

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

6/1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 6 / 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. Геодеян, 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

Содержание

Задачи повышения эффективности использования материалов космо- и аэро- съемок при геологоразведочных работах
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ 3

Данилкин С. М.
История формирования и нефтегазонос- ность Енисей-Ленской системы прогибов
Султанаев А. А., Невская Н. М., Старо- стина С. Б. 6

Условия миграции углеводородов в Ти- мано-Печорской нефтегазоносной про- винции 14

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Билибина Т. В.
Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия 19

Каменев Е. А., Файзуллин Р. М.
Геологическая модель месторождений апатит-нефелинового типа 34

ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

Жамойда А. И., Басков Е. А., Гане- шин Г. С., Ильин К. Б., Межелов- ский Н. В., Никифорова Г. Я., Соко- лов Р. И., Унксов В. А.
Геологическая картография на XXVII сессии Международного геологического конгресса 39

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА,
ОРГАНИЗАЦИЯ

Коплус А. В., Пахомов М. И., Гордее- ва В. А.
Комплексирование геологических и гео- физических методов при поисково-оце- ночных работах на флюорит 51

Плохих Н. А.
Оценка прогнозных ресурсов скарново- магнетитовых руд на Южном Урале 61

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Вашакидзе И. Г.
Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Большого Кавказа 66

Маслов А. В.
Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале 74

Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л.
Суходудинская свита нижнего мела за- пада Енисей-Хатангского прогиба 81

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

Неволин Н. В.
Тектоническая природа и нефтегазонос- ность Прикаспийской впадины 86

Якобсон К. Э.
Вендская тектоническая перестройка на Русской платформе 95

Коршенбаум Ф. М.
Покровно-надвиговые структуры Пред- горного Дагестана 101

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

Румянцева Н. А.
Систематика базальтовых формаций (на петрохимической основе) 105

Марковский Б. А., Богданов Г. В.
Провинция ультрамафических вулкани- тов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) 117

Памяти Николая Ивановича Хитарова 127

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

Сдано в набор 24.04.85. Подписано в печать 21.05.85. Т-10952. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,4. Тираж 3235 экз.
Заказ 261

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

УДК 528.711.1(202)(203).003.13

Задачи повышения эффективности использования материалов космо- и аэро- съемок при геологоразведочных работах

Продолжая стратегию, выработанную на XXVI съезде КПСС, мартовский (1985 г.) Пленум ЦК КПСС поставил задачу решительного поворота народного хозяйства стра- ны на путь интенсивного развития с тем, чтобы в короткие сроки выйти на самые передовые научно-технические позиции, на высокий уровень производительности об- щественного труда.

Руководствуясь решениями Пленума, 11 апреля 1985 г. коллегия Мингео СССР с участием представителей Госплана СССР (В. В. Попов), ГУГКа (И. А. Кутузов, Ю. П. Киенко), ГКНТ (А. К. Романов) и АН СССР (А. Л. Яншин, В. Г. Трифонов) рассмотрела вопросы повышения эффективности использования материалов космиче- ских и аэро-съемок при геологоразведочных работах.

В Министерстве геологии СССР функционирует система организации и управ- ления космоаэрогеологическими исследованиями, включающая головное объединение «Аэрогеология», 53 космоаэрогеологические партии в территориальных объединениях и 14 специальных подразделений в научно-исследовательских институтах.

Материалы космических и аэро-съемок применяются геологическими организа- циями на различных стадиях геологоразведочного процесса. Космическими снимками в отрасли обеспечены более 150 организаций. Широко используются материалы высот- ной фотографической, радиолокационной и ИК-аэро-съемок. Космонавтами проводятся геологические эксперименты на орбитальных станциях, включающие специальные съемки и визуальные наблюдения из космоса.

На основе теории природной индикации разработана методическая основа ис- пользования космической и аэроинформации для решения геологических и прогнозно- поисковых задач. Созданы и внедрены различные технические средства для проведе- ния съемок (тепловизор «Вулкан», системы для многоспектрального сканирования и радиолокационной аэро-съемки, летные спектрометры, новые типы аэрофотоплёнок и т. д.) и для обработки получаемой информации (комплект периферийных устройств «Формат» к ЕС-ЭВМ, когерентная установка для анализа линейментов, ряд фотограм- метрических приборов и другое оборудование). Разрабатываются различные техноло- гии специализированной обработки изображений и их программно-математическое обеспечение. Разработаны методы использования космической и аэро-съемочной ин- формации для изучения мелководного шельфа, при гидрогеологических и инженерно- геологических исследованиях.

На основе использования этих разработок создана и внедрена новая прогрессив- ная технология региональных геологосъемочных и поисковых работ, включающая но- вые виды космоаэрогеологических исследований, нашедших отражение в стадийности геологоразведочного процесса, определенной Министерством геологии СССР. К новым видам работ относятся составление обзорных и мелкомасштабных специальных карт геологического содержания, космофотогеологическое, космофотогидрогеологическое — инженерно-геологическое картирование, наземная проверка геологических объектов, отдешифрованных на космических снимках, геологическое изучение площадей для выбора мест заложения и интерпретации данных бурения глубоких и сверхглубоких скважин, геолого-минералогическое картирование и др. Для перечисленных работ соз- даны методические руководства и пособия.

Разработка новой технологии работ по региональному изучению территории стра- ны обеспечила широкое внедрение материалов космических и аэро-съемок в геолого- разведочное производство. Это позволило:

- ускорить темпы геологического изучения территории страны;
- с принципиально новых позиций рассмотреть многие аспекты геологического строения, истории развития и металлогении крупных регионов;
- создать серии специализированных космогеологических, космотектонических и других карт, значительно обогативших отечественную геологическую картографию;
- наметить в ряде районов перспективные на нефть и газ структуры, новые по-

тенциально рудоносные поля и поля различных нерудных полезных ископаемых, месторождения стройматериалов и пресных подземных вод;

— приступить к систематическому контролю и прогнозированию изменений окружающей среды в районах интенсивного хозяйственного освоения.

В целом в Министерстве геологии СССР накоплен достаточный опыт и в основном создана методическая база для перехода на новый этап в использовании материалов космических и аэросъемок, обеспечивающий коренное улучшение качества и повышение эффективности всех видов геологоразведочных работ.

Вместе с тем дальнейшее развитие космоаэрогеологических работ в отрасли сдерживается рядом трудностей и недостатков. В отдельных организациях отрасли материалы космических съемок практически не применяются, в других используются слабо. Существующая система организации и управления космоаэрогеологическими исследованиями не в полной мере отвечает возросшим требованиям к использованию дистанционных материалов. Отсутствуют специализированные подразделения, способные производить тематическую обработку материалов дистанционного зондирования и обеспечивать ее результатами все производственные и научно-исследовательские организации отрасли.

Объединение «Аэрогеология» не в полной мере выполняет роль головной организации по разработке и внедрению космических и аэрометодов в основном из-за слабой производственно-технической базы и несовершенной организации работ. Не отработана система внедрения практических рекомендаций, затягивается подготовка методических пособий и инструкций, особенно по рациональному комплексированию космоаэрогеологических исследований с геолого-геофизическими и геохимическими, а также по выявлению с помощью дистанционных материалов локальных нефтегазоносных и рудоносных структур и площадей.

В отрасли крайне низка техническая оснащенность космоаэрогеологических исследований, отсутствует собственная конструкторская и опытно-производственная база по разработке и созданию дистанционной техники. Существующая технология обработки аэрокосмической информации малопродуктивна; недостаток технических средств ограничивает автоматизацию процесса дешифрирования.

Министерство геологии СССР неудовлетворительно обеспечивается специалистами по обслуживанию электронно-вычислительной техники и радиоаппаратуры; в вузах геологического профиля отсутствует специализация студентов в области космоаэрогеологических методов.

Коллежиями Министерства геологии СССР и Главного управления геодезии и картографии определены меры, обеспечивающие совершенствование космоаэрогеологических исследований и расширение их внедрения в геологоразведочное производство. Задачей производственных и научных организаций отрасли является дальнейшее повышение эффективности применения материалов космо- и аэросъемок в геологии, интенсификация геологоразведочного процесса за счет массового использования космо- и аэросъемочной информации на всех этапах и стадиях работ по геологическому изучению территории страны, прогнозированию и поискам месторождений полезных ископаемых, широкое практическое применение накопленного научно-технического потенциала и достижений по обработке дистанционной информации для решения конкретных геологических задач.

В качестве основных направлений научно-технического прогресса в области космоаэрогеологических исследований на двенадцатую пятилетку и последующие годы определены:

- совершенствование существующих и разработка новых методов дистанционного зондирования Земли на основе фундаментальных достижений и научных открытий;
- развитие теоретических и физико-геологических основ использования космо- и аэросъемочной информации в геологии; разработка принципов и методик комплексирования космоаэрогеологических, геофизических, геохимических и других методов;
- проведение планомерных космоаэрогеологических исследований страны;
- разработка единой системы сбора, хранения, тематической обработки и применения космоаэрогеологической информации;

— дальнейшее развитие технических средств космоаэрогеологических исследований, техническое перевооружение подразделений, использующих материалы аэро- и космических съемок;

— совершенствование системы организации и управления космоаэрогеологическими исследованиями.

Функции головной организации отрасли по региональному геологическому изучению территории страны и разработке методов прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых на основе широкого использования материалов дистанционных съемок возлагаются на объединение «Аэрогеология». Первоочередными задачами объединения являются:

— совершенствование научно-методических основ космоаэрогеологических методов, разработка принципов их комплексирования с другими методами; подготовка рекомендаций по их практическому использованию при прогнозировании и поисках месторождений нефти и газа, конкретных видов и типов месторождений твердых полезных ископаемых;

— разработка методики комплексного анализа экономической эффективности использования в геологии информации, получаемой с космических аппаратов;

— расширение работ по новой технологии регионального геологического изучения территории страны на основе использования материалов космических и аэровысотных съемок; усиление специализированных космоаэрогеологических исследований в нефтегазоносных и рудных районах и повышение их эффективности;

— расширение применения радиолокационной, ИК-тепловой, многозональной и других видов съемок при поисках месторождений полезных ископаемых; разработка типового комплекса аппаратуры для обработки материалов дистанционных съемок;

— организация работ по дистанционному мониторингу геологической среды главных горнорудных районов, а также крупных административно-хозяйственных центров;

— усиление методического руководства космоаэрогеологическими партиями в объединениях республиканских министерств, управлениях геологии союзных республик и в организациях союзного подчинения; повышение эффективности работы кураторов по космоаэрогеологическим исследованиям.

В составе объединения «Аэрогеология» намечено создать следующие основные структурные подразделения: отраслевой космоаэрогеологический центр в Москве, ВНИИ космических и аэровысотных методов изучения минерально-сырьевых ресурсов в Ленинграде, Московскую и Калужскую (с опытным производством) опытно-методические космоаэрогеологические экспедиции, КБ дистанционной техники в г. Калуге, региональные космоаэрогеологические центры в ряде городов. Для создаваемых в г. Калуге организаций планируется строительство производственных и жилых помещений.

В целях обеспечения Министерства геологии СССР высококачественными материалами космических съемок ряд конкретных задач поставлен перед Госцентром «Природа» ГУГКа; намечены мероприятия по организации совместных исследований объединения «Аэрогеология» и Госцентра «Природа» в части разработки требований к перспективной бортовой технике и наземной аппаратуре для обработки информации, в осуществлении работ по комплексному изучению и картографированию природных ресурсов в районах перспективного освоения, в первую очередь Сибири и Дальнего Востока и другие мероприятия. Даны поручения управлениям Министерства геологии СССР по обеспечению намеченных мероприятий.

Министерствам и управлениям геологии союзных республик, организациям союзного подчинения предложено разработать и рассмотреть на коллегиях или научно-технических (ученых) советах организационно-технические мероприятия по повышению эффективности использования материалов аэро- и космических съемок при геологоразведочных работах на 1985—1990 гг.

Реализация решений коллегий Министерства геологии СССР и Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР позволит перевести космоаэрогеологические исследования на новый научно-технический и технологический уровень и тем самым повысит эффективность решения основной задачи отрасли — обеспечение народного хозяйства страны минеральным сырьем.



История формирования и нефтегазоносность Енисей-Ленской системы прогибов

Одним из важнейших достижений современной геологии является открытие и всестороннее изучение мировой рифтовой системы океанов, установление ее генетической связи с континентальными рифтовыми системами. В последние годы выяснилось, что рифтовый геодинамический режим характерен не только для новейших этапов геологической истории. Подобные структуры были выделены Н. С. Шатским и А. А. Богдановым в пределах древних платформ под названием авлакогенов. На молодых платформах их называют тафрогенами, или схизогенами. По мере изучения рифтов, авлакогенов, тафрогенов становится все более ясным, что это генетически весьма близкие элементы. Установлено, что рифтовая стадия развития характерна для зарождения и во многом определяет последующую эволюцию крупных осадочно-породных бассейнов континентов и океанов, которые по образному выражению Н. Б. Васосевича являются родиной нефти и газа.

Мезозойские прогибы на севере Восточной Сибири издавна привлекали к себе внимание геологов в качестве крупных седиментационных бассейнов, перспективных на нефть [9]. На современном этапе при широком размахе нефтегазопроисловых работ в Восточной Сибири, в том числе и в мезозойских депрессиях, проблема их нефтегазоносности весьма актуальна. Ее решение во многом определяется правильным пониманием геологической истории и природы этого региона.

Большой вклад в познание структуры и развития мезозойских прогибов внесли И. П. Атласов, В. А. Виноградов, М. Л. Верба, И. С. Грамберг, Б. В. Гусев, М. К. Калинин, Ю. Н. Кулаков, Д. В. Лазуркин, К. И. Микуленко, В. Д. Накаряков, Я. И. Полькин, Ю. Е. Погребницкий, В. Н. Сакс, М. Х. Сапир, В. Н. Соколов, Д. С. Со-

роков, Н. А. Сягаев, Д. Б. Тальвиский и другие исследователи.

На «Тектонической карте нефтегазоносных провинций Сибирской платформы» под редакцией Л. И. Ровнина, В. В. Семеновича и А. А. Трофимука (1982 г.) на севере Восточной Сибири выделяются Енисей-Хатангский региональный прогиб, Анабаро-Хатангская седловина и Лено-Анабарский мегапрогиб. Они характеризуются весьма слабой и неравномерной геолого-геофизической изученностью. Мезозойский комплекс сравнительно лучше изучен в Енисей-Хатангском прогибе. Лено-Анабарский прогиб исследован гораздо меньше, в то же время здесь больше изучены древние отложения.

В последние годы благодаря возобновлению геолого-геофизических работ на нефть и газ в пределах Хатангской седловины появились новые интересные данные, позволяющие уточнить историю геологического развития не только седловины, но и мезозойских депрессий в целом, связать воедино древние (домезозойские) геотектонические элементы Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов.

Вследствие слабой изученности природы прогибов и их история трактуются по-разному. Они то относятся к категории передовых и краевых, то выделяются как платформенные синеклизы.

В 1963 г. В. А. Виноградов, В. В. Жуков, Ю. Н. Кулаков и Н. А. Сягаев определили Лено-Анабарский прогиб как внутривнутренний, прилегающий на севере к узкой зоне складок, возникшей на месте Оленекского авлакогена в конце раннего мела.

Ю. Н. Кулаков (1964 г.), исследовавший Усть-Енисейскую впадину, охарактеризовал ее как синеклизу на древнем платформенном основании. В разрезе им выделено три структур-

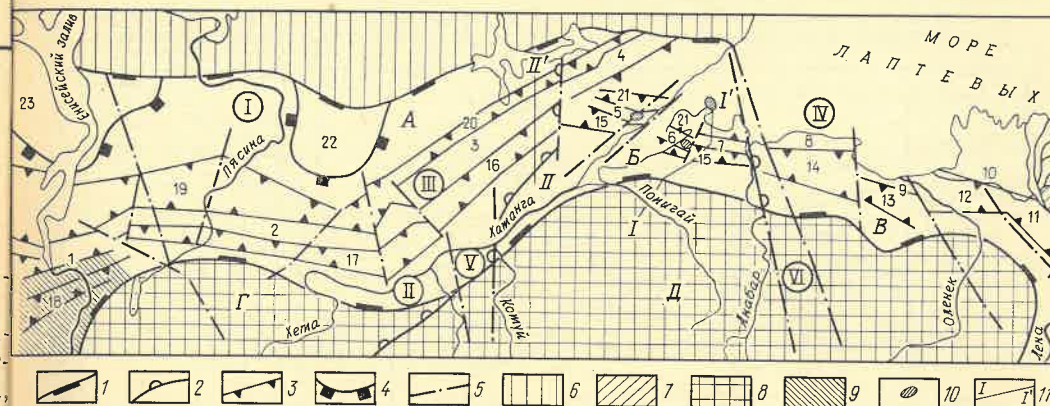


Рис. 1. Тектоническая схема Енисей-Ленской системы палеорифтов

1—4 — границы: 1 — прогибов со складчатыми системами и Сибирской платформой, 2 — седловин, антиклиз и синеклиз, 3 — горстов и грабенных (разломы), 4 — выступов; 5 — разломы; 6 — Таймырская складчатая область; 7 — Верхоянская складчатая область; 8 — Сибирская платформа; 9 — Туруханско-Норильский инвертированный авлакоген; 10 — соляные купола; 11 — линии геологических разрывов; А — Енисей-Хатангский прогиб (синеклиза); Б — Хатангская седловина; В — Лено-Анабарский прогиб; Г — Тунгусская синеклиза; Д — Анабарская антиклиза; I — Южно-Таймырская моноклиналь, II — Северо-Сибирская

моноклиналь; III — Пясино-Хатангская палеорифтовая система; IV — Оленекская палеорифтовая система; V — Котуйский авлакоген; VI — Удзинский авлакоген; 1—10 — горсты: 1 — Танамо-Малохетский, 2 — Рассохинский, 3 — Балахинский, 4 — Киряко-Тасский, 5 — Белогорский, 6 — Ильинский, 7 — Тигань-Анабарский, 8 — Прончищевский, 9 — Усть-Оленекский, 10 — Дюлонгский; 11—21 — грабены: 11 — Нижнеленский, 12 — Таймырский, 13 — Буолкалахский, 14 — Уэленский, 15 — Эдзанский, 16 — Жданихинский, 17 — Дудытинско-Боганидский, 18 — Долганский, 19 — Центрально-Таймырский, 20 — Туровский, 21 — Харатумский; 22—23 — выступы: 22 — Янгодо-Горбидский, 23 — Таймырский

ных комплекса: складчатый фундамент (протерозой), «второй» структурный ярус (синий—нижний триас) и осадочный чехол (юрская—четвертичная системы). В доюрском комплексе установлен ряд поднятий и прогибов субгеосинклинальной или авлакогенной природы.

В 1969 г. М. Л. Верба сделал попытку привлечь гипотезу дрейфа континентов к объяснению генезиса Енисей-Хатангского прогиба и Западно-Сибирской плиты. Он рассматривает их как раннемезозойские зоны растяжения [2]. Б. В. Гусев (1972 г.), развивая эту гипотезу, всесторонне проанализировал геофизические данные по Усть-Енисейской впадине. Он сделал заключение о ее рифтовом происхождении и сравнил с Днепровско-Донецким авлакогеном [1].

Новые геолого-геофизические данные подтверждают идею рифтовой природы Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов и, несмотря на различия в их строении, позволяют говорить о единой направленности геологического развития.

В современной структуре мезозойских депрессий в их осевой части под чехлом юрско-меловых отложений можно выделить две системы палео-

рифтов: Пясино-Хатангскую и Оленекскую (рис. 1). Каждая из них состоит из цепочки горстов, сопряженных по обеим сторонам с глубокими грабенами. В Пясино-Хатангской системе с запада на восток выделяются Танамо-Малохетский, Рассохинский, Балахинский, Киряко-Тасский горстовые блоки, а также Центрально-Таймырский, Туровский, Жданихинский, Дудытинско-Боганидский, Долганский грабены. На севере палеорифтовая система граничит с Южно-Таймырской моноклиной, а на юге — с Северо-Сибирской. В таких границах система имеет длину более 1100 км при ширине 100—150 км. На западе палеорифт сочленяется с субмеридиональной Худосеевской палеорифтовой системой Западно-Сибирской плиты [8]. На северо-востоке через Киряко-Тасский блок он непосредственно соединяется с восточной частью Таймырской складчатой системы, происхождение которой мы вслед за Е. Е. Милановским также считаем эпирифтовым [4]. Есть основания предполагать, что Киряко-Тасский горст вместе с восточной частью Таймырской складчатой системы надвинут на северо-западное крыло Хатангской седловины, в результате чего под ним погребено

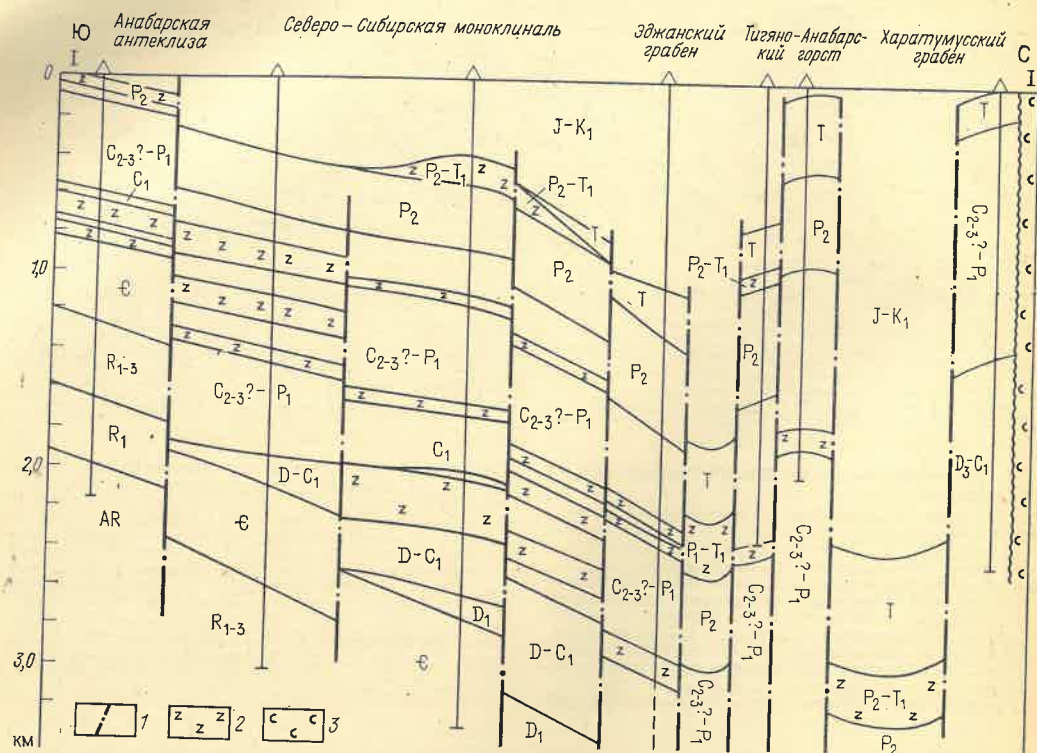


Рис. 2. Геологический разрез I—I' Хатангской седловины
1 — разломы; 2 — пластовые интрузии траппов; 3 — каменная соль

северо-восточное продолжение Жданихинского грабена.

