17 Ленкниги предлагает следующие книги издательства «Недра» по геологии.

НАУЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. Изд. 2-е перераб. и доп., 1982. Цена 1 р. 70 к.
Левин Л. В. Геология окраинных и внутренних морей, 1979. Цена 2 р. 70 к.
Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации, 1976. Цена 3 р. 26 к.
Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. 1977. Цена 2 р. 45 к.
Месчан С. Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов, 1978. Цена 1 р. 60 к.
Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли, 1982. Цена 2 р. 70 к.
Осипов Ю. Б. Магнетизм глинистых грунтов, 1978. Цена 2 р. 30 к.
Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность, 1977. Цена 2 р. 80 к.
Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. Пер. с англ. 1982. Цена 3 р. 40 к.
Савельев А. К. Геология баритовых месторождений, 1978. Цена 2 р.
Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии, 1982. Цена 4 р. 10 к.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е, перераб. и доп., 1982. Цена 5 р. 80 к.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия, 1977. Цена 4 р. 80 к.
Хеллем А. Юрский период. Пер. с англ., 1978. Цена 3 р. 20 к.
Цехомский А. М., Карстенс Д. И. Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР, 1982. Цена 1 р. 80 к.
Чвилева Т. Н. Цвет рудных минералов в отраженном свете и его определение, 1977. Цена 1 р. 70 к.
Черницын В. Б. Металлогения Большого Кавказа, 1977. Цена 2 р. 26 к.
Чистяков А. А. Горный аллювий, 1978. Цена 3 р. 30 к.
Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа, 1978. Цена 2 р. 60 к.
Юшкин Н. П. Топоминералогия, 1982. Цена 3 р. 30 к.

НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Орлова А. В. Подвижная мозаика планеты, 1981. Цена 20 к.

ПРОИЗВОДСТВЕННО-ТЕХНИЧЕСКАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Аренс В. Ж., Гайдин А. М. Геолого-гидрогеологические основы геотехнических методов добычи полезных ископаемых, 1978. Цена 70 к.
Валяев В. М. Аэрофотографические и сканерные аэрометоды при инженерно-геологических исследованиях, 1982. Цена 1 р. 10 к.
Глушко В. Т., Борисенко В. Г. Инженерно-геологические особенности железорудных месторождений, 1978. Цена 1 р.
Ефимов А. А., Тетяева Т. М. Расчленение и корреляция метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Забайкалья для крупномасштабного геологического картирования (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000), 1982. Цена 1 р. 20 к.
Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Рж. Интерпретация изверженных горных пород. Пер. с англ., 1982. Цена 2 р. 20 к.

Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования, 1982. Цена 1 р. 30 к.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. В 2-х томах. Т. 1. Изд. 2-е, перераб. и доп. Под ред. А. С. Кумпана, 1978. Цена 2 р. 80 к.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. В 2-х томах. Т. 2. Изд. 2-е, перераб. и доп. Под ред. А. С. Кумпана, 1978. Цена 1 р. 80 к.

Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000. Отв. ред. Е. С. Мельников, 1978. Цена 3 р. 10 к.

Определение кремния и алюминия в минеральном сырье/В. А. Хализова, И. А. Столярова, В. Г. Хитров и др., 1982. Цена 50 к.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. Изд. 2-е перераб. и доп., 1982. Цена 1 р. 70 к.

Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей, 1979. Цена 2 р. 70 к.

Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации, 1976. Цена 3 р. 26 к.

Организация безопасного ведения геологоразведочных работ/А. И. Бочаров, И. Н. Засухин, Л. В. Панкратова и др., 1981. Цена 1 р. 70 к.

Смолдырев А. Е. Методика и техника морских геологоразведочных работ, 1978. Цена 1 р. 70 к.

Шейдеггер А. Физические аспекты природных катастроф. Пер. с англ. 1981. Цена 1 р. 40 к.

Ясько В. Г. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых Сибири, 1978. Цена 90 к.

Вниманию читателей!

В книготорговой сети страны имеются в наличии и высылаются наложенным платежом книги издательства «НЕДРА»:

Бондарик Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии. 1981. Цена 2 р. 90 к.

Для инженеров-геологов, литологов, специалистов по региональной и динамической геологии; полезна студентам старших курсов, аспирантам и научным работникам.

472210, г. Балхаш, Джезказганская обл., ул. К. Маркса, 4, Балхашский книготорг.

Васильев Л. А., Белых З. П. Алмазы, их свойства и применение. 1983. Цена 20 к.

Для читателей, интересующихся природными и синтетическими драгоценными камнями, полезна минералагам и специалистам, занимающимся алмазами.

257008, г. Черкассы, ул. Королева, 38, Черкасский книготорг, ассортиментный кабинет.

Григорович М. Б., Немировская М. Г. Минеральное сырье для заполнения легких бетонов. 1983. Цена 30 к.

Для геологов, занимающихся разведкой строительных материалов. 488003, г. Талды-Курган, ул. Орджоникидзе, 7а. Талды-Курганский обл. книготорг.

Козик А. П., Самойленко Ю. Д. Таблицы для расчета полевого довольствия работников геологоразведочных организаций. 1977. Цена 1 р. 10 к.

672078, г. Чита, ул. Полины Осипенко, 7. Книжная база Читинского книготорга.

Кузин М. Ф., Егоров Н. И. Полевой определитель минералов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 1983. Цена 1 р. 30 к.

Для геологов, геохимиков, обогащателей и других специалистов. Может быть полезна любителям минералов, не имеющим специального геологического образования.

Эйби Дж. Землетрясения. 1982. Цена 1 р. 20 к.

Рассчитана на широкий круг читателей.

230015, г. Гродно, ул. Дзержинского, 92. Магазин «Книга — почтой» Гродненского книготорга.

Минералогические таблицы: Справочник/Е. И. Семенов, О. Е. Юшко-Захарова и др. 1981. Цена 2 р.

163002, г. Архангельск, Обводный, 10, Архангельский книготорг.

472210, г. Балхаш, Джезказганская обл., ул. К. Маркса, 4, Балхашский книготорг.

Солодухин М. А., Архангельский И. В. Справочник техника-геолога по инженерно-геологическим и гидрогеологическим работам. 1982. Цена 1 р. 50 к.

Для техников-геологов; полезен специалистам, занятым на инженерно-геологических изысканиях, а также студентам вузов.

472210, г. Балхаш, Джезказганская обл., ул. К. Маркса, 4. Балхашский книготорг.

Справочник по инженерной геологии. Под ред. М. В. Чуринова, 1981. Цена 1 р. 70 к.

Для инженеров-геологов, а также для специалистов, работающих в области проектирования и строительства различных сооружений.

277012, г. Кишинев, ул. Фрунзе, 65. Магазин «Книга — почтой» Молдавского книготорга.

Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Е. А. Мудрецов. 1981. Цена 2 р. 60 к.

Для геофизиков и геологов производственных, научных организаций. Может быть полезен преподавателям и студентам старших курсов.

625006, г. Тюмень, ул. Елизарова, 53. Книжная база Тюменского книготорга.

Справочник по прострелочно-взрывной аппаратуре. Под ред. Л. Я. Фридляндера. 1983. Цена 85 к.

Для перфораторщиков, каротажников, рабочих и мастеров перфораторно-торпедировочных и каротажно-перфораторных отрядов и партий.

364051, Чечено-Ингушская АССР, г. Грозный, пр. Революции, 24. Магазин № 9, «Техническая книга» Грозненского книготорга.

Заказы на интересующие Вас книги направляйте в адреса вышеуказанных книготоргов.

Издательство «НЕДРА»

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, №12, 1-128