Кровля среднекаменноугольно (?) триасового рифтового комплекса в пределах горстов залегает на глубине от 0 до 5 км, а в зоне грабенов — на глубине до 8—9 км. В Киряко-Тасском горсте этот комплекс выходит на поверхность.

В районе стыка Балахнинского и Киряко-Тасского горстов Пясинский палеорифт сочленяется с субширотной Оленекской палеорифтовой системой, имеющей аналогичную Пясинской структуру. В центральной осевой части выделяется горстовая ветвь, состоящая из Белогорского, Ильинского, Тигано-Анабарского, Прончищевского, Усть-Оленекского, Дюлюнгского горстовых блоков, сопряженных на юге и севере с цепочками грабенов. На юге это Эджанский, Уэленский, Буолкалахский, Таймыльский, Нижнеленский грабены. На севере выделяется Харатумусский грабен, остальные вместе с северными крыльями горстовой ветви скрыты под водами моря Лаптевых. По геофизическим данным, здесь выделяется Южно-Лап-

тевский грабен. На юге палеорифтовая система граничит с моноклиналию Сибирской платформы. Предполагается, что на севере ее ограничением служит Трофимовская структурная терраса Центрально-Лаптевского массива. Таким образом, длина Оленекской системы составляет более 650 км, ширина 75—150 км. На востоке Оленекский палеорифт вливается в Верхоянскую складчатую систему. В пределах горстов рифтовый комплекс выходит на поверхность, а в отдельных блоках благодаря соляной тектонике обнажаются и более древние отложения. В южной зоне грабенов кровля рифтового комплекса залегает на глубине 1,5—3,0 км. Горсты интенсивно нарушены продольными и поперечными разломами и имеют ступенчатое весьма сложное строение (рис. 2, 3).

Палеорифты характеризуются четким отражением в геофизических полях. Региональное гравитационное поле близко к нулевому, в то же время оно выше поля силы тяжести обрамляющих территорий. В геомагнитном поле над палеорифтами фиксируется положительная аномалия. По данным

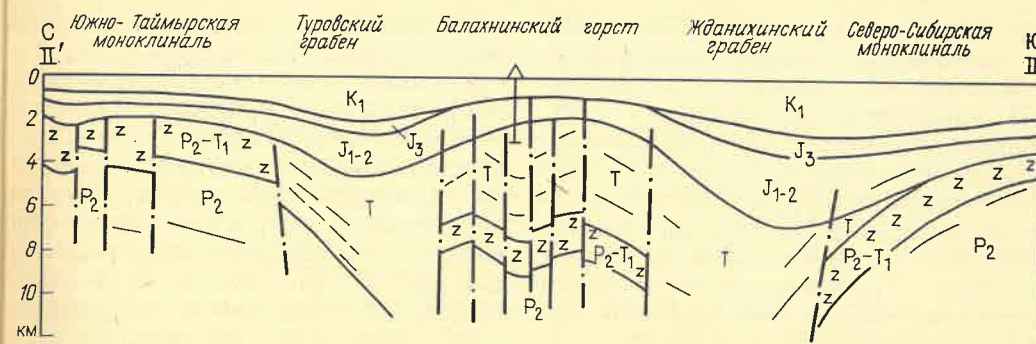


Рис. 3. Геолого-сейсмический разрез II—II' восточной части Енисей-Хатангского прогиба
Усл. обозн. см. рис. 2.

ГСЗ, по профилям Диксон—Дюпун и Воркута—Тикси мощность земной коры под палеорифтами сокращена на 7—12 км по сравнению с прилегающими районами. Цепочке горстов соответствуют интенсивные гравитационные аномалии, сопряженные с минимумами Δg в пределах грабенов. Внешние границы палеорифтов характеризуются интенсивными положительными геомагнитными аномалиями, совпадающими с гравитационными ступенями и аномалиями [7]. Исследователи, изучавшие гравимагнитные аномалии Енисей-Хатангского палеорифта, пришли к выводу, что здесь основными аномалиеобразующими объектами являются крупные базитовые и ультрабазитовые интрузии общим объемом более 100 тыс. км³ [6]. Гравимагнитные аномалии по масштабу сопоставимы с меридиональными аномалиями Западной Сибири, также приуроченными к палеорифтовым системам. В пределах Оленекского палеорифта интенсивность аномалий ослабевает.

Центральная зона палеорифтов и ныне характеризуется повышенными значениями тепловых потоков по сравнению с обрамляющими территориями. В пределах горстовой зоны геотермический градиент в среднем составляет 2,7—3,3 °C/100 м, а в полосе Северо-Сибирской моноклинали не превышает 1,5—2 °C/100 м.

В палеорифтовой зоне повсеместно прослеживается триасовый комплекс отложений. В северо-восточной части Пясинского палеорифта, в Киряко-Тасском горсте вскрываются средневерхнекаменноугольно (?) — пермские образования, которые почти повсе-

стно прослеживаются в Оленекской системе, а в пределах Анабаро-Хатангского участка известны девонско-нижнекаменноугольные отложения.

Судить о ранних этапах зарождения и эволюции палеорифтов можно лишь по общегеологическим данным. Большинство геологов сходятся во мнении, что их заложение произошло на архейско-протерозойском кристаллическом основании древнего Северо-Азиатского кратона. Об этом свидетельствуют архейско-нижнепротерозойские блоки Анабарского щита, Северного Таймыра, Оленекского свода в зоне обрамления палеорифтов, которые по геофизическим данным прослеживаются вплоть до бортов авлакогенов. Как показал Е. Е. Милановский, палеорифты обычно наследуют архейско-среднепротерозойские линейные зоны повышенной тектоно-магматической активности, среди которых некоторыми исследователями выделяются рифтоподобные структуры растяжения, называемые палеоавлакогенами, авлакогеосинклиналями, проторифтами. Вероятно, подобная система выделяется Ю. Е. Погребницким под Пясинским авлакогеном под названием Таймыро-Тунгусского нижне-среднепротерозойского геосинклинального трога [5]. Не исключено, что она имеет продолжение и под Оленекским авлакогеном. По-видимому, эта система совместно с Котуйским и Уджинским проторифтами разделяла более стабильные архейско-нижнепротерозойские гранито-гнейсовые блоки Северо-Азиатского кратона: Анабарский, Тунгусский, Карский, Оленекский, Центрально-Лаптевский.

В последующей истории Пясинской и Оленекской систем палеорифтов можно выделить рифейский авлакогенный, вендско-раннедевонский платформенный этапы, среднедевонско-раннекаменноугольный этап регенераций палеорифтов, среднекаменноугольно-раннетриасовый главный рифтовый этап, триасовый этап затухания рифтового режима, юрско-меловой платформенный и кайнозойский инверсионно-денудационный этапы.

Заложение Енисей-Ленской системы палеорифтов, вероятно, произошло в рифее. Она располагается непосредственно на продолжении Туруханно-Норильского и Хараулахского авлакогенов и соединяла в рифее Енисейскую, Таймырскую геосинклинали и Верхоянскую парагеосинклинали. С юга в Енисей-Ленскую систему вливались Котуйский и Уджинский авлакогены. И хотя рифейские отложения здесь непосредственно не вскрыты, тем не менее от склонов Анабарской антеклизы в сторону авлакогенов бурением зафиксировано увеличение мощности верхних горизонтов рифея. На стадии заложения формировалась псефито-псаммитовая красноцветная формация мукунской серии нижнего рифея, а на последующей стадии проседания — терригенно-карбонатная формация билихской серии рифея. Судя по присутствию вулканогенных комплексов в Уджинском, Хараулахском, Туруханно-Норильском авлакогенах и на Таймыре, не исключено, что и в Енисей-Ленской зоне авлакогенов в рифейских толщах имеются магматические образования.

Важно отметить, что вулканогенный комплекс Уджинского авлакогена, а также синхронные интрузии западной части Анабарского массива характеризуются повышенной щелочностью, что свойственно рифтовым системам [10]. Мощность рифейских отложений в авлакогенах оценивается в 2000 м и более, а на разделяющих их блоках не превышает 500—700 м. Завершился рифейский авлакогенный этап инверсионной стадией, которая, однако, проявилась не повсеместно. Складчатоглыбовые движения имели место в Уджинском авлакогене на рубеже рифея и венда. Менее интенсивным было воздымание в Котуйском авлакогене, а в

Туруханно-Норильском байкальскикарбонатная формация, в которой тектогенез вообще не проявился. Следовательно (снизу вверх) снижа-

В венде начался платформенный этап развития территории. Над авлакогенами формировались широкие плоские синеклизы. В венде — кембрий не превышает первых сотен метров на трансгрессивной стадии развития. Максимальных масштабов трансформировалась терригенно-карбонатная эпоха. Не исключено, что по аналогии с районами Хараулахского и силуре и раннем девоне в регрессивной стадии развития площадь седиментации сократилась и локализовалась в основном над авлакогенами. Этап возможно, на отдельных их участках среднедевонско-раннекаменноугольной За этот период накопилась терригенно-карбонатная формация с включениями сульфатов в верхней части мощностью до 2000 м. В это время начинается проявляться тенденция к более интенсивному погружению Енисей-Хатангского сектора палеорифтовой системы по сравнению с Оленекским, где, возможно, ордовикско-силурийские отложения и вовсе не накапливались или уничтожены среднедевонским размытием. Максимальные мощности отложений приурочены к зонам авлакогенов. Каледонский платформенный этап развития завершается стадией воздымания и денудации в среднем девоне.

В среднедевонскую эпоху произошла регенерация большинства рифейских авлакогенов, в том числе Пясинского и Оленекского палеорифтов. На первой стадии в них накапливалась пестроцветная сульфатно-карбонатно-терригенная формация мощностью более 200 м, а затем началось формирование эвапоритовой формации, содержащей в Нордвикском и Норильском районах сульфаты и каменную соль мощностью более 1500 м. На бортах палеорифтов в это время накапливались гипсово-доломитовые отложения мощностью 0—500 м. О присутствии эвапоритовой формации в Пясинском авлакогене свидетельствуют сильно минерализованные источники, обнаруженные в устье Котуя и в районе Усть-Порта, а также геофизически выявленные интрузии центрального типа с экстраполяции Р. М. Деменников, В. И. Розенберга, В. И. Яскевича и других исследователей.

В позднем девоне — раннем карбоне проседание палеорифтов продолжалось. В это время накапливалась карбонатная формация, в которой тектогенез вообще не проявился. Следовательно (снизу вверх) снижа-

В Маймеч-Котуйском районе формируются нефелиновые базальты, нефелиниты, лимбургиты, авгититы, их пирокластические разности, трахибазальты, ультраосновные лавы-маймажиты и, наконец, щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа с карбонатами. Щелочные базальтоиды обнаружены также в разрезе Рыбинской и Сындасской скважин на юго-восточном обрамлении Пясинского рифта. Общая мощность траппового комплекса достигает 1,5—3,0 км. Ин-

тенсивность магматизма, судя по геофизическим аномалиям, была максимальной в пределах Пясинского рифта, а в Оленекском секторе он проявился значительно слабее. Главный рифтовый этап развития завершился в раннем триасе стадией общей инверсии Енисей-Ленской системы рифтов. Именно в это время в их осевой части сформировалась цепочка горстов, окаймленных грабенами. Верхняя часть рифтового комплекса в отдельных блоках была денудирована. На этой же стадии начался рост соляных куполов в Нордвикском районе. На главном этапе развития рифтов значения тепловых потоков в них были максимальными. Катагенетическая преобразованность рифтового комплекса, как правило, на несколько подстадий выше, чем вышележающих отложений, а на границе их фиксируется палеогеотермическое несогласие.

Триасовый этап — последний период регенерации палеорифтов, когда произошло постепенное затухание рифтового режима. В это время в палеорифтах в континентальных и прибрежно-морских условиях накапливалась терригенная формация, содержащая на отдельных участках прослои конгломератов, а в нижней части — туфогенную примесь. Мощность триасового комплекса более 2—3 км в Пясинском палеорифте и 1—2 км в Оленекском. Интересно отметить, что седиментация в триасе была сосредоточена только в палеорифтах и почти не выходила за их границы. На рубеже триаса и юры произошло воздымание и окончательное отмирание рифтового режима развития территории.

В юре над палеорифтами началось формирование Енисей-Хатангской и Оленекской синеклиз (частным прогибом которой является Лено-Анабарский), разделенных Хатангской седловиной. На первой стадии в прибрежно-морских условиях образовывалась преимущественно глинистая юрская толща, характерной особенностью которой является повышенное содержание углефицированного растительного детрита. Мощность ее достигает 5 км в Енисей-Хатангской синеклизе и 1 км в Лено-Анабарском прогибе. На заключительной стадии в меловой период после перерыва накапливалась

преимущественно песчаная формация с пластами бурого угля мощностью 500—4000 м в Енисей-Хатангской синеклизе и до 1500 м в Лено-Анабарском прогибе. Внутреннее строение синеклиз связано с наследованием структуры палеорифтов. К узлам сочленения Худосеевского, Пясинского, Котуйского, Оленекского и Уджинского палеорифтов приурочены наиболее широкие и глубокие части синеклиз. Над цепочкой горстов развивались крупные одноименные мегавалы, окаймленные мегапрогибами в пределах грабенов.

В позднем мелу начался инверсионно-денудационный этап развития территории, обусловленный складчатостью в Верхоянской геосинклинали. Осадконакопление сменилось воздыманием и денудацией отложений. В неоген-четвертичное время в связи с орогенезом на Таймыре и в Верхоянские усилился рост осевых горстов, наиболее активно происходивший в Оленекском и в северо-восточной части Пясинского палеорифтов. На этой же стадии усилился рост соляных куполов в Нордвикском районе. В результате рифтовый комплекс в отдельных блоках был выведен на поверхность.

Таким образом, Пясинский и Оленекский палеорифты тесно связаны генетически и развивались в едином режиме. Вместе с Худосеевским палеорифтом Западной Сибири они образуют ископаемый рифтовый пояс, пересекающий различные геотектонические регионы Сибири. Его развитие обусловило формирование восточной части Западно-Сибирской плиты и наложение ее молодых синеклиз на древнеплатформенное основание Сибирского кратона. При этом Оленекская ветвь находилась в пределах более стабильного блока внутри Сибирской платформы, в результате чего интенсивность всех процессов (седimentация, магматизм, размах тектонических движений и т. д.) при сохранении общей этапности здесь была значительно ниже, чем в Пясинском палеорифте, формировавшемся в краевой более подвижной зоне Сибирского кратона. Кроме того, сильное влияние на Оленекский сектор оказал режим развития Верхоянской геосинклинальной

области, особенно на заключительном этапе истории.

Рифтовый геодинамический режим обусловил эволюцию осадочно-породных бассейнов Енисей-Ленского региона и их нефтегазоносность. В современной структуре выделяются Енисей-Хатангская газонасная область Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ), а также Оленекский возмозный нефтегазоносный бассейн (ВНГБ). Бассейны разделены Хатангской седловиной. В их развитии можно наметить следующие крупные этапы: рифейско-раннекаменноугольный авлакогенно-платформенный, среднекаменноугольно-триасовый рифтовый юрско-меловой синеклизный и кайнозойский инверсионно-денудационный.

На первом этапе очертания осадочно-породных бассейнов существенно отличались от современных. В них, несомненно, проявлялись процессы генерации и аккумуляции преимущественно нефтяных углеводородов (УВ), чем свидетельствуют скопления твердых и вязких нафтидов на склоне Анабарской антеклизы и на Таймыре. Важное значение для консервации УВ залежей имела девонско-раннекаменноугольная стадия регенерации авлакогенов, в результате которой в них сформировался надежный эвапоритовый флюидоупор.

Среднекаменноугольно-триасовый рифтовый этап способствовал попаданию рифейско-девонских нефтегазоматеринских толщ в нижнюю катагенетическую зону метанообразования и соответственно переформированию нефтяных скоплений в конденсатногазовые и газовые. Собственно рифтовый среднекаменноугольно-пермский комплекс генерировал в это же время преимущественно газ в Енисей-Хатангском секторе угленосных фаций и нефть в Оленекской зоне прибрежно-морских отложений.

На инверсионной раннетриасовой стадии, вероятно, широкое развитие получили процессы разрушения нефтяных и газовых залежей. Особенности этапа — практически одновременное проявление максимумов генерации формирования и разрушения УВ скоплений на стадии тектоно-магматической активизации в конце перми — триасе, что хорошо видно на примере

нефтяных залежей Нордвикского района. В благоприятном положении при этом оказались бортовые платформенные части палеорифтов, наименее подвергшиеся инверсии. Вместе с тем в самих палеорифтах, вероятно, сохранились газовые и конденсатногазовые залежи с повышенным содержанием сероводорода и углекислого газа под девонским флюидоупором на большой глубине. Именно на этом этапе началось формирование современного облика нефтегазоносных бассейнов.

Юрско-меловой послерифтовый синеклизный этап сыграл главную роль в распределении газовых залежей Енисей-Хатангской области Западно-Сибирского НГБ [3]. Наибольшими перспективами здесь обладает меловой песчаный комплекс в зонах сочетания коллекторов и флюидоупоров (Танамо-Малохетский мегавал, Таймырский, Янгодо-Горбитский выступы, надбортовые части Пясинского палеорифта). Для Оленекского ВНГБ этот этап не имел существенного значения из-за малых мощностей юрско-мелового комплекса.

На протяжении всей истории палеорифтовые зоны были областями интенсивного осадконакопления, в том числе и нефтегазоматеринских толщ, что в сочетании со свойственными им повышенными значениями тепловых потоков способствовало формированию здесь очагов нефтегазообразования. После раннетриасовой инверсии в осевой зоне палеорифтов возникли горсты, унаследованно развивавшиеся в юрско-меловое время, в которых формировались зоны нефтегазонакопления. Интенсивность проявления инверсионно-денудационных процессов на заключительном кайнозойском этапе была весьма неравномерной. Менее всего этими процессами была затронута западная часть Енисей-Хатангской седловины, где сохранились, а возможно, в значительной мере только сформировались крупные газовые залежи. Далее на восток амплитуда инверсии возрастает в центральной части Рассохинского мегавала, затем в его восточной части и пределах Балахнинского вала несколько ослабевает. Здесь сохранились Балахнинское газовое месторождение и непромышленное газовое скопление Новое.

Затем по мере приближения к Таймырскому орогену интенсивность инверсии резко усиливается, и в Киряко-Тасском блоке уже вскрывается палеорифтовый комплекс. Аналогичная картина наблюдается и для Оленекского палеорифта. На западе, где инверсия была минимальной, в Тигяно-Анабарском горсте в пермских отложениях сохранились частично разрушенные нефтяные залежи, а далее на восток по мере усиления влияния Верхоянского орогена ниже-верхнепермский нефтеносный комплекс оказался вообще денудированным в горстовых блоках. Существование Оленекского скопления битумов на платформенном борту свидетельствует о том, что здесь в зонах увеличения мощностей перми до 2—3 км могут быть обнаружены и промышленные нефтяные скопления. Одним из таких районов является южное крыло Хатангской седловины, а также, возможно, северное продолжение Уджинского поднятия.

Таким образом, несмотря на единый путь развития, Енисей-Хатангская область Западно-Сибирского НГБ и Оленекский ВНГБ характеризуются разными перспективами нефтегазоносности вследствие различия в интенсивности проявления общих процессов. В качестве первоочередных направлений следует выделить поиски газовых залежей в меловых отложениях в пределах Таймырского и Янгодо-Горбитского выступов, над разломными и бортовыми зонами Пясинского палеорифта, в зонах выклинивания горизонтов на бортах Танамо-Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов. Кстати, здесь в ловушках выклинивания вследствие эффекта неординарной проницаемости газа и нефти могли накапливаться нефтяные УВ, всегда образующиеся в преимущественно газоматеринских толщах из лейптенитовых и алиновых компонентов-примесей. Сейчас поиск подобных залежей ведется на северном склоне Танамо-Малохетского вала.

Обнаружение нефтяных скоплений возможно в пермских отложениях на южном крыле Хатангской седловины. Кроме того, в западной части Оленекского палеорифта возможно выявление газовых и конденсатногазовых залежей в ниже-среднепалеозойском

терригенно-карбонатном комплексе под девонским флюидупором на глубинах 5—7 км. Однако здесь необходимо повысить качество сейсморазведочных исследований, разработать специальную методику для надежного картирования ловушек в условиях широкого распространения траппов и соляной тектоники.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Б. В. К вопросу о генезисе мезозойско-кайнозойских впадин центральной части Советской Арктики (на примере Енисей-Хатангского прогиба). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 7. Л., изд. НИИГА, 1972, с. 85—94.
2. Верба М. Л. Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб — раннемезозойские зоны растяжения земной коры. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, Изд-во СО АН СССР, 1969, с. 56—62.
3. Данилкин С. М. Прогноз нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского

прогиба. — Сов. геология, 1984, № 1, с. 15—23.

4. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.
5. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. (Тр. НИИГА, т. 166).
6. Результаты и проблемы изучения западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба по геофизическим данным/В. И. Яскевич, Ю. К. Яковлев, А. П. Четвергов и др. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. IX. Новосибирск, Наука, 1980, с. 79—84.
7. Тальвиский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., Недра, 1976.
8. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др. — Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 3—15.
9. Шатский Н. С. Проблемы нефтеносности Сибири — Нефтяное хозяйство, 1932, № 9, с. 3—9.
10. Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982.

УДК 553.98.061.33(470.11+470.13)

А. А. СУЛТАНАЕВ, Н. М. НЕВСКАЯ, С. Б. СТАРОСТИНА (ВНИГРИ)

Условия миграции углеводородов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Современный структурный план Тимано-Печорской провинции (ТПП) определяется блоковым строением доордовикского фундамента. Наиболее крупные, иногда глубинные разломы, разделяющие блоки, проявляли активность в палеозое, мезозое и кайнозое [12 и др.]. Чередование неравномерно погружавшихся блоков разной формы и размеров обусловило характер тектонических движений, палеогеографическую обстановку, а следовательно, и процесс осадконакопления.

Все современные структуры первого и второго порядков осложнены разломами. Они ограничивали впадины Предуральского прогиба на разных стадиях развития, платформенные мегавалы — Колвинский, Печоро-Кожвинский, валы — Сорокина, Шапкино-Юрьянский и др. Такие валы являются структурами второго порядка и сформировались вследствие инверсии над ранне-среднепалеозойскими грабенами, унаследованно развивавшими-

ся в пределах постбайкальских рифтов. На всем протяжении валы осложнены шовными локальными поднятиями третьего порядка прерывисто-консидиментационного развития. К ним часто приурочены месторождения УВ (рис. 1).

Из 108 открытых к началу 1984 г. месторождений УВ 80 расположены вблизи разломов, ограничивающих валы, гряды или ступени. Подавляющее большинство месторождений (82) находится в пределах рифейской эвгеосинклинали, западная граница которой простиралась вдоль Верхнепечорской впадины, Печоро-Кожвинского мегавала и Шапкино-Юрьянского вала [3]. Часть залежей (26), преимущественно небольших, расположена в рифейской миогеосинклинали, ограниченной Западно-Тиманским разломом. Подавляющее большинство месторождений УВ в палеозойско-мезозойских породах находится на востоке и севере провинции.

Осадочный чехол имеет общую мощность 2—4 км на западе, 4—8 км в центральной части провинции и 7—12 км в Предуральском прогибе. Карбонатные породы палеозоя обладают повышенными коллекторскими свойствами в сводовых частях локальных поднятий. Например, в сводовой части Усинского поднятия (рис. 2) общая пористость известняков среднего карбона достигает 16—20 %, на склонах она снижается до 8—12 %, а у подножия составляет не более 4—6 %.

Перерывы в отложении осадков приводили к выщелачиванию легко растворимых карбонатов в сводовых частях поднятий, их доломитизации и другим преобразованиям. Исследованиями [2] доказано, что пористость таких пород при доломитизации, превышающей 80 %, возрастала более чем на 10 %.

Распространение обломочных пород подчинено тем же закономерностям, что и карбонатных. На поднятиях накапливались в основном более грубо-обломочные породы — пески и алевроиты, во впадинах — пелиты и алевроиты. Не являются исключением даже сравнительно хорошо отсортированные среднедевонские, преимущественно кварцевые, высокопористые обломочные породы (месторождения Нижнеомринское, Джер и др.). Фациально весьма изменчивы верхнепермские терригенные породы, линзовидно замещающие друг друга на коротких расстояниях (месторождения Лемъю, Израель и др.). Гораздо лучше отсортированы песчаники триаса, особенно нижнего, в них содержатся залежи нефти (Варандейское, Торавейское месторождения и др.).

В пределах самих залежей видно фациальное замещение нефте- или газонасыщенных пластов непроницаемыми слоями. Такие месторождения хорошо разбурены, давно разрабатываются (кроме непромышленного Рассохинского), поэтому отдельные пласты в терригенном девоне надежно прослежены.

На Нижнеомринском месторождении (см. рис. 2, а) выделяются три небольших выступа слоев и две разделяющие их седловины. В северном выступе пласты Ia и Ib нефте- и газонасыщены, пласт Ib газонасыщен.

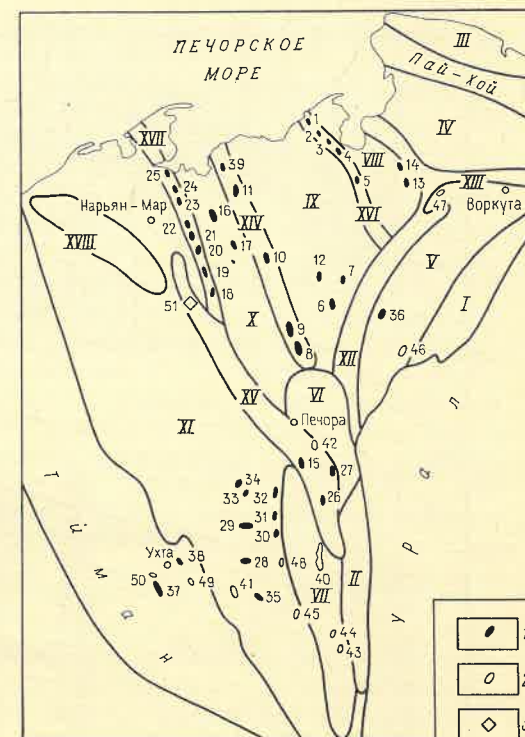


Рис. 1. Схема размещения основных месторождений нефти и газа

Месторождения: 1 — нефтяные и нефтегазовые, 2 — газовые и газоконденсатные, 3 — непродуктивные структуры; прогибы: I — Лемвинский, II — Евтропинский; впадины: III — Карская, IV — Кортантинская, V — Косью-Роговская, VI — Большесынинская, VII — Верхнепечорская, VIII — Мореюская, IX — Хорейверская, X — Денисовская, XI — Ижма-Печорская; гряды: XII — Чернышева, XIII — Чернова; мегавалы: XIV — Колвинский, XV — Печоро-Кожвинский; вала: XVI — Сорокина, XVII — Шапкино-Юрьянский, XVIII — Седужинский; месторождения: 1 — Варандейское, 2 — Торавейское, 3 — Наулское, 4 — Лабоганское, 5 — Седьягинское, 6 — Среднемакарихинское, 7 — Салюкинское, 8 — Усинское, 9 — Воейское, 10 — Харьягинское, 11 — Ярейское, 12 — Сандивейское, 13 — Сарембойское, 14 — Северо-Сарембойское, 15 — Южно-Кыргальское, 16 — Лаявожское, 17 — Командирское, 18 — Верхнегубешорское, 19 — Пашшорское, 20 — Среднесерчейское, 21 — Южно-Шапкинское, 22 — Шапкинское, 23 — Ванейвисское, 24 — Васильковское, 25 — Кумжинское, 26 — Югидское, 27 — Аранецкое, 28 — Джерское, 29 — Западно-Тэбукское, 30 — Восточно-Савиноборское, 31 — Северо-Савиноборское, 32 — Мичаюское, 33 — Израельское, 34 — Лемъюское, 35 — Нижнеомринское, 36 — Кочмесское, 37 — Ярегское, 38 — Чибьюское, 39 — Хильчуное, 40 — Вуктыльское, 41 — Нибельское, 42 — Печоргородское, 43 — Курьинское, 44 — Рассохинское, 45 — Джебольское, 46 — Интинское, 47 — Падямейское, 48 — Пашнинское, 49 — Леккемское, 50 — Водный промысел, 51 — Среднешапкинская структура

В среднем выступе пласт Ia представлен песчаниками с глинистым цементом, УВ нет; пласт Ib нефтегазонасыщен, Ib газонасен. В седловине между указанными выступами залежь нефти вскрыта лишь в пласте Ib. В южном выступе залежь нефти установлена на его крыле в пласте Ia, в своде все три пласта сухие.

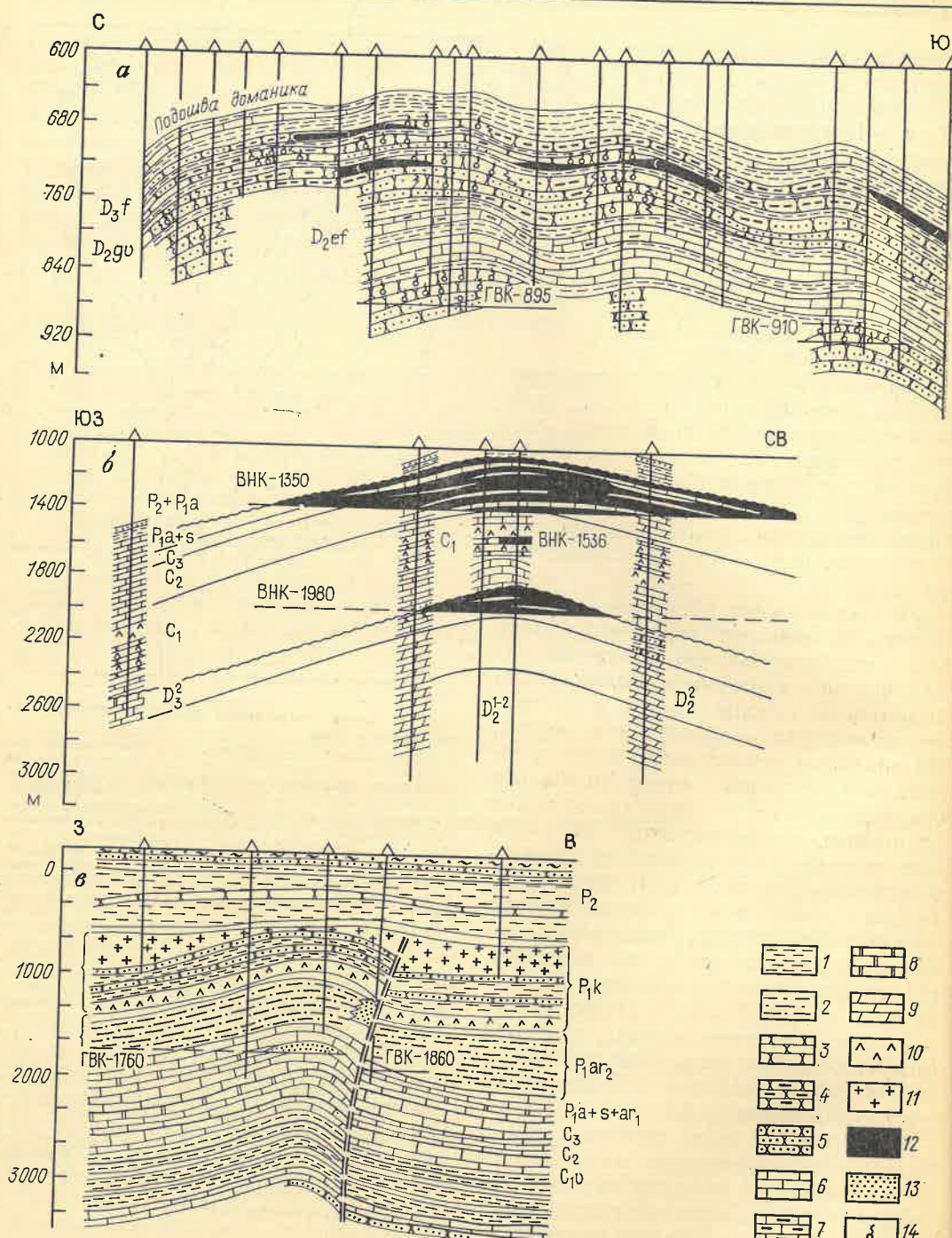


Рис. 2. Геологические профили месторождений нефти и газа
а — Нижнеомринское, б — Усинское, в — Рассохинское; 1 — глины, 2 — песчано-глинистые отложения,

3 — алевролиты, 4 — глинистые песчаники, 5 — песчаники, 6 — известняки, 7 — глинистые известняки, 8 — доломиты, 9 — мергели, 10 — ангидриты, 11 — соль, 12 — нефть, 13 — газ, 14 — газопроявления

На Усинском месторождении (см. рис. 2, б) прерывисто нефтенасыщены высокопористые водорослевые биогермные и биостромные образования, разделенные глинистыми и окремнен-

ными известняками среднего—верхнего карбона и нижней перми. Месторождение сформировалось вследствие перетока нефти по разлому из девонской палеозалежи [11]. Четко видна

приуроченность залежи газа к разлому на Рассохинском месторождении (см. рис. 2, в).

Из изложенного видно, что дальняя (многие десятки и сотни километров) латеральная миграция УВ невозможна вследствие фациальной изменчивости пластов-коллекторов. Еще большими препятствиями для нее были замещение одних формаций и субформаций другими, наличие впадин, разломов и пр. Нефтегазонасыщение происходило в основном путем вертикальной миграции. Внутрипластовое перемещение флюидов шло в пределах месторождений и прерывалось при выклинивании пластов-коллекторов. Допустимое расстояние подобных перемещений для месторождений ТПП 10—15 км, но обычно гораздо меньше.

Существование процессов вертикальной миграции подтверждается и многочисленными гидрогеологическими данными. Широкая вертикальная разгрузка подземных вод, которая фиксируется гидрохимическими, геотермическими и гидродинамическими аномалиями, отмечается на месторождениях Мичаю-Пашинской зоны, Западном Тэбуке, Усинском, Возейском и др. Движение подземных вод приводит к изменению положения ГВК и ВНК, смещению залежей и перемещению УВ по разрезу. Подобный процесс, по-видимому, вызывает формирование многопластовых месторождений, которые установлены на севере ТПП (Хыльчужское, Ярейское, Кумкинское и др.).

Печоро-Кожвинский, Колвинский, Ижемский и другие разломы являются региональными дренажными системами, которые способствуют перемещению и разгрузке подземных вод, а вместе с ними и УВ; последние скапливаются вблизи тектонических нарушений.

Особенность современных нефтей ТПП — многообразие их физических свойств и химического состава, что обусловлено влиянием вторичных процессов и другими факторами. Так, нефти юга Ижма-Печорской впадины и вала Сорокина в основном тяжелые, близкие к мальтам, на Шапкино-Юрьянском валу и в Верхнепечорской впадине — легкие до легчайших конденсатов. Подобные явления обус-

ловлены, по-видимому, процессами воздымания в поздней перми — начале триаса в первом случае и преобладанием погружений во втором. При мало изменяющихся палеотектонических условиях состав нефтей сохраняется на протяжении длительного времени без изменений. В связи с преобладанием восходящих движений в конце кайнозоя на территории всего региона наблюдается утяжеление нефтей, увеличение содержания смол, асфальтенов и серы от нижних горизонтов осадочного чехла к верхним. В этом же направлении уменьшается выход бензиновых фракций с температурой кипения до 300 °С. Изложенное позволяет предполагать наличие единого источника нефтегазообразования, откуда поступали неоднородные по химическому составу УВ.

Нефте- и газопроявления в метаморфических сланцах рифейского возраста установлены на Водном промысле, Яреге, Чибью, Леккеме. На Водном промысле с 1931 по 1942 г. запасы газа несколько раз истощались, а затем восстанавливались до промышленного уровня.

Исследования, проведенные в Пермской области, показали следующее: 1) зависимость между распределением сингенетических УВ и размещением месторождений нефти говорит об отсутствии миграции нефти из Предуральского прогиба [10]; 2) пространственное распространение изотопов углерода свидетельствует о том, что миграция УВ в каком-либо преимущественном направлении со стороны Предуральского прогиба или платформы отсутствовала [4]. В обоих случаях формирование залежей обусловлено наличием локальных прогибов или впадин, расположенных рядом с ловушками.

Основным тектонически активным регионом в фанерозое была Уральская геосинклиналь, преобразованная в пермском периоде в горную страну Палеоурал. Усиление тектогенеза на Урале приводило к оживлению движений блоков фундамента, разделенных разломами, что в свою очередь вызывало резкое изменение гидродинамического режима территории. Последнее сказывается в появлении максимальных напоров и соответствующую

щих им повышенных пластовых давлений (нередко АВПД), способствующих активной вертикальной миграции флюидов вверх по широкой зоне трещиноватости и брекчированности вдоль разломов с заполнением УВ приразломных структур на валах.

Сказанное подтверждается историей формирования и переформирования залежей Усинского месторождения [11], которое образовалось в пермском периоде. О темпе роста структуры можно судить по мощности верхнепермских отложений: в своде 150—200 м, на склонах 500—600 м, у подножия 700—900 м. В пределах поднятия в позднепермскую эпоху опережающий разлом оживился, и по широкой зоне дробления пород в конце перми — начале триаса произошел переток УВ из девонской палеозалежи соседнего Возея в средне-верхнекаменноугольную ловушку Усы, где образовалась залежь тяжелой нефти. На месте девонской палеозалежи И. С. Гольдбергом установлены асфальтены, что свидетельствует о ее расформировании. В раннеюрскую эпоху и в начале среднеюрской вследствие киммерийского тектогенеза на Пай-Хое и Полярном Урале вновь ожили ограничивающие Колвинский мегавал разломы. В результате возобновившейся инверсии образовалось Усинское среднедевонское поднятие. Тогда же оно, по-видимому, заполнилось по зоне разлома легкой нефтью. Аналогичные явления известны по Джебельскому, Югидскому и другим месторождениям.

Все эти данные указывают на несомненную связь образования залежей с усилением тектонических движений. По интенсивности на Западном Урале их можно разделить на сильные и слабые. Первые проявились в позднеартинское время в конце позднепермской — начале раннетриасовой эпох, в раннеюрскую эпоху, в позднем неогене; вторые — в начале среднего девона, в раннетурнейское время, ранне-средневизейское время, на рубеже раннего и среднего карбона, на рубеже карбона и перми, в конце мезозоя — начале кайнозоя, голоцене.

Описанные орогенические и колебательные движения способствовали многократному изменению гидродина-

мического режима провинции и неоднократно формированию и переформированию залежей УВ.

Наблюдается связь между распределением напоров по разрезу и запасами нефти (месторождения Омра, Сойвинского поднятия, Колвинского мегавала и др.). Она позволяет предполагать, что в большинстве залежей процессы перераспределения УВ по разрезу происходили в сравнительно недавнее время, так как современный гидродинамический режим вряд ли мог существовать в далеком прошлом.

Таким образом, единственным путем поступления УВ в осадочную оболочку земли является густая сеть разломов разной глубины заложения [12 и др.] обуславливающих дегазацию внутренних частей планеты [5, 9 и др.]. Чем сильнее был тектогенез, тем больше количества УВ прорывались снизу различные фазы нефтегазоаккумуляции. Геологически последние были кратковременны, соответствуя фазам тектогенеза.

Практика показывает, что максимум насыщены УВ приразломные зоны в пределах рифейской эвгеосинклинали. Но и здесь не все они нефтегазоносны. Последнее отличает наиболее долгоживущие, чаще глубинные разломы, которые активизировались в продолжении всего фанерозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бунят-заде З. А., Нариманов А. О главных фазах миграции углеводородов на западном борту впадины Южного Кавказа. — Докл. АН АЗССР, 1983, т. XXXI, № 7, с. 49—52.
2. Гмид Л. П., Булач М. Х. Роль доломитизации в формировании пористости силурских отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Коллекторы и покрывки нефтегазоносных районов. Л., Недра, 1980, с. 64—74.
3. Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херсков Н. П. Пространственные и временные соотношения между уралами и доурами на восточном ограничении Русской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 106—130.
4. Закономерности размещения и условий формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. Том. II. Пермская область и Удмуртская АССР. М., Недра, 1977.
5. Кудрявцев Н. А. Генезис нефти и газа. Недра, 1973. (Тр. ВНИГРИ, вып. 319).
6. Масштабы миграции углеводородов. Ч. II. Под ред. С. П. Максимова. Тюмень, 1977. (Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 117).

7. Масштабы (расстояния) миграции нефти и газа. Тезисы докладов научной конференции. Ташкент, Фан, 1975.
8. Миграция углеводородов и условия формирования коллекторов нефти. Под ред. С. Г. Саркисяна. М., Наука, 1982.
9. Невская Н. М., Дедеев В. А. Геотермические особенности чехла Печорской синеклизы и их связь с эндогенными процессами. — Тр. ВНИГРИ, 1973, вып. 338, с. 63—69.
10. Родионова К. Ф. Органическое вещество и нефтематеринские породы девона Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., Недра, 1967.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК [553.078+551.242.1] : 551.72

Г. В. БИЛИБИНА (ВСЕГЕИ)

Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия

Опыт изучения проблем региональной металлогении показал, что их эффективное решение возможно только на основе тектонических построений. Развитие представлений о стратиграфии и тектонике докембрия способствовало уточнению ряда концепций в области металлогении и выявлению главных факторов, влияющих на рудообразование и размещение полезных ископаемых. В металлогенических построениях используются научные концепции Ю. А. Косыгина, К. О. Кратца, Л. И. Красного, А. В. Сидоренко, Е. В. Павловского, Л. И. Салопы, А. И. Тугаринова, Г. И. Каляева, Л. Каэна, К. Найта, Д. Уотсона, Д. Уиндли и др. Некоторые новые данные по металлогении докембрия были представлены на XXVII сессии Международного геологического конгресса, прошедшего в Москве в 1984 г. (Г. Гаал, Х. Тиксейра, Д. Гровс, У. Батт, Б. Брито Невес, М. Бейрлен, Чжан Кюшен, М. Вильёрен и др.). В качестве методической основы применим научно-исторический принцип Ю. А. Билибина [1], позволяющий подойти к проблеме докембрийских металлогенических эпох и провинций, выявлению закономерностей их связи со сменой тектонических режимов в ходе развития литосферы. При металлогеническом районировании крупных регионов и континен-

11. Султанов А. А. О переформировании залежей нефти в Усинском месторождении Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. Л., Недра, 1979, с. 139—142.
12. Шаблинская Н. В. Разломы Тимано-Печорской провинции и оценка их влияния на нефтегазоносность. — В кн.: Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при оценке глубинного строения Тимано-Печорской провинции. Л., Недра, 1980, с. 1—52.

тов нашла подтверждение концепция блоков и разделяющих их линейных структур, развиваемая Л. И. Красным [7, 8], В. Е. Хаиным [15, 16] и другими исследователями. В качестве глобальных металлогенических категорий докембрия устойчивое положение занимают металлогенические провинции и пояса, а в их пределах — рудоносные структуры [2, 11]. Специализированные в металлогеническом отношении тектонические структуры высоких порядков, отвечающие в нашем понимании рудоносным структурам, определяют основные закономерности в характере рудоподготавливающих и рудообразующих процессов и в размещении полезных ископаемых. Все разнообразие типов локальных тектонических структур еще полностью не выявлено, как не получено единого толкования их терминологии, что представляется первоочередной задачей дальнейших комплексных исследований в области тектоники и металлогении.

Введение категории рудоносных структур в реконструкцию процесса эволюции, включающего металлогенические эпохи, типы тектонических процессов и полезные ископаемые, позволяют конкретизировать формы их взаимосвязи. Закономерная смена рудоносных структур в этой системе про-

исходит в зависимости от зрелости литосферы, усложнения ее строения, наступления диастрофизмов и неоднородности состава геоблоков. На фоне общей эволюции геологических процессов возникают рудоносные структуры различного генезиса и типов. В их временном положении намечаются определенные закономерности (таблица).

Наиболее древними являются структуры типа зеленокаменных поясов и гнейсо-гранитных куполов, заложенных в катархее и архее. Те и другие нередко связаны в единые системы и имеют корообразующее значение. Зеленокаменные и гранитно-зеленокаменные пояса подразделяются на две группы с возрастом 3600 и 2700—2500 млн. лет, включающие внутрикоровые шовные структуры и протогеосинклинальные прогибы. В процессе эволюции базальт-коматиитовый магматизм сменяется бимодальным при постепенном увеличении роли среднего и кислого вулканизма. Металлогенический профиль преимущественно сидерофильный и в меньшей степени халькофильный: железистые кварциты, марганцевые руды, никеленосные и медно-цинковые колчеданные руды, теллуридно-золотая минерализация. Типичные провинции: Черчилл, Западно-Австралийская, Южно-Африканская, Гвинейско-Либерийская, Южно-Индийская и Трансваальская [11, 12, 20, 24].

Гнейсо-гранитные купола, нередко зонально построенные, характеризуются длительной эволюцией гранитообразования в сторону повышения кислотности и щелочности. Они вмещают оруденение литофильного профиля (редкие щелочи, тантал, ниобий, олово в пегматитах и метасоматитах), а в разделяющих их складчатых поясах — золото. Эти структуры испытывали наложение процессов активизации, способствующих регенерации оруденений. Типичные провинции: Танганьикская, Западно-Гвинейская и Южно-Индийская.

В целом для древнейших рудоносных структур характерны литофильно-сидерофильная металлогеническая специализация и преимущественно внутрикоровый источник рудного вещества. Некоторую роль играют ман-

тийные выплавки, связанные с базальт-коматиитовым вулканизмом. При формировании структур этой группы важное значение имеет метаморфизм, преимущественно зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Соотношения зеленокаменных поясов и примыкающих к ним гранулитовых блоков сложные. В большинстве случаев гранулитовое основание зеленокаменных поясов вовлечено совместно с ними в тектонические движения, нередко тангенциальные, сопровождающиеся надвигами [12, 14].

В позднем архее — раннем протерозое (2600—2000 млн. лет) после консолидации земной коры сформировалась последующая группа рудоносных структур. Пространственно она связана с областями развития зеленокаменных поясов, но сами рудоносные структуры отличаются эпикратонным характером и отделены от предшествующих значительным континентальным перерывом. Положение их, как правило, определяется межблоковыми разрывными нарушениями или периметрическими опусканиями земной коры по разломам. Сформировавшиеся в таких условиях рудоносные структуры относятся к категории разнородных прогибов (эпикратонных впадин) Витватерсранда и Блейнд-Ривер, шовных межблоковых и протоорогенных прогибов Кривого Рога, КМА, Великих озер, Хамерсли, Железорудного четырехугольника (рис. 1, 2). Такое же структурное положение занимает Украинский протоорогенный прогиб на Алданском щите, вмещающий крупные стратиформные месторождения меди. Завершает эту группу Бушвельдская палеорифтовая, долгоживущая рудоносная структура с месторождениями хромита и других полезных ископаемых района Великой дайки.

Металлогеническая специализация определяется полигенными месторождениями золота и урана в конгломератах и железистыми кварцитами различных типов (криворожского итабиритового, Верхнего озера), также стратиформными медистыми песчаниками. Соответственно с этим металлогенический профиль отчетливо халькофильно-сидерофильный. Типичные провинции: Южно-Африканская, Сьюпириор, Западно-Австра-

лийская, Бразильская, Воронежско-Украинская и Алданская (рис. 3). Источник рудного вещества во всех случаях внутрикоровый, генезис сложный: разнообразие типов железных и медных руд, вероятно, зависит от характера заполнения рудоносных структур (хемогенно-терригенного, осадочно-вулканогенного). Метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, нередко отчетливо зональный, играет значительную роль в концентрации и миграции железа, золота и урана [11, 12, 17, 18, 20].

В условиях карельского диастрофизма возникла разнородная группа рудоносных структур, связанных главным образом с процессами активизации, блоковыми дислокациями и активной ролью разломов (2000—1650 млн. лет). Тектоническое положение их определяется фрагментами земной коры с усложненным блоковым строением, дифференцированным магматизмом (гранитоидным или мафитовым), преимущественно терригенным осадконакоплением, мощным проявлением разрывных дислокаций и процессов метасоматизма. Оно включает глубоко проникающие шовные зоны и гнейсо-гранитные купольные структуры с контрастным оруденением. В шовных зонах (прогибах) концентрируется сидерофильно-халькофильное оруденение во главе с медью и никелем, связанное с мафитовым и ультрамафитовым магматизмом провинций Сьюпириор и Фенно-Карело-Кольской. Гнейсо-гранитные купольные структуры с глубинными разломами имеют халькофильный металлогенический профиль — редкие металлы, свинец, золото, связанные с гранитами и щелочными метасоматитами в провинциях Черчилл, Фенно-Скандинавской и др.

К этому же временному интервалу принадлежат складчато-метаморфические пояса с мусковитовыми и редкометальными пегматитами, возраст которых 1800 млн. лет (Южно-Индийская, Байкало-Енисейская, Фенно-Карело-Кольская провинции). Самостоятельное значение имеют активизированные протоорогенные прогибы Южно-Австралийской провинции с урановым, титан-скандиевым и стратиформным свинцово-цинковым оруде-

нением. Источник рудного вещества сложный — коровый и мантийный, связанный с выплавками мантии; значительную роль играют многоактная гранитизация и полиметаморфизм — зональный, преимущественно амфиболитовой фации. Это структуры типа интрагеосинклинальных и перикратонных прогибов, авлакогенов, складчатых поясов, обычно активизированные и вовлеченные в блоковые перемещения [9, 11].

Между кибарским и гренильским диастрофизмами (1650—1000 млн. лет) в пределах особо подвижных блоков и в краевых частях платформ возникают новые типы рудоносных структур, к которым относятся: интрагеосинклинально-складчатые вулканоплутонические пояса (Байкало-Енисейская провинция), а также интрагеосинклинальные и перикратонные прогибы, относимые к областям широкого развития поверхностей выравнивания и образования несогласий (провинции Сьюпириор и Северо-Австралийская).

Для вулканоплутонических поясов характерна высокая степень динамики дислокационных процессов: складчатости, разрывных нарушений и зонального метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации. Металлогенический профиль — никель, свинец, цинк, в наложенных впадинах железо.

Рудоносные структуры «областей несогласия» (1070—880 млн. лет), образовавшиеся в условиях смены трансгрессий, регрессий и континентальных перерывов, локализуются на гетерогенном раздробленном архейско-раннепротерозойском основании на различных уровнях. Оруденение представлено сложным набором элементов преимущественно халькофильного профиля: уран, золото, кобальт, медь, висмут, никель, платина, свинец, цинк, наряду с которыми накапливаются такие малораспространенные металлы, как скандий и селен, литофильные — вольфрам и олово. Сидерофильная группа имеет подчиненное значение. Скопления урана, меди и золота, залегающие вблизи поверхностей выравнивания, получили название месторождений несогласия (провинции Черчилл, Северо-Австралийская, Южно-Австралийская). Для них

Типы металлогенических эпох и провинций докембрия

Металлогеническая эпоха	Геохронологический рубеж, млн. лет	Диастрофизм, возраст, млн. лет	Изотопный возраст ору-денения, млн. лет	Полезные ископаемые	Геотектонический режим	Рудоносные структуры	Примеры провинций	Примеры месторождений
Раннепалеозойско-вендская	600—650	Катагский 650—600	500	Медь, уран, свинец, цинк	Активизационный	Активизированные перикратонные прогибы	Южно-Австралийская	Олимпик-Дам
				Уран, цирконий, литий, свинец, цинк	То же	Активизированные интрагеосинклинальные пояса	Намибийская	Цумб, Асис, Каило, Россинг, Омаруру, Карибиб, Донкерхук (Намибия)
			510	Медь, уран, никель, кобальт, свинец, цинк	Геосинклинальный (байкальский)	То же	Катагская	Кипуши, Нчанга, Чибулума, Балуба, Брокен-Хилл, Фунгуруме, Колези, Калаби, Шинголове (Замбия)
			520—650	Литий, бериллий, уран, вольфрам, олово, флогопит, золото	Активизационный	Активизированные гнейсо-гранитные купола	Танганьикская	Пурло, Калима, Маноно-Китоло, Кабира, Каило, Пунна, Бакванга, Касаи (Заир)
Позднеархейская	650—1100	Гренвиллский 1000	800—1070	Уран, золото, никель, кобальт, медь, висмут, платина	Активизационный и протоорогенный	Активизированные интрагеосинклинальные и перикратонные прогибы	Бразильская	Сев. Минас-Жерайс, Борбарема, Салинас, Бокира, Вазанти, Жануария, Жакупиранго (Бразилия)
							Сьюпириор	Хорн, Ист-Сулливан, Норанда, Поркьюпайн, Керклед-Лейк, Ки-Лейк, Реббит-Лейк, Кидд-Крик (Канада)
Раннеархейская	1100—1650		1060—1100	Апатит, титан, железо, ванадий, флогопит	Активизационный	То же	Северо-Австралийская	Джабибука, Рейнджер, Набарлек, Кунгарра, Рам-Джангд, Маунт-Айза, Эллиот, Джам-Крик, Уайт (Австралия)
							Гренвиллская	Гренвилл, Дулут, Адирондак (Канада)
Раннепротерозойская (поздняя стадия)	1650—2000	Кибарский 1300—1400	1100—1350	Железо, никель, цинк, свинец	Геосинклинальный и протоорогенный	Складчатые пояса (байкальский)	Байкало-Енисейская, Кистайско-Корейская, Вьетнамская	Холодинское, Горевское, Ангари-Питское (СССР)
			1500—1700	Свинец, цинк, уран, титан, скандий	Протоорогенный тектонический активизации	Активизационные	Южно-Австралийская	Редим-Хилл, Мери-Келли, Брокен-Хилл, Глен-Осмонд, Маунт-Пейнтер (Австралия)
			1700—1900	Мусковит, редкие металлы	То же	Складчатометаморфические пояса	Карело-Кольская	Чурино-Лоухская группа месторождений (СССР)
							Байкало-Енисейская	Байкало-Саянский пояс (СССР)
							Южно-Индийская	Пояса Бихар и Раджастхан, Неллур, Бхайлвара (Индия)
							Мозамбик	Алто-Лигонья
				Свинец, цинк, медь, уран, золото	Протогеосинклинальный и активизационный	Гнейсо-гранитные купольные структуры с долгоживущими разломами	Черчилл	Эйс-Фей, Шарлебуа, Лаклен-Ронж, Гуннар (Канада)
							Фенно-Скандинавская	Арвельог, Арвидсъяур
							Сьюпириор	Седбери, Норметалл, Коннер, Норанда (Канада)
			1800—2000	Никель, медь, цинк, кобальт, золото, свинец, хром, железо	Протоорогенный активизационный	Глубокопроникающие шовные зоны	Фенно-Карельская	Оутокумпу (Финляндия), Бюланден (Швеция), Печенгская и Мончегорская группы месторождений (СССР)

Продолжение табл.

Металлогени- ческая эпоха	Геохроноло- гический рубеж, млн. лет	Диастрофизм, возраст, млн. лет	Изотопный возраст ору- днения, млн. лет	Полезные ископаемые	Геотектони- ческий режим	Рудоносные структуры	Примеры провин- ций	Примеры месторождений
Раннепро- терозой- ская (ран- няя ста- дия)	2000—2600	Карельский 1900—2000	2000	Хром, платина, олово, золото, флюорит	Протооро- генный и активиза- ционный	Рифтовые струк- туры	Трансвааль- ская	Хром-Интерестс-Майнс, Афри- кан-Хром-Майнс, Дивайд- Майнс, Би-Майнс, Селукве, Шамва, Лонели-Майнс, Кве- Кве (Зимбабве)
			1900—2000	Медь, титан	Протооро- генный	Протоорогенные прогибы	Алданская	Удоканская группа месторож- дений (СССР)
			2200—2350	Железо, марганец	То же	Протоорогенные и шовные меж- блоковые про- гибы	Западно-Ав- стралийская	Айронвуд, Бивабик, Айрон-Ри- вер, Дарвуд, Рейндж, Рой- Хилл, Маунт-Ньюмен, Камбал- да (Австралия)
			2350—2400	Железо, графит	—>—	То же	Воронежско- Украинская	Месторождения Криворожской группы и КМА (СССР)
				Медь, цинк, зо- лото	—>—	—>—	Бразильская	Минас-Жерайс, Рио-дас-Вель- яс, Итаколуми, Итабира, Сьер- ра-Лус-Каракас (Бразилия)
Позднеар- хейская	2300— 2450—2600	Салецкий 3400	2600	Уран, золото, алмазы	—>—	Протоорогенные прогибы (эпи- кратонные впа- дины)	Трансвааль- ская	Сингбхум, Мандан-Кудан, Ка- лихаи, Таменахар, Мамандур, Каларский пояс — Мускусу, Чемпион, Майсор (Индия)
					—>—		Сьюпириор	Эллиот-Лейк, Куэрк, Стенли (Канада)
			2500—2600	Железо, марга- нец, цинк, медь	Протогео- синкли- нальный	Протогеосинкли- нальные прогибы (зеленокаменные пояса)	Южно-Индий- ская	Саргур, Майсур, Колар, Баба- будан, Хиллс, Читандур, Ши- мон, Бхилаи, Даргапур (Ин- дия)
			2700—2800	Железо, цинк, серный колчедан	То же	То же	Бразильская	Лафайет, Бахиа, Борборема (Бразилия)
					То же		Лабрадор- Гренвильская	Месторождения п-ова Лабра- дор (Канада)
Раннеар- хейская	3000—3500	Свазиленд- ский 3100—3200	2650—3000	Литий, бериллий, олово, тантал, ниобий	—>—	Древние гнейсо- гранитные купола	Южно-Афри- канская (Трансвааль- ская)	Конско-Белозерская группа месторождений (СССР)
			3600	Железо, хром, свинцев, цинк, ни- кель, золото	—>—	Зеленокаменные пояса	Фенно-Карело- Кольская	Костомукшское, Оленегорское (СССР)
					—>—		Бразильская	Бикиги, Солсбери, хр. Мурчи- сон (Зимбабве)
					—>—		Западно-Ав- стралийская	Бахиа, Жакобина (Бразилия)
					—>—		Южно-Афри- канская	Калгурли, Кулгарди (Австра- лия)
Катархей- ская	3500—4000	Саамский 3500—3750	3760	Железо, хром, вольфрам	—>—	То же	Корейско-Ки- тайская	Барбертон, хр. Мурчисон (Зимбабве)
					—>—		Гренландский рудный пояс	Хонготоушань, Аньшань (Ки- тай)
					—>—		Готгоб, Амйтсок (Гренландия)	

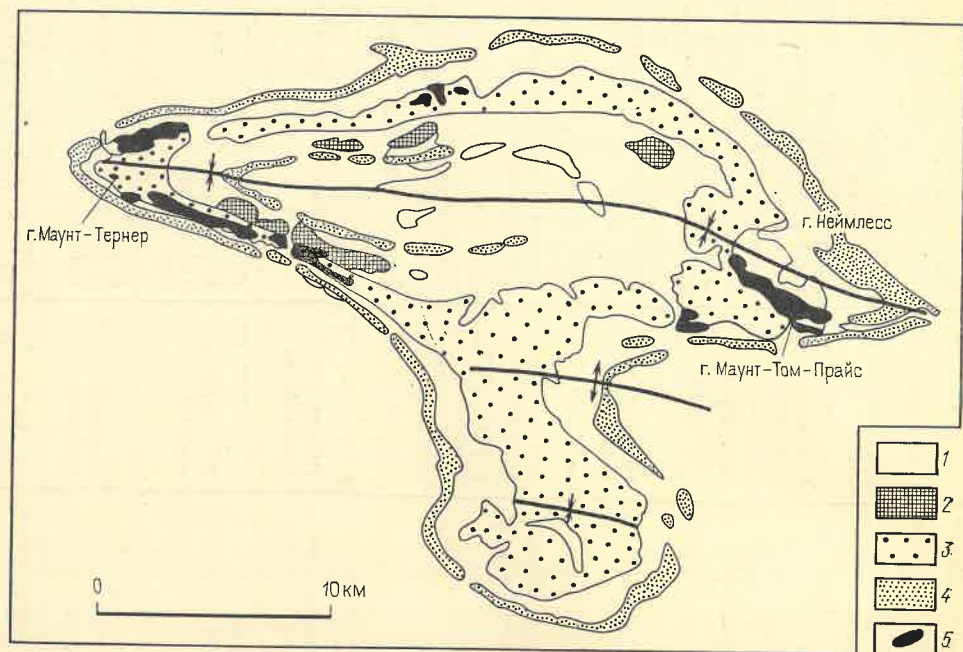


Рис. 1. Карта распространения железорудных формаций в пределах синклинали Маунт-Тернер [12] Протерозой, надгруппа Маунт-Брюс, группа Хамерсли: 1 — Булгида, 2 — Уилли-Уолли, 3 — Брокмен, 4 — Марра-Мамба, 5 — гематит

характерно внутреннее заполнение карбонатно-терригенной ассоциацией пород и сложнодифференцированных вулканитов от базальтов через андезиты, риолиты до щелочных разновидностей и гранит-диоритовых формаций, завершающихся сложными дайковыми комплексами, вплоть до щелочных [4, 9].

Источник вещества в большинстве случаев коровый, но не исключен его вынос из подкоровых глубин в связи с вулканическими процессами. Метаморфизм представлен в основном зеленосланцевыми фациями, но наряду с этим имеет место зональный метаморфизм амфиболитовой фации. Ослабление тектоно-металлогенической напряженности фиксируется в конце позднего рифея (900—650 млн. лет).

В связи с катангским диастрофизмом в венде — начале палеозоя (650—500 млн. лет) происходят последняя докембрийская активизация и мощные геодинамические преобразования, приведшие к формированию Катангско-Дамарского пояса в Центральной Африке и областей развития купольных структур в восточной части Бразилии и Восточной Африке. Рудонос-

ные структуры принадлежат к категории активизированных интрагеосинклинальных поясов и диапировых гнейсо-гранитных куполов. Рифейско-вендское осадочное заполнение Катангской интрагеосинклинали вмещает мировые концентрации меди, кобальта, урана, а также золото, свинец, цинк, никель, скандий, селен. В Намибийской провинции резко усилена роль эндогенных процессов — гранитизация с образованием диапировых куполов и синхронного складчатостью метаморфизма амфиболитовой фации. Полезные ископаемые смешанной группы — уран, цирконий, литий, свинец, цинк.

В активизированных гнейсо-гранитных куполах Восточной Африки и Бразилии происходит концентрация редких металлов: лития, бериллия, вольфрама, олова, урана и слюды. В целом для рудоносных структур, завершающих металлогеническую эволюцию щитов, характерна контрастная ассоциация полезных элементов — литофильных и халькофильных.

Общими чертами эволюции всех перечисленных типов рудоносных структур являются сочетание их в пределах единых рудоносных блоков и приуро-

ченность к блокам с усложненным многоярусным строением.

Весьма важный фактор в размещении оруденения в докембрии представляют разрывы литосферы или разрывные нарушения, относящиеся к тектоническим категориям более высокого порядка по отношению к рудоносным структурам. В ряде работ [12, 13] разрывные нарушения рассматриваются также в качестве рудоносных структур, но правильнее с региональных тектонических позиций относить к ним именно тектонические структуры, которые являются не только вещественным, но и геодинамическим выражением геологических обстановок.

Разрывные нарушения генетически тесно связаны с рудоносными структурами и во многом влияют на их образование и развитие. Современные представления о глобальном положении разломов в земной коре свидетельствуют о различной форме их проявления в пределах океанического дна и на континентах. На дне океанов доказано сочетание трансформных широтных разломов и раздвигов в рифтах среднеокеанических хребтов, образующих глобальную ортогональную сеть, ограниченную зонами Заварицкого—Беньюфа [8, 16]. На континентах сеть разломов более сложная и имеет, согласно В. Е. Хаину [16], запутанную конфигурацию при существенной роли дугообразно вытянутых надвигов и шарьяжей. Сложность сети объясняется горизонтальными перемещениями блоков. В пределах докембрийских континентов разрывные нарушения выражены более отчетливо, чем в фанерозойских складчатых поясах и платформенных чехлах.

По своему положению разломы генерализуются в региональном плане на примере щитов в диагональные и ортогональные системы, но густота их сети не всегда равномерна. По этому признаку они подразделяются на межблоковые и внутриблоковые различной размерности, зависящей от общей схемы тектонического поля. По глубинности разломы могут быть коровые и мантийные, иногда транскоровые. Перечисленные признаки достаточно достоверно фиксируются при

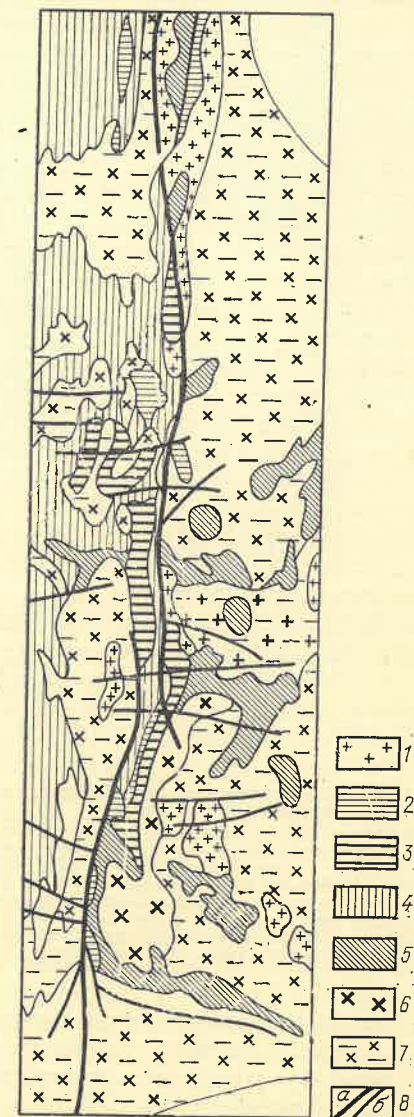


Рис. 2. Схема строения Кременчугско-Криворожского межблокового прогиба

1—4 — нижнепротерозойские формации: 1 — мигматит-гранитовая (кировоградский комплекс), 2 — кварцит-доломит-песчаниковая (криворожская серия), 3 — джеспилитовая кварцито-сланцевая (криворожская серия), 4 — сланцево-аргиллит-песчаниковая (ингул-ингулецкая серия); 5—7 — архейские формации: 5 — кератофир-спилит-базальтовая (конско-верховцевская серия), 6 — плагитогранитовая (саксаганский комплекс), 7 — плагитогранит-мигматитовая (днепровский комплекс), 8 — разломы (а — межблоковые, б — прочие)

составлении комплексов прогнозных карт, включая карты физических полей и глубинного строения, а также по данным сейсмического зондирования и сверхглубокого бурения. В последние годы информация такого рода пополняется для всех щитов и, веро-

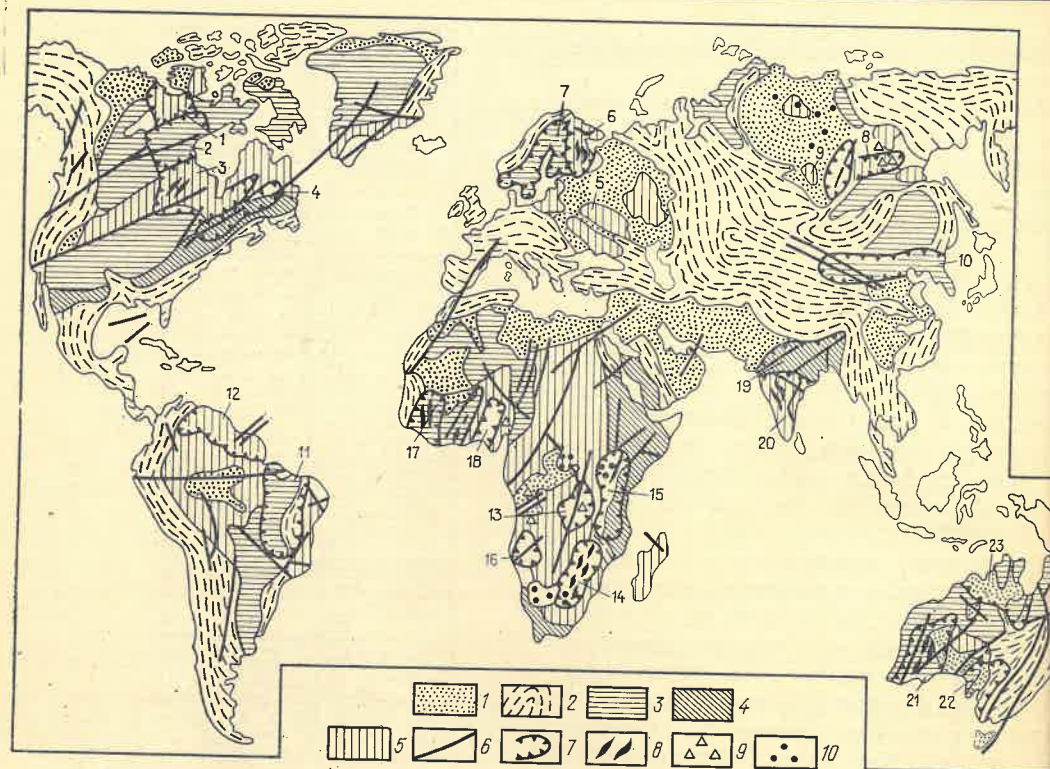


Рис. 3. Схема расположения докембрийских металлогенических провинций континентов

1 — платформенные образования; 2 — поздний протерозой, нерасчлененный; 3 — ранний протерозой, нерасчлененный; 4 — архей-ранний протерозой; 5 — архей, нерасчлененный; 6 — межблоковые системы разломов; 7 — границы металлогенических провинций; 8 — области развития зеленокаменных поясов; 9 — центры щелочно-базитового и ультрабазитового магматизма с карбонатитами; 10 — кимберлиты; метал-

отно, позволит впоследствии внести в общую характеристику разломов количественные признаки (усредненная глобальная размерность, глубинность распространения в литосфере, шаг сети и др.).

Менее ясными остаются вопросы генерализации разломов на докембрийских континентах, что связано, вероятно, с относительно небольшой протяженностью наблюдаемых фрагментов трансрегиональных разломов, с их неравномерной проявленностью в гетерогенных структурах земной коры и периодической погружаемостью в ее глубинные слои. Наиболее протяженные разрывы земной коры намечаются по краям кратонов (Восточная Африка, разлом Карпинского на севере Русской платформы), по ограничениям щитов и плит (Лажо-Мезенский разлом на юге Русской платформы, Прибайкало-Патомский на юге

Сибирской платформы). Возможно нахождение трансрегиональных разломов в фундаменте плит древних платформ, но их достоверное положение уточняется.

Решение этой проблемы возможно только при анализе комплексной геолого-геофизической информации привлечением данных по глубинному строению. В отношении характеристики самих докембрийских разломов форм их проявления, морфокинематики, внутреннего выполнения, геодинамики следует отметить, что в пределах кратонов их тектоническое заполнение выражено более ярко, чем в фанерозойских складчатых областях и платформенных чехлах. В частности, в пределах детально изучены различные типы бластотектонитов (разных степеней метаморфизма), а также неметаморфизованные милониты и другие тектониты [4, 5].

Докембрийские разломы можно подразделить на следующие группы:

1) региональные протяженные коровые и трансформные разломы в гнейсо-гранитных толщах архея и протерозоя с полным набором тектонитов различных степеней метаморфизма, крутопадающие;

2) зоны складчато-разрывных нарушений со сложно построенной вторичной складчатостью и разрывами сбросо- и взбросо-сдвигового типа в гетерогенных осадочно-вулканогенных толщах архея и протерозоя, с относительно слабо проявленными тектонитами, круто- и пологопадающие;

3) зоны надвигов, иногда чешуйчатых, связанные со складчатостью, среди гетерогенных осадочно-вулканогенных толщ архея и протерозоя, конседиментационные, обычно с зеленосланцевыми изменениями, пологие и крутопадающие;

4) зоны скалывания и расщепления, преимущественно коровые, нередко вмещающие дайки базитов, среди докембрийских толщ различного состава, крутопадающие;

5) сбросы и взбросы простого строения среди докембрийских толщ различного состава, иногда конседиментационные, крутопадающие.

Приведенный перечень построен с учетом конкретных данных для рудных районов Канады [5, 22], Бразилии [18], Южной Африки [12, 24], Индии [21], Австралии [19, 24], Украинского, Балтийского и Алданского щитов [4, 10, 13]. Типично представлены разломы Индийского щита (рис. 4). Главные системы разломов различных кинетических типов показаны на «Карте разломов территории СССР и сопредельных стран» [6].

Взаимосвязь различных типов рудноносных структур и разрывных нарушений выражена достаточно отчетливо и зависит от горизонтального или вертикального перемещения блоков, а также от сжатия и растяжения. Определенное влияние на формирование разломов оказывают скорость заполнения тектонических структур осадочным и вулканогенным материалом, интенсивность и скорость развития процессов гранитизации, а также другие, более частные факторы.

Региональные разломы в гнейсо-гранитных толщах архея и протерозоя образуют генеральную сеть разрывных нарушений в пределах щитов, но сущность их и усложнение строения характерны прежде всего для рудоносных структур активизированных блоков, а также для древних гнейсо-гранитных куполов. Зоны складчато-разрывных нарушений со сложно построенной вторичной складчатостью типичны для шовных межблоковых структур, эпикратонных впадин и гранитно-зеленокаменных поясов протогейсинклинального типа. Зоны надвигов, иногда чешуйчатых, характерны для древних зеленокаменных поясов, для шовных глубоко проникающих структур с метабазитовым и метапелитовым заполнением, но наряду с этим имеют региональное значение, фиксируя положение горизонтальных смещений земной коры. Сбросы и взбросы относительно простого строения развиты во всех типах рудоносных структур, но более широко распространены в интракратонных геосинклинальных и других прогибах поздней группы. Они ограничивают грабены, а также разбивают крупные рудоносные структуры на блоки высоких порядков.

Как общая закономерность намечается эволюция рудоносных разломов от структур глубокого заложения, дифференцированных по морфокинетическим особенностям и внутреннему выполнению, к менее глубинным, четко проявленным в верхних слоях литосферы.

Размещение докембрийских металлогенических провинций в пределах кратонов в общем соответствует положению блоков различной размерности. Общая характеристика провинций была дана нами ранее [11]; выделено 20 провинций и за основу их определения принималась принадлежность к металлогенически специализированным блокам земной коры. Пересмотр выдвинутых положений с позиций глобальной тектоники и соотношения провинций с рудоносными структурами позволяет считать правомерной систему геоблоков → провинции → рудоносные структуры. Интересно, что некоторые из них в общем соответствуют положению геоблоков, показанных на

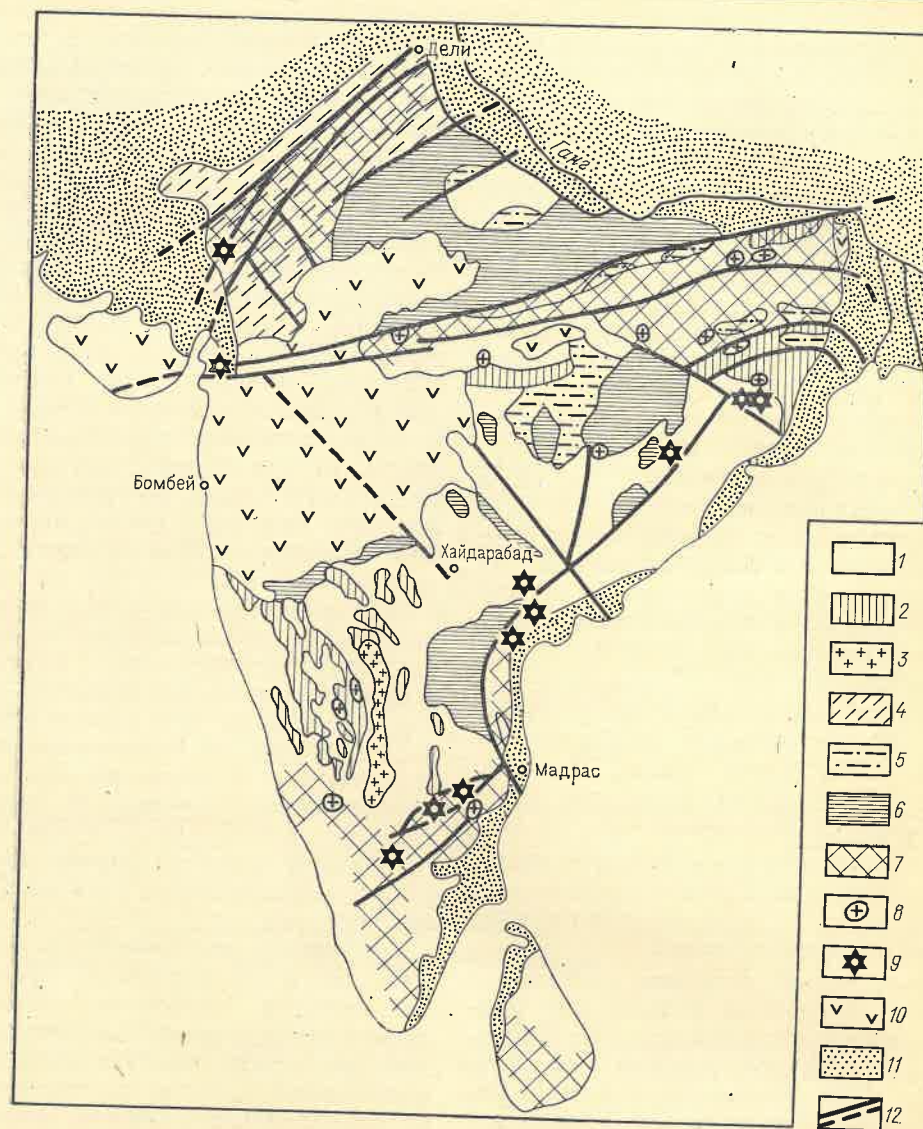


Рис. 4. Схема тектоники Индийского щита, по С. Е. Колотухиной и др. [3] с изменениями
1 — нижнеархейский мигматито-гнейсовый фундамент; 2 — верхнеархейские зеленокаменные пояса с месторождениями железа, марганца, теллуридо-золотыми и меднорудными зонами; 3 — верхнеархейские мигматит-гранитовые зоны; 4 — нижнепротерозойские складчатые пояса с медным и полиметаллическим оруденением; 5 — нижнепротерозойские про-

тоогенные прогибы; 6 — верхнепротерозойские эпикратонные впадины; 7 — осевые части верхнепротерозойских областей активизации с пегматитовыми поясами; 8 — верхнепротерозойские граниты областей активизации; 9 — центры верхнепротерозойского щелочно-базитового магматизма с карбонатитами; 10 — мезозойская платформенная трапповая синклизис; 11 — мезозойско-кайнозойские отложения окраин щита; 12 — межблоковые системы разломов

схеме геоблокового строения Земли Л. И. Красного [7], а другие объединяют по несколько блоков. Такое же сопоставление можно провести с Тектонической картой мира масштаба 1:25 000 000, изданной под редакцией В. Е. Хаина [16].

Значительного уточнения потребуют, вероятно, ограничения блоков, для установления которых будет необхо-

дима дополнительная информация. Следует отметить, что металлогенические провинции, принятые нами за основу глобальных металлогенических построений, выделены здесь в максимальном объеме и при дальнейшем изучении могут быть подразделены на локальные составляющие. Однако металлогеническом единстве провинций говорит закономерное сочетание

х пределах рудоносных структур различного генезиса, связанных эволюцией развития геоблока.

Закономерности размещения провинций в пределах континентов пока не установлены. Представление о том, что все континенты сложены архейской корой различного вещественного состава и плотности, во многом предопределяет места заложения и автономного развития блоков в разные геологические эпохи и, следовательно, их металлогению и размещение металлогенических провинций. Провинции тяготеют к блокам, сложенным наиболее древней архейской корой, испытавшей впоследствии значительные горизонтальные и вертикальные перемещения, интенсивную тектонику, периоды континентальных перерывов и активизацию. Относительно больше распространены металлогенические провинции на континентах Гондваны. В пределах Лавразии они сосредоточены главным образом в центральной части Канадского щита и, наоборот, рассредоточены на самом крупном Евразийском континенте (см. рис. 3).

Изучение закономерностей размещения полезных ископаемых на континентах может способствовать пониманию некоторых особенностей в положении трансрегиональных структур земной коры в тех случаях, когда геологические построения не могут дать определенных результатов.

Так, положение металлогенических провинций может быть использовано при решении вопросов о характере соотношения континентов. Ряд соображений о возможном единстве континентов в геологическом прошлом Земли высказывали А. И. Тугаринов, В. Е. Хаин, А. Кроуфорд, В. М. Моравев, Р. Тромпетт и другие исследователи. Особенно это касается разорванных частей Гондваны и их архипелагов. В качестве обоснования используется информация о размещении провинций и месторождений редкометалльных и слюдяных пегматитов, зеленокаменных поясов с месторождениями железистых кварцитов, поясов с теллуридно-золотой минерализацией и ряд других. Имеются в виду пары провинций: Западно-Австралийская и Южно-Индийская, Гвинейская и Бразильская, положение которых позво-

ляет предполагать возможность реконструкции глобальных металлогенических поясов, имевших в домезозойскую эпоху более протяженные размеры. Полное единство этих поясов, однако, не может быть доказано из-за несоответствия размеров континентов с просторами разделяющего кротоны Мирового океана. Остается предполагать лишь характер их соотношений.

Весьма примечательную особенность докембрийских металлогенических провинций составляет потенциал их рудоносности, что связано с различием рудоносных структур, сформировавшихся в разные металлогенические эпохи и при особых геотектонических режимах. Так, на общем относительно равномерном фоне обособляется группа суперпровинций, в которых сосредоточены крупнейшие запасы полезных ископаемых. К ним относятся провинции щитов Гондваны — Трансваальская, Катангская, Северо-Австралийская, Южно-Австралийская, в Лавразии — Сьюпириор и Черчилл, в пределах Восточно-Европейской платформы — Воронежско-Украинская.

Провинции Австралии несут богатейшие концентрации урана, свинца, меди, висмута в складчатых поясах Арнемленд, Аделаида и Квинсленд (месторождения Рейнджер, Джабилука, Саут-Аллигейтер, Маунт-Айза, Брокен-Хилл, Олимпик-Дам и др.). В Канаде сосредоточены богатейшие запасы золота, никеля, кобальта, урана, меди в провинции Абитиб, блоке Черчилл, поясе Эллиот-Лейк (месторождения Кидд-Крик, Седбери, Эллиот-Лейк, Норметалл, Голд-Майнс, Ки-Лейк, Реббит-Лейк).

Перечисленная ассоциация халькофильных, реже сидерофильных элементов относится к месторождениям «несогласия» в структурах типа перикратонных прогибов, а также к рудным образованиям активизированных блоков и глубоко проникающих шовных зон.

Трансваальская провинция несет богатейшие месторождения золота, урана, железа, марганца, редких металлов и алмазов, сосредоточенных в эпикратонных впадинах, зеленокаменных поясах и активизированных гнейсогранитных куполах.

Воронежско-Украинская провинция известна крупными месторождениями железных руд в межблоковых шовных прогибах (месторождения Криворожско-Кременчугского пояса и КМА).

Большинство суперпровинций являются полиметалльными, в которых уникальные запасы создаются за счет группы полезных ископаемых; наряду с этим существуют провинции, специализированные на отдельные металлы. Причины накопления подобных запасов полезных ископаемых в различных провинциях пока не выявлены, но весьма вероятно значительная роль в этом процессе тектонических факторов. К возможным причинам могут быть отнесены следующие.

1. Длительная миграция вещества в специализированных блоках, чему способствует сочетание в их пределах нескольких типов рудоносных структур, возникающих последовательно в процессе эволюции структурно-формационных комплексов. Благоприятным условием является высокая степень раздробленности архейского фундамента, интенсивный глубинный вулканизм и нахождение в основании группы рудоносных структур зеленокаменных поясов. Типичные провинции: Трансваальская, Воронежская и Сьюпириор.

2. Благоприятная ассоциация межблоковых и наложенных рудоносных структур в системах блоков, как правило, активизированных. Необходимые условия для образования таких структур — перемещение блоков, регрессивная эволюция акваториев, неоднократное проявление континентальных перерывов и поверхностей выравнивания. Подобные перерывы, перемык осадочных и вулканогенных толщ, интрузий и рудных образований, воссоздание оруденения нового типа в условиях тектоно-магматической активизации существенно влияют на процессы рудообразования. Типичные провинции: Сьюпириор, Южно-Австралийская и Северо-Австралийская.

3. Многообразие проявления процессов гранитизации, связанных с плавлением земной коры и вулканизмом. При этом усилению избирательной концентрации полезных ископаемых в специализированных блоках земной коры благоприятствует макси-

мальная степень дифференциации вещества, приводящая к накоплению щелочей в гранитоидах, а также в породах законченных вулканических рядов от базальтов и коматитов до андезитов → трахибазальтов → щелочных лаб.

4. Длительная эволюция глубинных разломов, связанных с областями повышенной проницаемости литосферы и мантии, как блокообразующих, так и конседиментационных. Признак высокой проницаемости находит свое выражение в физическом состоянии литосферы; в приуроченности многих рудных районов к областям пониженной плотности, сочетании аномально плотных и магнитных свойств, также тектонической и магматической активности. Важное значение, вероятно, имеет аномальное строение и активность самой мантии, фиксируемое по проявлениям глубинного магматизма. Все это видно на картах глубинного строения щитов, картах физических свойств горных пород и физических полей, составленных для фундамента платформ в Советском Союзе и за рубежом.

5. Эндегенные факторы, влияющие на концентрацию полезных ископаемых в условиях длительной геохимической дифференциации вещества литосферы (первичная и вторичная неоднородность мантии, определяемая полями разрядки энерго-динамических напряжений, резкого повышения интенсивности и гетерогенности теплового поля) [7, 13]. Длительное и прерывистое формирование этих частей мантии должно приводить к активизации стабилизированных верхних слоев земной коры. Прямые признаки длительной активности мантии — это образование в литосфере поясов или куполов центральных интрузий с карбонатами, кимберлитов, базит-щелочного заполнения рифтов, а также даек, возраст которых варьирует от позднего протерозоя до позднего мезозоя. Как правило, они располагаются в краевых частях кратонов, на склонах щитов, иногда по окраинам континентов, что особенно важно, вблизи от наиболее богатых рудных провинций. Там максимальная активность кимберлитового магматизма приурочена к западному краю Трансваальской провинции, к северу от Катангской, а та-

же вблизи от Гвинейской, Индийской и Алданской. Пространственная близость намечается между Восточно-Африканским рифтом и Трансваальской и Танзанийской провинциями.

В заключение следует отметить, что формирование рудоносных структур в различные эпохи становления литосферы при разной степени ее геохимической и физической дифференциации и периодическом поступлении мантийного вещества обусловило эволюцию рудообразования в сторону создания полиметалльных ассоциаций и вовлечения в процесс рудоаккумуляции новых полезных ископаемых (скандий, стронций, германий). Общая закономерность в развитии земной коры выражена в разветвлении геологических процессов и увеличении дифференциации рудного вещества.

Общий благоприятный и, вероятно, необходимый фактор рудообразования — дискретно-поступательная эволюция литосферы. Большинство металлогенических проявлений имеет внутрикоровое происхождение, в металлогенической эволюции большую роль играют континентальные перерывы и тектонические перестройки.

Проблема перемещения литосферных плит в докембрийские эпохи не получает подтверждения исходя из некоторых данных о строении докембрийских континентов и положения в них металлогенических провинций. Тектоника плит в современном понимании — явление глобальное, соизмеримое с континентами и выходящее за их пределы в Мировой океан. На континентах при современном состоянии геофизической изученности не установлены глобальные тектонические направления, определяющие смещение крупных фрагментов литосферы. Главнейшие структурные элементы — трансрегиональные разломы, включая навуи, зеленокаменные пояса, гнейсогранитные купола и сланцевые пояса — имеют скорее внутриконтинентальное и межблоковое расположение, подчиняются иному тектоническому механизму, чем оформление границ океанов, надвигание и поддвигание литосферных плит. Существуют мнения о возможной роли в докембрийское время ротационного механизма, связанного с вращением Земли, или

общих астрофизических явлений, свойственных планетам Солнечной системы.

Приведенные данные отражают в какой-то степени современное состояние проблемы металлогении докембрия. Наряду с этим остается ряд вопросов, требующих дальнейшего глубокого изучения.

1. Причины концентрации полезных ископаемых в геоблоках, определяющие их удельное значение, влияние первичной и вторичной зональности литосферы на металлогеническую зональность.

2. Выявление глобальных закономерностей размещения металлогенических провинций на континентах с использованием геодинамической основы в зависимости от положения геоблоков, рудоносных структур, главнейших расколов литосферы и первичной неоднородности земной коры.

3. Уточнение сущности рудоподготавливающих и рудообразующих процессов и источников оруденения с использованием данных о превращении и перемещении энергии, составляющей основу геологических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. — Избр. тр. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
2. Билибина Т. В., Казанский В. И., Лавров Н. П. Основные типы рудоносных структур докембрия. — В кн.: Металлогения раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984, с. 14—32.
3. Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индии и Шри-Ланка/С. Е. Колотухина, В. М. Моралев, Г. А. Топунова и др. М., Наука, 1975.
4. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
5. Казанский В. И. Металлогения раннего докембрия. Сер. Рудные м-ния. Т. 136. М., ВИНТИ, 1983.
6. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Ред. А. В. Сидоренко, В. А. Унков. М., Недра, 1978.
7. Красный Л. И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции. — Сов. геология, 1984, № 7, с. 17—32.
8. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984.
9. Лавров Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983.
10. Металлогения восточной части Балтийского щита. Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М., Недра, 1980.

11. *Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов*/ Т. В. Билибина, В. М. Парфенов, Ю. М. Соколов и др.—В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., Наука, 1978.
12. *Ранняя история Земли*. Ред. К. О. Кратц. М., Наука, 1980.
13. *Рудоносные структуры докембрия*. Ред. В. А. Сидоренко. М., Наука, 1980.
14. *Тектоника северной Евразии*. Ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1980.
15. *Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Внутренняя Азия и Австралия. М., Недра, 1979.
16. *Хаин В. Е., Левин Л. Э.* Основные черты тектоники континентов и океанов. Объяснительная записка к тектонической карте мира, масштаб 1 : 25 000 000. М., ВНИИЗаружгеология, 1980.
17. *Brito Neves B. B., Beurlen H.* Precambrian and metallogeny of northeast Brasil. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, sec. 04—05, p. 268.
18. *Gaal G., Teixeira I. B. G.* Metallogeny and structural control of gold in the Brazilian Shields. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, Sec. 04—05, p. 292.

УДК (553.641 : 553.492.4).001.572

Е. А. КАМЕНЕВ (ПГО «Севзапгеология»), Р. М. ФАЙЗУЛЛИН (ВНИИГеолнатур)

Геологическая модель месторождений апатит-нефелинового типа

Месторождения апатит-нефелинового типа известны только в Хибинском щелочном массиве, где они пространственно и генетически связаны с конической сложно построенной интрузией ийолит-уртитов [1—8 и др.]. В плане продуктивная интрузия имеет форму почти правильного кольца диаметром 27—28 км и занимает одну из внутренних зон массива, длина ее по дуге 75 км, мощность 0,5—2 км. Она сформировалась до ловчорритов и фойяитов центрального ядра массива, но после хибинитов и рихсчорритов внешнего обрамления. Падение контактов и элементов расслоенности направлено к центру массива под различными углами.

Апатитоносный комплекс объединяет ряд комагматов: уртит-ийолит-мельтейгиты, их полевошпатовых аналогов — ювит-луаврит-малиньитов, сфен-апатитовых, апатит-нефелиновых и вкрапленных апатит-эгирин-нефелиновых руд, взаимосвязанных как полосчатыми ассоциациями, так и зонами

19. *Gee R. D.* Structure and tectonic style of the Western Australian shield. — Tectonophysics, 1979, v. 58, N 3—4, p. 327—338.
20. *Groves D. I., Batt W. D.* Control on heterogeneous distribution of metallogenical associations in archaic greenstone belts with particular reference to the western Australian shield. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, sec. 04—05, p. 310.
21. *Narayanawamy S., Ziaddin M., Ramachandra A.* Structural control and localization of gold bearing lodes, Kolar Gold Field, India. — Econ. Geol., v. 55, 1429, 1960.
22. *Tremblay E. M.* Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan. — Geol. Surv. Can., 1972, mem. 367, 168 p.
23. *Trompette R.* Geodynamic evolution of the eastern Gondwana in middle and upper Precambrian time. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, sec. 04—05, p. 404—405.
24. *Viljoen M. I.* The geology and origin of archaic gold deposits in southern Africa. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, sec. 04—05, p. 405.
25. *Zhang Qiusheng.* The formation and relationship of the early Precambrian metamorphosed strata-bound ore deposits in China. 27 M. G. C. Abstr., 1984, v. 11, sec. 04—05, p. 411—412.

внутриформационных брекчий. По отношению ко времени рудообразования ийолит-уртиты подразделяются на рудные (подстилающие апатитовые залежи) и пострудные (перекрывающие их).

В пределах продуктивной интрузии выявлено более десяти месторождений и проявлений апатит-нефелиновых руд (рис. 1). Анализ фактического материала позволяет сделать ряд структурно-генетических выводов и создать на его основе геологическую модель рудных объектов. В данном случае под моделью понимается обобщенный адекватный статический образ мышленного типа апатит-нефелиновых месторождений, несущий важнейшие (структурно-формальные), 2) многообразные структурно-вещественно-рудные характеристики.

По главным признакам (формы, размеры, условия залегания, строение) Хибинские месторождения могут быть объединены в два морфоструктурных подтипа: 1) одноярусный пласто-

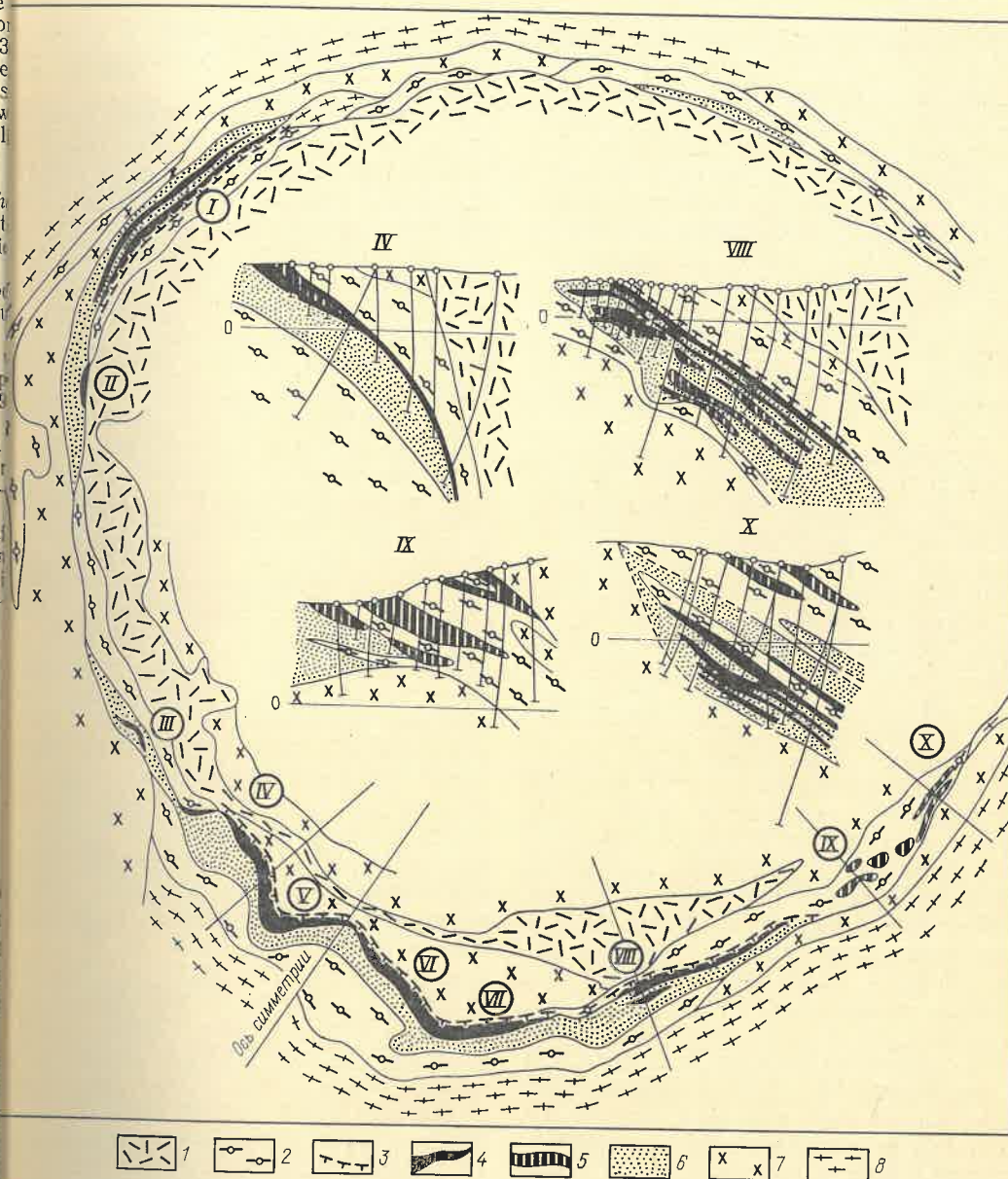


Рис. 1. Схема размещения Хибинских апатит-нефелиновых месторождений различных морфоструктурных подтипов и их разрезы

1 — ловчорриты; 2 — уртит-ийолит-мельтейгиты трапезоидные; 3—5 — рудные залежи (и руды): 3 — апатит-апатитовые, 4 — апатит-нефелиновые (пятнистые, изовидно-полосчатые, блоковые, сетчатые, массивные), 5 — апатит-эгирин-нефелиновые (брекчиевые,

вкрапленные); 6 — уртиты массивные (пегматоидные, неравномернозернистые, среднезернистые); 7 — рихсчорриты; 8 — хибиниты; месторождения: I — Партомчорр, II — Куэльпор, III — Снежный Цирк, IV — Кукисвумчорр, V — Юкспор, VI — Апатитовый Цирк, VII — Расвумчорр, VIII — Коашва, IX — Ньюоркпах, X — Олений ручей

10—20° у поверхности до 40—60° на глубине 1—2 км. Апатитовая залежь по простиранию условно разделяется на четыре месторождения (рис. 1, IV—VII), разрабатываемых отдельными рудниками. Более правильно выделять в ее пределах три морфологически обособленных участка: западный (Кукисвумчоррский) и восточный

10—20° у поверхности до 40—60° на глубине 1—2 км. Апатитовая залежь по простиранию условно разделяется на четыре месторождения (рис. 1, IV—VII), разрабатываемых отдельными рудниками. Более правильно выделять в ее пределах три морфологически обособленных участка: западный (Кукисвумчоррский) и восточный

(Расвумчоррский), связанных между собой малопродуктивным рудным проводником (Гакман-Юкспориокским). Западная и восточная части залежи, в которых сосредоточено соответственно более 50 и 40 % запасов рудного поля, морфологически являются крупными линзами (отношение мощности к длине 1:15—1:20) с эродированной и частично отработанной верхней частью. На глубоких горизонтах (0 ± 200 м) залежь выклинивается, на дневной поверхности (500—800 м) мощность ее максимальная (100—200 м).

Внутреннее строение апатитовой залежи асимметрично-зональное. В разрезе ее наблюдается упорядоченное чередование природных разновидностей руд (сверху вниз): сфен-apatитовых (среднее содержание P_2O_5 8 %) и апатит-нефелиновых (пятнистых — P_2O_5 30—32 %, линзовидно-полосчатых — P_2O_5 18—20 %, блоковых — P_2O_5 16—18 %, сетчатых — P_2O_5 12—14 % и вкрапленных апатит-эгирин-нефелиновых — P_2O_5 более 4 %). В апикальных и фланговых частях залежей зональность нарушается жилообразными телами внутрирудной апатитовой брекчии, в которой ксенолиты представлены различными структурно-текстурными разновидностями руд, а цементом служит полевошпатовый уртит-ийолит, обогащенный апатитом. Среднее содержание P_2O_5 в рудах месторождений первого подтипа зависит от соотношения богатых и бедных руд и составляет 14—18 %. Распределение содержания P_2O_5 в рудной залежи изменяется от максимальных значений к минимальным в направлении от верхнего контакта к нижнему, а в целом в объеме линзы от ее центральной к краевым частям, в связи с чем между содержанием P_2O_5 и мощностью залежи отмечается положительная корреляционная связь.

Ко второму подтипу относятся многоярусные рудные зоны, свойственные месторождениям, расположенным западнее (см. рис. 1, I—III) и восточнее (VIII—X) месторождений Кукисвумчорр-Расвумчоррской группы. В пределах рудных зон отдельных месторождений сосредоточено от 2—3 до 7—10 и более (Коашва, Олений ручей) апатитовых залежей, разнообраз-

ных по размерам, формам и возрастным соотношениям с вмещающими породами.

Рудная зона Коашвинского месторождения прослежена по простиранию на 3 км, по падению до 2 км и характеризуется чередованием сложно построенных пластообразных горизонтов (до четырех) апатит-нефелиновых руд и поздних массивных уртитов. Рудные горизонты осложнены раздувами, пережимами; значительные участки месторождения целиком сложены рудной брекчией, в которой ксенолиты апатит-нефелиновых руд размером долей до десятков метров сцементированы массивным уртитом (apatитовым, полевошпатовым). Изменчивость рудных тел увеличивается последовательно от верхнего горизонта к нижнему. Руды представлены всеми тремя разновидностями, свойственными другим Хибинским месторождениям: сфен-apatитовыми, апатит-нефелиновыми (пятнистыми, полосчатыми, блоковыми, массивными) и апатит-эгирин-нефелиновыми (apatитовая брекчия). Сфен-apatитовые руды залегают в кровле зоны, апатит-нефелиновые приурочены к центральным (осевым) частям горизонтов, апатитовая брекчия характерна для краевых частей рудных тел. Содержание P_2O_5 по скважинам изменяется от 6 до 38 %, в рудных горизонтах от 12 до 18 %, составляя в среднем по месторождению 15 %. Распределение бедных (P_2O_5 4—8 %), средних (P_2O_5 8—16 %) и богатых (P_2O_5 более 16 %) разновидностей руд в пределах месторождения обусловлено сочетанием двух тенденций: 1) увеличением содержания P_2O_5 в кровле и подошвы рудной зоны к центральным частям; 2) уменьшением содержания P_2O_5 от апикальных до глубинных частей рудной зоны.

По геологическому строению и основным параметрам рудных тел Коашвинским месторождением сопоставимо Ньюрпахское, представленное четырьмя рудными горизонтами: верхним, главным, средним и нижним. Руды его существенно брекчиеваты, что определяет большую изменчивость формы залежей и содержаний полевого компонента. Среднее содержание P_2O_5 по месторождению колеблется в пределах 13—15,6 %.

Наиболее сложное геологическое строение имеет месторождение Олений ручей. Рудная зона разобщена межрудными ийолит-уртитовыми линзами мощностью 200—300 м на две подзоны. Они представлены многократно чередующимися слоями мельтейгит-ийолит-уртитового состава с линзообразными телами апатит-нефелиновых руд. В каждой подзоне (протяженностью не менее 1,5 км) выделяется до трех наклонно- и крутопадающих пласто- и линзообразных рудных тел мощностью от 3 до 65 м (в среднем 18—20 м). По падению они прослеживаются на 100—200 м, затем выклиниваются среди трахитоидных ийолитов. В составе рудных тел присутствуют все разновидности руд, причем по относительной их распространенности верхняя и нижняя (слепая) подзоны сходны между собой. Содержание P_2O_5 в рудах варьирует от 5—7 до 23—28 %, в среднем составляя в верхней подзоне 5,5 % и в нижней 17 %.

По соотношению межрудных пород различных природных разновидностей руд, мощности рудных тел и содержанию P_2O_5 месторождение Олений ручей ближе всего стоит к Ньюрпахскому, отличаясь от него меньшим распространением рудной брекчии. Для него характерно, кроме того, почти полное отсутствие сфен-apatитовых руд.

К месторождениям второго подтипа следует отнести также рудную зону участка Снежный Цирк на северо-западном фланге Кукисвумчоррской рудной залежи. По структурной позиции морфологии рудные зоны на Оленном ручье и в Снежном Цирке являются разномасштабными аналогами многоярусных месторождений.

В плане отмечается симметричное расположение апатит-нефелиновых месторождений относительно участка Гакман-Юкспориок. Наиболее мощные (100—120 м) рудные залежи, приуроченные к висячему боку массивных уртитов, примыкают к этому участку с обеих сторон (Кукисвумчорр-Юкспор и Расвумчорр-Апатитовый Цирк). Далее на северном и восточном их продолжении непрерывно или с нарушением сплошности прослеживаются другие объекты: Куэльпор и восточный Расвумчорр, Партомчорр и

Коашва, а в юго-восточном секторе — Ньюрпахк и Олений ручей (см. рис. 1). Как видно из такого размещения, с удалением от оси симметрии усложняется строение рудных залежей, появляются брекчии и многоярусные рудные зоны. Аналогичная зональность наблюдается и по вертикали, а отсутствие в юго-западном и северо-западном секторах ийолит-уртитовой интрузии многоярусных месторождений можно объяснить эрозией и срезанием рудных залежей более поздней ловчорритовой интрузией.

В настоящее время доминирует точка зрения, что Хибинские месторождения образовались в ходе кристаллизационной дифференциации гомогенной анхизвтектической ийолит-уртитовой магмы с содержанием P_2O_5 до 2,3 % (5—6 % апатитовой молекулы). Это содержание очень близко к предельному по растворимости апатитовой молекулы в ийолит-уртитовом расплаве. Процесс заключался в гравитационно-кинетической концентрации (отсадке) и сортировке минеральных зерен апатита в условиях почти одновременного выделения кристаллических фаз из расплава при активном участии конвективных потоков [5]. На стадии возникновения рудных тел кристаллизационная дифференциация осложнялась ликвацией [6].

Основываясь на этой генетической концепции и вышеприведенных материалах, можно в общем виде показать стадийность формирования месторождений апатит-нефелинового типа.

В раннемагматический этап в результате неоднократного внедрения рудного расплава по коническому разлому в ийолит-уртитовые комплексы образовались протяженные и мощные стратиформные залежи апатит-нефелиновых руд (массивных, пятнисто-полосчатых, линзовидно-полосчатых, блоковых, сетчатых и др.) зонального строения, характеризующиеся закономерным возрастанием содержания P_2O_5 от их лежащего бока к висячему.

В дальнейшем вследствие новой вспышки очага в позднемагматический этап в продуктивную зону внедрился конический разлом существенно силикатного расплава (трахитоидные малиниты, луавриты, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, массивные ювиты),

что привело к появлению за счет первичных апатит-нефелиновых руд их брекчированных разновидностей (apatит-эгирин-нефелиновых, полевошпат-apatит-эгирин-нефелиновых), приуроченных в основном к приконтактовым и фланговым частям стратиформных залежей или целиком слагающих значительные их отрезки. Брекчиевые рудные тела усложняют структуру и морфологию первичных рудных залежей, отличаются от них крайней неустойчивостью минерального и химического состава.

В постмагматический этап за счет метасоматического преобразования руд первого и второго этапов возникли сфен-apatитовые руды, приуроченные обычно к висячему боку апатит-нефелиновых залежей и апатит-эгирин-нефелиновых (брекчированных) рудных тел. Морфология их очень сложная, минеральный состав весьма невыдержан и неоднороден.

В гипергенный этап по линейным зонам разломов и трещиноватости развивались процессы шпреуштейнизации с появлением апатит-натролитовых руд.

История пострудного этапа расшифровывается неоднозначно. Между тем именно в это время месторождения приобрели свой облик. А. Е. Ферсман (1932 г.), впервые предложивший для Хибинских объектов пространственную модель в виде усеченного плоского конуса с вертикальной осью, считал, что структурный план целиком определяется уровнем эрозии. На горстово-грабенную структуру месторождения указывают Т. Н. Иванова (внедрение поздних интрузий ийолит-уртитов), Ф. М. Онохин и Г. М. Вировлянский (смещение соседних блоков по системе радиальных разломов или по продольным блокам с амплитудой от нескольких сотен метров до 2—3 км).

Не отрицая влияния эрозии и срезания рудных тел на глубине более поздней интрузией ловчорритов, следует все же отдать предпочтение концепции о закономерном размещении апатитовых залежей в плане в сочетании с их вертикальной структурной зональностью в поперечном сечении [6].

По вертикали зональность выражена приуроченностью к нижним и, воз-

можно, средним частям рудно-магматической и метасоматической колонны стратиформных залежей сплошных руд, а к верхним — более сложных морфологии и строению рудных тел брекчиевыми и сфен-apatитовыми рудами, группирующимися в прерывистые многоярусные рудные зоны (Коашва, Ньюкпахк, Олений ручей). Расположение всех объектов примерно на одном гипсометрическом уровне объясняется наклоном конуса в юго-западном направлении [6], по другим взглядам — вертикальными блоками подвижками по радиальным и продольным разломам и внедрением интрузии ловчорритов [1, 7]. Соответственно в наиболее приподнятых сильно денудированных блоках на современную эрозионную поверхность введены нижние и средние части рудной колонны (Кукисвумчорр—Расвучоррский сектор ийолит-уртитовой дуги), а в опущенных или слабо приподнятых — сохранились апикальные и надапикальные части (Олений ручей Коашва и др.).

На основании изложенного составлена геологическая модель апатит-нефелиновых месторождений, представляющая собой перевернутый усеченный плоский конус (рис. 2). Эта модель в обобщенном абстрактном виде отражает главные особенности строения и условия залегания двух выделенных морфоструктурных подтипов месторождений. Левая половина конуса характеризует месторождения первого подтипа, приуроченного к центральной части продуктивной рудной дуги и отличающегося более простым строением, правая — показывает специфику строения месторождений второго подтипа, располагающегося в флангах этой дуги. Подчеркнуты многоярусность, наличие слепых рудных тел и широкое развитие брекчиевых руд. На глубине в обоих подтипах закономерно снижаются качество и мощность рудных тел.

Таким образом, для месторождений апатит-нефелинового типа весьма показательны признаки симметрии, входящие свое выражение в их зональном размещении по периметру продуктивной ийолит-уртитовой дуги. Очевидно, симметрия связана с динамикой развития рудных минеральных

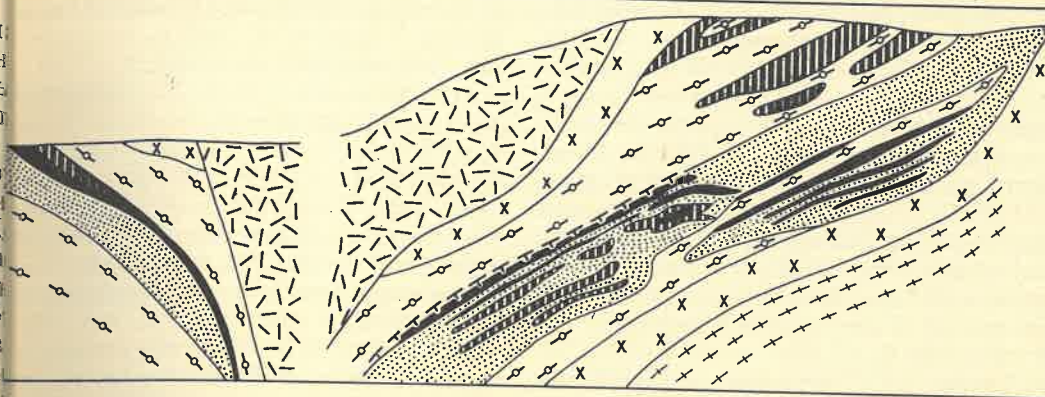


Рис. 2. Геологическая модель месторождений апатит-нефелинового типа
Усл. обозн. см. рис. 1

разований в пространстве, т. е. с центростремительной силой.

Указанные закономерности расположения и зонального строения апатит-нефелиновых месторождений учитываются при проведении геологоразведочных работ в пределах Хибинского массива и могут быть взяты на вооружение при прогнозе и поисках аналогичных или близких по строению и составу рудных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н. Позднейолитовые кольцевые разломы в Хибинском массиве. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 78—88.

2. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков. Под ред. А. С. Зверева, Р. М. Файзуллина. М., Недра, 1980.
3. Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Гостеолтехиздат, 1963.
4. Каменев Е. А. Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. Л., Недра, 1975.
5. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М., Наука, 1977.
6. Новые Хибинские апатитовые месторождения. Под ред. Е. У. Каменева, Д. А. Минеева. М., Недра, 1982.
7. Онохин Ф. М. Особенности структуры Хибинского массива и апатит-нефелиновых месторождений. Л., Недра, 1975.
8. Хибинский щелочной массив/С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков и др. Л., Недра, 1972.



ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

ДК 341.18 : 55.061.43 : 528.9

И. ЖАМОИДА, Е. А. БАСКОВ, Г. С. ГАНЕШИН, К. Б. ИЛЬИН (ВСЕГЕИ),
В. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ (Мингео СССР), Г. Я. НИКИФОРОВА,
И. И. СОКОЛОВ, В. А. УНКОВ (ВСЕГЕИ)

Геологическая картография на XXVII сессии Международного геологического конгресса

Традиционная выставка геологических карт и книг «Геокарта—84» состоялась в Москве во время XXVII сессии Международного геологического конгресса. Она стала первой конгрессной выставкой, на которой карты и книги были отделены от геологических и геофизических приборов, снаряжения

и другой техники. Выставка функционировала с 3 по 12 августа 1984 г. в выставочном комплексе «Красная Пресня».

Геологические карты и книги экспонировали 15 стран. Среди них были СССР, девять европейских стран — НРБ, ВНР, ГДР, Италия, ПНР, ФРГ,

карты четвертичных отложений Европы (1:2 500 000). Отличительной особенностью этой карты является различное изображение гор на территории СССР и Европы. На Урале и Кавказе показаны склоновые гравитационные образования. В Альпах и других регионах Западной Европы горные массивы закрашены серым цветом (с градацией по абсолютной высоте).

В экспозициях Италии и Японии при отсутствии специальных карт четвертичных отложений были показаны геологические карты среднего и крупного масштаба, на которых на всей площади с большой детальностью изображен четвертичный покров. Очень детально даны четвертичные отложения на японской Геологической карте масштаба 1:200 000 (лист Чита, 1982 г.). Для плейстоцена в легенде предусмотрено 13 обозначений, для голоцена — четыре. Буквенными индексами указывается принадлежность отложений к определенным группам формаций, а дополнительными цифрами — к самим формациям.

Таким образом, в Японии так же, как в Италии, геологические карты среднего и крупного масштаба иллюстрируют строение поверхности, а глубинное геологическое строение отражается на геологических разрезах.

Геоморфологические карты. Экспозиция их была небольшой. Геоморфологическая карта республик Советской Прибалтики (1:500 000, ЛитНИГРИ и др., 1982 г.), входящая в упомянутый выше комплект карт, показывает распространение морфогенетических типов и форм рельефа ледникового, флювиогляциального, озерно-ледникового, флювиального и эолового происхождения.

Оригинальна Геоморфологическая карта Марса (1:20 000 000, ВНИИЗарубежгеология, МГУ, 1980 г.), изданная в комплекте с Тектонической картой. Карта составлена на основе изучения советских и американских телевизионных космических изображений, полученных автоматическими межпланетными станциями «Марс-4», «Марс-5», «Маринер-9», «Викинг-1» и «Викинг-2». Впервые достаточно подробно показаны морфология, генезис и относительный возраст рельефа планеты. Основным содержанием карты явля-

ются типы и подтипы мегарельефа, разделенного по происхождению. ВМГК проходила в период острых на-импактно-вулканогенный, вулканогенных дискуссий между традицион-генный, тектоногенный и экзогенный, или классической, тектонической. Внемасштабными знаками показаны широтой и сторонниками глобальной тектонические разрывы и уступы, вулканики, или тектоники литосфер-канические постройки, кратеры, речные долины, дюнные поля, обвалы, оползни и др., нанесены границы сомататики можно отнести «Космогеоло-ременных и древних ледниковых щитическую карту СССР» [8] (масштаб тов. В рамках карты помещена Струн: 2 500 000, ПГО «Аэрогеология», турно-геоморфологическая карта эква 1984 г.). Она составлена на основе де-ториальной части Марса в масштабе шифрования снимков, полученных по экватору 1:50 000 000. Карта сопоставления спутников серий «Метеор», «Кос-возждается двумя схемами распроект», орбитальных станций «Салют» и ранения эолового рельефа для северокораблей «Союз». На геологическом ного и южного полярных районов, отображающем вещественно-В целом она весьма информативна структурные комплексы, показаны си-по своему содержанию вполне сопоставима с крупными линейных, кольцевых ставима с земными геоморфологическими картами соответствующего масштаба.

На Геоморфологической карте Финляндии масштаба 1:1 000 000 показана фрагментарно. Степень нарушенно-ляндии масштаба 1:1 000 000 показана сплошности литосферы отражена ны генезис форм рельефа и преобладание цвета, а состав горных пород — в дающие амплитуды высот. штриховых знаках.

Среди карт специальной тематики Дешифрирование снимков показало, на стендах СССР демонстрировалась земная кора имеет сложное бло-Структурно-геоморфологическая картовое строение. Она рассечена множе-дна Тихого океана (1:15 000 000)ством линеаментов, часть из которых ВНИИЗарубежгеология, МГУ, 1981 г. пересекает складчатые пояса и плат-и Палеогеоморфологический атласформы, прослеживаясь на тысячи ки-СССР (1:1 000 000—1:10 000 000, Илометров. Трансрегиональные линеа-ститут географии и Институт литосферы в ряде случаев контролируют ры АН СССР совместно с ПГО «Аэрогеология», 1983 г.). В основу легенды интерес вызывают извилистые ли-первой положено представление об эволюции, дешифрированные вдоль границ догенной природе крупнейших элемен-складчатых областей и платформ. Та-тов дна Мирового океана, сохранивший вид на космических снимках име-ших черты первично-тектоническогоот зоны надвигов. Масштабы переме-происхождения в условиях менее ащения покровов представляются более тивного проявления денудационныхзначительными, чем это допускалось процессов в подводных условиях. Ов прошлом. В пределах складчатых новное содержание карты — типы областей на Урале, Кавказе, в Верхоя-но-Колымской области прослежива-догенного рельефа.

Палеогеоморфологический атлас сходятся разрывные нарушения, ориенти-держит 56 карт всех регионов странрванные поперечно к направлению Главная задача заключалась в поисках складчатых структур. Это позволило зе рельефа и коррелятивных ему рельефа обосновать структурное положение лых отложений минувших геологическихпоперечных рядов гранитных массивов ских эпох, во время которых в разны связанных с ними месторождений, а частях территории СССР господствовали также наметить положение новых вали континентальные условия и перспективных рудных зон.

Важным элементом карты являются кольцевые структуры в поперечнике десятков до многих сотен и даже до тысяч километров. Установлено, что карт этой тематики была самой широкой как в советском, так и в зар-

кольцевые структуры диаметром в первые сотни километров, развитые в пределах щитов, как правило, отвечают участкам гранитизации.

Традиционное районирование по возрасту завершающей складчатости произведено на Тектонической карте СССР (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1981 г.), Международной тектонической карте Мира (1:15 000 000, АН СССР, 1984 г.), Международной тектонической карте Европы и смежных областей (1:2 500 000, АН СССР, 1981 г.), Тектонической карте Азии (1:8 000 000, КНР, 1984 г.), Тектонической карте Антарктиды (1:10 000 000, НИИГА, 1980 г.), Тектонической карте Франции (1:1 000 000, 1980 г.), Тектонической карте ЧССР (1:500 000, 1984 г.) и др.

Площади разновременной консолидации на большинстве из перечисленных карт обозначены как области каледонской, герцинской и т. п. складчатости. На картах Антарктиды и Мира эти традиционные термины (за исключением докембрия) заменены указанием геологического возраста заключительной складчатости, гранитизации, метаморфизма в пределах довольно широких интервалов. Платформенные чехлы районированы по возрасту и глубине залегания фундамента, а на карте Мира также по возрасту некоторых сегментов чехла. В океанах и морях показаны элементы, на которых строится тектоника литосферных плит, в частности океанические рифты, возрастающий к периферии возраст океанической коры и т. д. Содержание рассмотренных карт связано с представлением о широко проявленных эпохах тектогенеза.

Другое отношение к этой проблеме отразилось на двух картах с отдельными легендами для каждого из выделенных тектонических подразделений ранга складчатой системы, реже области. На Тектонической карте СССР (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1981 г.) эти области или системы выделены по особенностям их структуры, а легенда построена по типу корреляционных таблиц. Легенда Международной карты Юго-Восточной Азии (1:5 000 000, КГКМ, 1982 г.) представляет собой серию колонок, привязанных к тектоническим регионам.

Тектонические карты, составленные на основе принципа мобилизма и актуализма. На Тектонической карте Северной Евразии (1:5 000 000, ГИН АН СССР, 1983 г.) в складчатых областях материков показан процесс становления континентальной коры через океаническую и переходную стадии, причем в последней изображены обстановки активных окраин континентов. В зонах миогеосинклинального типа выделены элементы пассивных окраин.

На карте выделено семь эпох формирования континентальной коры и таким образом отражена глобальная периодичность этого процесса.

На Тектонической карте Италии (1:1 500 000, 1980 г.) в качестве наиболее крупных подразделений выделены элементы, принадлежащие к древним окраинам Африканского и Европейского континентов. Альпы и Северные Апеннины состоят из тектонических покровов с несопоставимыми разрезами и соответственно разными легендами для каждого из них. В ряде подразделений аллохтона показаны метаморфический фундамент и неметаморфизованный чехол.

На Тектонической карте Кубы (1:500 000, 1983 г.) выделены пассивная окраина Североамериканского материка (Багамская платформа и ее склон), зона ее столкновения с Кубинской островной дугой, структуры Карибского моря с корой океанического типа. На разрезе показана обдукция коры океанического типа на континентальную. В составе зоны столкновения выделены покровы офиолитов и других комплексов эвгеосинклинального типа и аллохтон-параавтохтон миогеосинклинального типа.

Карта тектоники плит Циркум-Тихоокеанского региона (1:10 000 000, США, 1984 г.) состоит из пяти листов и обзорной карты масштаба 1:17 000 000. На них изображены элементы строения дна океана и переходных зон к континентам с геофизическим, морфологическим, геологическим обоснованием: срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами, полосовые магнитные аномалии; магнитуды и глубины очагов землетрясений; элементы строения глубоководных желобов, окраинных морей, ост-

ровных дуг с междуговыми прогибами океанического и континентального типа; контуры литосферных плит. Показаны и расчленены внутриплитные.

Геодинамическая карта Циркум-океанические образования: выделен Тихоокеанского региона по содержанию вулканических сооружений над «горячую согласована с картой тектоники чими точками» и отдельно вулканы плит с добавлением двух важных элементов: вулканические гряды без признаков: 1) в качестве общего фона таковых, различные невулканические аномального поля силы тяги и асейсмические поднятия и т. д. Указаны направления и скорости относительных движений и абсолютных движений плит только о глубине, но и о механизме. Около конвергентных и дивергентных границ плит даны цифры значений скоростей спрединга или субдукции.

На континентах показаны разломы, представленные в советском разделе выставки. На Карте разломов территории СССР и Карте разломной тектоники юга Азии, составленных практически в одной и той же легенде, показано время заложения разломов и периодов их активности, морфолого-кинематическая характеристика, глубина, категория значительности, выход (или невыход) на поверхность, отношение к фундаменту и чехлу на платформах. В целом изображена картина развития регматической сети в связи с общим геосторическим процессом, переданным изображением тектонического фона.

Многие из перечисленных элементов строения дна океанов и переходных зон изображены и на вышеупомянутых тектонических картах.

Геодинамические карты. Одна из карт — Геодинамическая карта территории СССР и некоторых прилегающих акваторий (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1982 г.) входит в Атлас геологических и геофизических карт СССР, а другая — Геодинамическая карта Циркум-Тихоокеанского региона (1:10 000 000, США, 1982 г.) — серию из шести карт для этого сегмента Земли.

Первая сопровождается геодинамическим разрезом Карпаты — Тихий океан, отражающим глубинное строение и физическое состояние земной коры и верхней мантии до глубины 700 м. Показаны современные проявления геодинамической активности (сейсмичности, тепловых аномалий, вулканизма). На континенте выделены геодинамические системы с различным характером и направленностью тектонических движений и в геологическом прошлом (в частности режимы сжатия — растяжения). Показаны ряд специфических элементов, например, область разуплотнения мантии под Тунгусской синеклизой, глубокие некомпенсированные впадины (Прикаспийская и др.), протяженные зоны раздвигов и вместе с тем традиционные геосинклинальные складчатые области, срединные массивы и др. В качестве самостоятельных геодинамических систем выделены подразделения пограничных зон сопряжения кор

В этой же группе карт можно отметить Структурную карту поверхности фундамента платформенных территорий СССР (1:5 000 000, ВНИИ геофизики, 1983 г.), на которой в изогипсах изображена структура поверхности фундамента, а цветом показаны разновозрастные платформы и межгорные впадины.

В советском разделе выставки экспонировались три карты новейшей тектоники: нефтегазоносных областей Сибири (1:2 500 000, СНИИГГиМС, 1981 г.), юга Восточной Сибири (1:1 500 000, ВостСибНИИГГиМС и др., 1981 г.), юга Азии и сопредельных областей (1:5 000 000, ВНИИ зарубежной геологии, 1981 г.).

Практически все общетектонические карты изображают в той или иной трактовке процессы развития тектоносферы. Попытку создать статическую тектоническую модель представляет собой Типологическая тектоническая карта структурно-формационных ярусов территории СССР (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1982 г.). Ее легенда имеет матричную форму. Формационная характеристика ярусов определяется строками, структурная — столбцами, полная — местом на их пересечении. Каждый ярус имеет родовое имя, выражающее его общие особенности и видовое — географическое — по месту нахождения типового вида.

Некоторая принципиальная общность с предыдущей усматривается в Тектонической карте Дальнего Востока и сопредельных районов (1:2 000 000, ДВНЦ АН СССР, 1982 г.).

Гидрогеологические карты. В основу составления Гидрогеологической карты СССР (1:5 000 000, ВСЕГИНГЕО, 1983 г.) положен литолого-стратиграфический принцип — цветная закрашка использована для показа возраста водоносных комплексов и зон трещиноватости. Особенностью карты является то, что на ней раздельно показаны грунтовые и напорные воды. Гидрогеологический разрез расчленен по регионально выдержанным водоупорам. Карта содержит характеристику химического состава грунтовых и напорных вод, отражает динамику подземных вод, несет сведения о их температуре, многолетней мерзлоте и т. д.

Аналогичные принципы или близкие к ним положены в основу гидрогеологических карт республик Советской Прибалтики (1:500 000), Гидрогеологической карты ЧССР (1:200 000) и некоторых карт ВНР.

Для другой группы общих гидрогеологических карт цветная закрашка использована для характеристики определенных параметров водоносных комплексов — типов скоплений (пластовые, трещинно-жильные и др.), водообильности и др. Например, на Гидрогеологической карте Кубы (1:1 000 000, 1964 г.) цветом выделены типы основных водоносных комплексов, различающихся по характеру залегания в них подземных вод. Воз-

раст, стратиграфическое положение водоносных комплексов, а также водообильность и минерализация их показаны дополнительными знаками. Принципы составления указанной карты, разработанные во ВСЕГЕИ в 50—60-е годы, оказали существенное влияние на зарубежную картографию и, в частности, на методы составления Международной гидрогеологической карты Европы (1:1 500 000).

К этому же типу карт следует отнести и Гидрогеологическую карту Италии (1:1 000 000). На ней цветом выделено 12 комплексов горных пород с различными гидрогеологическими параметрами (аллювиальные отложения, современные вулканические образования и др.). Особый интерес представляют альбомы гидрогеологических профилей для центральной и северной части Апеннинского полуострова, а также для южной Италии и Сицилии. На профилях типы водоносных комплексов показаны цветом, литология — крапом, а возраст пород — индексами.

Гидрогеохимические карты. Гидрогеохимическая карта СССР (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1982 г.) входит в Атлас геологических и геофизических карт. На карте раздельно показаны подземные воды верхнего и нижнего гидрогеохимических этажей. К верхнему этажу отнесены подземные воды зоны современного гипергенеза, к нижнему — воды зоны катагенеза и зоны активных гидротермальных процессов. Нижний этаж по газовому составу подземных вод подразделен на провинции, а провинции по характеру вертикальной гидрогеохимической зональности — на гидрогеохимические районы. Карта сопровождается опорными колонками, дающими представление о геохимии гидрогеологических структур на разных глубинах. Она отражает общую гидрогеохимическую зональность территории СССР и направленность гидрогеохимических процессов в геологических структурах разного типа.

На Карте гидрогеохимической структуры бассейнов подземных вод СССР (1:7 500 000, ВСЕГИНГЕО, 1983 г.) цветом показаны районы, выделенные по максимальной минерализации подземных вод. Штриховые зна-

ки использованы для характеристик распределения (по площади и в вертикальном разрезе) основных химических групп соленых, соленых рассольных вод. Изолиниями показаны глубины залегания подошвы пресных вод и кровли рассолов. Эта карта содержит большую информацию о закономерностях распространения подземных вод различного химического состава.

Представляют интерес также Газогидрогеохимические карты СССР (1:7 500 000, ГИН АН СССР, 1982 г.), характеризующие зону гипергенеза, зону катагенеза. На них показано распределение вод разного газового состава с учетом главных типов природных геохимических обстановок.

На Гидрогеохимической карте региона БАМ (1:1 500 000, ВСЕГЕИ совместно с ПГО «Иркутскгеология», «Бурятгеология», «Читагеология», «Дальгеология» и др., 1983 г.) отображены основные типы гидрогеологических структур, гидрогеохимические зоны и пояса подземных вод, отличающихся по степени минерализации и химическому составу, провинции минеральных лечебных и промышленных подземных вод. Впервые показана металлоносность подземных вод, токсичность питьевых вод верхней водоносной горизонты.

На отдельных листах Гидрогеохимической карты ЧССР масштаба 1:200 000 иллюстрируется химический состав подземных вод верхней водоносной горизонты, выходящего на поверхность. Интенсивность окраски отражает увеличение минерализации. Показана смена различных типов подземных вод в вертикальном разрезе. Крапом и штриховыми знаками дан состав водоносных пород. Гидрогеотермические карты. Гидрогеотермический атлас СССР (1:8 000 000—1:15 000 000, ВСЕГИНГЕО, 1983 г.) содержит четыре карты, которые характеризуют региональные закономерности изменения основных гидрогеотермических показателей в зоне активного водообмена — температуры, градиента температуры, тепловых потоков, глубины залегания нейтрального слоя и др.

На Геотермической карте Италии (1:1 000 000) показано распределение температур горных пород и подземных вод на глубине 2000 м. Принято деление на градаций температур (°C): до 30, 30—50, 50—60, 60—70 и т. д. до 300 и более. Районы с разными температурными даны различной гаммой цветов. Япония представила карту (1:2 000 000, 1980 г.), показывающую вынос тепла горячими источниками. На карте выделены районы с разной плотностью теплового потока (всего семь категорий).

Карты водного баланса и ресурсов подземных вод. Они характеризуют пресные подземные воды, используемые для водоснабжения, а также термальные и минеральные.

На Карте подземного стока Центральной и Восточной Европы (1:1 500 000, 1983 г.), подготовленной ВСЕГИНГЕО в содружестве с социалистическими странами, показаны величины среднегодовых модулей подземного стока и коэффициенты подземного стока. Водоносные комплексы подразделены на несколько групп, различающихся условиями залегания подземных вод. Отражена минерализация подземных вод верхних водоносных горизонтов.

Гидрогеологическая карта Франции (1:1 500 000, 1979 г.) составлена в оригинальной легенде. На ней выделены типы водоносных систем, получающих питание за счет инфильтрации атмосферных вод. Они подразделены на несколько групп в зависимости от строения вмещающих толщ, закрывает увеличение минерализации. Показана смена различных типов подземных вод в вертикальном разрезе. Крапом и штриховыми знаками дан состав водоносных пород. Гидрогеотермические карты. Гидрогеотермический атлас СССР (1:8 000 000—1:15 000 000, ВСЕГИНГЕО, 1983 г.) содержит четыре карты, которые характеризуют региональные закономерности изменения основных гидрогеотермических показателей в зоне активного водообмена — температуры, градиента температуры, тепловых потоков, глубины залегания нейтрального слоя и др.

сти распространения минеральных вод разного типа, условия их использования, некоторые компоненты состава.

На карте минеральных вод ЧССР (1:500 000) выделены провинции по составу вод и вмещающим породам. В провинциях выделены группы вод с учетом их генезиса (атмосферного, морского и т. п.), а последние делятся на подгруппы по величине минерализации вод и особенностям их химического состава. Карта составлена по принципам и методике, разработанной в СССР.

Большинство карт полезных ископаемых и металлогенических составлено по ранее апробированной методике.

Регистрационные карты полезных ископаемых. К ним могут быть отнесены Карта полезных ископаемых Кубы (1:500 000, 1963 г.) и две карты Норвегии: Карта рудных месторождений (1:2 000 000, 1984 г.) и лист SKIEN Регистрационной карты рудных месторождений (1:250 000, 1984 г.). На первой карте Норвегии показаны все рудные месторождения страны, включая месторождения с очень низкими содержаниями полезных компонентов. Для обозначения вида металлов принята цветная шкала. На второй карте месторождения обозначены черными знаками разной формы с индексами ведущих полезных ископаемых.

Регистрационные карты с элементами металлогении, прогноза или геолого-экономической оценки минерального сырья представили ПНР (1:500 000, 1984 г.) и Франция (лист Лион, 1:500 000, 1984 г.). Первая карта составлена в виде альбома на четырех листах в комплекте с геологической картой. Карта отличается детальностью легенды, насыщенной не только регистрационными сведениями, но и данными о распространении продуктивного карбона с характеристической глубины вскрыши, степени изученности, границ распространения коксующихся разновидностей (для углей); типов и характера залегания (для торфа); степени изученности, разведанности металлических и других полезных ископаемых.

Сюда же следует отнести Металлогеническую карту Тихоокеанского рудного пояса (1:10 000 000, Дальневос-

точный геологический институт ДВНЦ АН СССР и др., 1981 г.) и Карту размещения ресурсов нефти и газа и основных объектов нефтегазовой промышленности развивающихся стран региона ЭСКАТО (1:5 000 000, ВНИИ-зарубежгеология, 1981 г.).

Металлогенические карты. Эти карты можно подразделить на три подгруппы.

1. Составленные по традиционной методике, разработанной советской металлогенической школой: Металлогеническая карта ЧССР (1:2 000 000, 1981 г.), Металлогеническая карта (эндогенного оруденения) КНР (1:4 000 000, 1984 г., фотокопия), Металлогеническая карта Карпато-Балканской области (1:10 000 000, 1978 г.), составленная с участием стран-членов СЭВ и изданная в НРБ, Металлогеническая карта Сибирской платформы (1:2 500 000, ВСЕГЕИ и др., 1984 г.) и Карта структурно-металлогенических зон территории СССР (1:10 000 000, ВСЕГЕИ, 1982 г.).

2. Составленные по методике, разработанной французскими геологами: Металлогеническая карта Европы (1:2 500 000), Международная металлогеническая карта Африки масштаба 1:5 000 000 (два листа в фотокопии) и карта Франции. Две первые карты демонстрировались на заседаниях конгресса.

3. Составленные по методике американских геологов. Сюда можно включить Предварительную металлогеническую карту Южной Америки (1:5 000 000, 1983 г.).

Карты первой подгруппы содержат информацию об истории тектоно-магматического развития территории. На них отображены циклы, этапы или стадии развития складчатых структур и платформенного чехла с показом стратифицированных и магматических образований. Знаки полезных ископаемых несут информацию о генетическом типе, виде полезного ископаемого и его формационной принадлежности. Цвет используется для изображения тектонического и металлогенического районирования, а также видов полезных ископаемых. Для отображения формы рудных тел на карте ЧССР использованы знаки, разработанные французской школой.

Металлогеническая карта Сибирской платформы является первым образцом карт, входящих в комплекс Металлогения СССР. Составленная на формационной основе, карта отражает историю формирования чехла Сибирской платформы и прилегающих частей ее складчатого обрамления. Она развивает принципы и методику анализа рудоносности геологических структур земной коры, заложенные при создании Карты структурно-металлогенических зон территории СССР, на которой выделено более 80 типовых структурно-металлогенических зон, охватывающих все многообразие структурных и формационных условий образования минеральных скоплений в пределах нашей страны.

Карты, создаваемые по методике французской школы П. Лаффита, характеризуются детально разработанными легендой, включающей ряд аспектов, не отраженных на картах первой подгруппы. На них даны определения абсолютного возраста пород и руд, показаны особенности химического и минералогического состава руд, глущины бина их образования, детально рассмотрены структуры и т. д. Приоритет на этих картах отдан морфологической характеристике руд, поэтому сочетание цвета и формы знака позволяют показать морфологию рудных тел определенного вида полезного ископаемого.

Третья подгруппа металлогенических карт, составленная по легендам 60-х годов, существенно отличается от двух первых. Они построены на геологической основе; в легенде указаны возраст, тектоническая и геологическая история развития с элементами тектоники плит. Для каждого этапа даны фазы развития, перечислены основные геологические образования, указана минерализация. Полезные ископаемые показаны сочетанием значков различной формы, цветной заливкой и символов. Металлогеническое районирование производится по зонам, нанесению контурных линий и штриховки площадей, цвет которых соответствует окраске значков основных полезных ископаемых.

К металлогеническим картам следует отнести Минералогическую

карту СССР на фосфатное сырье (1:2 500 000, ВНИИгеолнеруд, ВСЕГЕИ, 1984 г.), Карту свинцово-цинковых месторождений Альпийского складчатого пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии (1:2 500 000, 1984 г., издана в НРБ) и Геологическую карту распространения бокситов на территории Задунайского Среднегорья (без кайнозойских образований) масштаба 1:100 000 (1978 г., издана в НРБ).

Геологическая основа карты свинцово-цинковых месторождений Альпийского пояса выполнена с учетом металлогенического районирования. На фоне стратифицированных образований цветными контурами и разными штриховками показаны площади распространения магматических образований альпийского возраста. Месторождения изображены знаками, форм которых обозначает генетическую группу месторождений, а штриховка — морфологические особенности руд.

Среди других специальных карт следует отметить Карту марганценоносных конкреций морского дна и скоростей осадконакопления Тихоокеанского региона, составленную и изданную Американской ассоциацией геологов-нефтяников. На ней показано геологическое строение дна Тихого океана и

площади распространения осадочных пород; приведены процентное содержание конкреций, покрывающее морское дно, даны границы их распространения, отмечены скорости накопления осадков. В комплект с картой входит и Карта минеральных ресурсов, выполненная также для Тихоокеанского региона, но с включением и прилегающих частей Тихого океана в значках, в принципе аналогичных предыдущей карте, но с большей детализацией. Добавлены значки для конкреций, извлекаемых и анализов конкреций, обозначены другие месторождения океанского дна и подводные источники.

На выставке экспонировались еди-

ничные экземпляры карт геофизических, формационных, дна акваторий и др. Среди них Карта намагнитченных образований земной коры территории СССР (1:5 000 000, ВСЕГЕИ, НИИГА, 1981 г.), Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР (1:5 000 000, ВНИИгеофизика, 1983 г.), Карта осадочных и вулканогенных формаций СССР (1:2 500 000, ВСЕГЕИ, НИИГА, 1979 г.). Геологическое картографирование дна морей и океанов было представлено США (Геологическая карта Карибского региона, 1:2 500 000, 1980 г.) и Японией (Геологическая карта Японских островов, 1:3 000 000, 1983 г.).

Общие тенденции развития мировой геологической картографии. В публикациях, посвященных XXVI сессии МГК, были сформулированы основные тенденции развития мировой геологической картографии [3, 4, 9]. В целом они сохранились и к XXVII сессии конгресса.

1. Государственные карты составляют в стандартных для данной страны масштабах. Как известно, в СССР такими масштабами являются 1:50 000, 1:200 000, 1:1 000 000. В странах с небольшой территорией приняты, естественно, более крупные масштабы. Периодически почти все страны издают обзорные геологические карты своей территории. Наиболее значительным геолого-картографическим обобщением последних лет явился Геологический атлас Мира.

2. Издаются серии и атласы карт различного геологического содержания для одних и тех же территорий. Наиболее распространен этот тип изданий в нашей стране. В других же странах к ним проявляется меньший интерес, чем в 70-е годы.

3. Использование данных космических и различных аэровысотных съемок стало несомненным условием составления практически любых видов карт геологического содержания. В особенности широко они применяются при составлении карт, характеризующих структуры земной коры. Многочисленны попытки использования этих данных для прогнозирования скоплений рудных полезных ископаемых, а также нефти и газа.

4. К разнообразным тектоническим картам добавились специальные карты круговых структур и разломов, а также так называемые геодинамические карты.

5. Из других специальных карт отличаются разнообразием гидрогеологические карты и карты, связанные с охраной окружающей среды и различными катастрофическими явлениями (карты сейсмической опасности, вулканов и т. д.).

6. Сравнительно слабо развивается геологическое картирование дна океанов и морей. На выставке «Геокарта-84» почти не было карт этой тематики. Пока не приступила к работе и подкомиссия по картированию дна морей Комиссии по геологической карте Мира.

Как видно из вышеизложенного, советский раздел «Геокарта-84» был наиболее представительным и содержательным не только на этой выставке, но и по сравнению со всеми выставками карт, которые когда-либо устраивались в нашей стране и за рубежом. Впечатляющим было оформление советского раздела, осуществленное Всесоюзным объединением «Экспоцентр» под руководством Управления региональной геологии и поисково-съемочных работ Министерства геологии СССР и при участии ВСЕГЕИ и ВГБ. Зарубежные и советские участники конгресса, являющиеся представителями разных ведомств, промышленных министерств, компаний и учебных заведений, оставили более 50 благоприятных отзывов о выставке советских карт и книг геологического содержания.

В заключение сформулируем некоторые задачи совершенствования геологической картографии, в том числе отечественной.

1. Имеются различные классификации карт геологического содержания, построенные на разных принципах. Очевидно, пришло время для создания такой классификации, которая исходила бы из последних достижений геологической картографии и была бы принята большинством геологов. Такая классификация должна быть не очень сложной, с ограниченным числом типов и видов наиболее употребительных карт, с ясной формулировкой их целевого назначения.

2. Необходимо разработать принципы построения и составления легенды многих получивших широкое распространение специальных карт, таких как металлогенические, формационные, глубинных горизонтов и др.

3. Требуются четкие формулировки возможности конкретного использования материалов космических и аэрофотосъемочных данных для целей геологической картографии, разработка критериев отбора этой информации для карт разного масштаба и содержания.

4. Для собственно геологических специальных карт дна акваторий необходимо разработать соответствующие легенды.

5. Необходимо применение информационно-поисковых систем для сбора, обработки, хранения и выдачи геолого-картографической информации.

6. Выявление возможностей использования ЭВМ при создании макетов карт и их корректировке могло бы облегчить и ускорить подготовку новых изданий и составление так называемых дежурных карт.

Советские геологи, поле непосредственной деятельности которых составляет 1/6 часть суши Земли и ряд значительных акваторий, могут внести весомый вклад в решение перечисленных и других задач современной геологической картографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

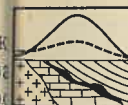
1. Волков В. М. Советская геологическая картография. Состояние и проблемы. — «Геокарта-84» (советский раздел). Информационный бюл., № 2, 1984.
2. Жамойда А. И. Геологическое картографирование в СССР в 1980—1984 гг. (Москва, август 1984). Л., ВСЕГЕИ, 1984.
3. Жамойда А. И., Никифорова Г. Я. Геологическая картография на XXVI сессии Международного геологического конгресса. Сов. геология, 1981, № 2, с. 119—124.
4. Жамойда А. И., Никифорова Г. Я. Геологические карты на «Геоэкспо-80». — В Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXVI сессии Международного геологического конгресса. М., Наука, 1983.
5. Жамойда А. И., Соколов Р. И. Новое издание геологической карты СССР масштаба 1:2 500 000. — «Геоэкспо-84» (советский раздел). Информационный бюл., № 2, 1984.
6. Карты геологического содержания СССР. Советских Социалистических Республик

«Геокарта-84». Составитель Г. Я. Никифорова (XXVII сессия МГК, Москва, 1984). М.—Л., ВСЕГЕИ, 1984.

Карты и книги геологического содержания на «Геоэкспо-84». М., Внешторгиздат, 1984. Межеловский Н. В., Козлов В. В. Космогеологическая карта СССР. — «Геоэкспо-84»

(советский раздел). Информационный бюл., № 2, 1984.

9. Хаин В. Е., Колчанов В. П. История создания международных тектонических карт. — В кн.: История геологической картографии, вып. 21. М., Наука, 1982.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

ДК [550.81+550.83]: 553.634.12

В. КОПЛЮС, М. И. ПАХОМОВ (ВИМС), В. А. ГОРДЕЕВА (Мингео СССР)

Комплексирование геологических и геофизических методов при поисково-оценочных работах на флюорит

Постоянно растущий спрос промышленности на флюорит диктует необходимость увеличения объема поисковых работ с целью обеспечения прироста запасов действующих горнодобывающих предприятий и увеличения общей минерально-сырьевой базы плавикового шпата. При этом все большим вниманием пользуются флюоритоносные объекты, находящиеся в сложной геологической обстановке, и особую актуальность приобретает дальнейшее совершенствование методических основ поискового (масштаб 1:150 000—1:25 000) и поисково-оценочного (1:10 000—1:2 000) процессов с целью повышения их эффективности, что возможно лишь при комплексном использовании геологических и геофизических методов.

Комплексирование должно отвечать требованию наиболее правильного сочетания известных и новых приемов выявления оруденения и его оценки. Оптимальность комплексирования определяется выбором по возможности только тех видов исследования, которые необходимы для наиболее полного решения задач на конкретной стадии работ. Не менее важно, однако, использование взаимодополняющих методов, что в одинаковой мере относится к изучению как геологических, так и геофизических полей [1, 2]. В состав рационального комплекса должны входить лишь те геофизические методы, которые обеспечивают измерение параметров, отражающих различные черты геологического строения рудных

тел и территории. Такой подход позволяет увеличить глубинность изучения перспективных площадей и снижает затраты времени и средств на поиски и оценку месторождений плавикового шпата, в том числе и вследствие сокращения объемов самых дорогих горно-буровых работ, за счет более широкого использования геофизики.

Рекомендации по комплексированию методов применительно к решению задач поисков были даны ранее [4]. Настоящая статья продолжает эти разработки, распространяя их на поисково-оценочную стадию, важность которой определяется главной ее целью — отбраковкой неперспективных рудопоявлений и обоснованным выбором месторождений флюорита для последующего более детального изучения. Поисково-оценочным работам свойственны черты как поисков, так и разведки. Объектом опоскования служит рудное поле, его часть, а оценки (с применением горных выработок и бурения) — перспективные залежи плавикового шпата. От качества поисково-оценочных работ во многом зависит общая эффективность выявления и подготовки месторождений для промышленного освоения.

Как известно, основным источником добычи плавикового шпата служат месторождения двух формационно-генетических типов: 1) слюдиисто-редкметалльно-флюоритового апокарбонатно-грейзенового и 2) флюоритового гидротермального (эпитермального). Они обнаружены в степных, лесостепных,

горно-таежных, низко-, средне- и высокогорных районах Забайкалья, Приморья, Казахстана, Средней Азии и других провинциях.

Оруденение первого типа парагенетически и пространственно связано с внегеосинклинальными субщелочными лейкократовыми и литий-фтористыми гранитами и залегает среди карбонатных пород в надпикальной части интрузий или в их ближайшем экзоконтакте. Рудные тела представлены протяженными по простиранию и падению метасоматическими линзовидными, жилло-, столбо- и трубообразными залежами и прожилковыми зонами, приуроченными к разрывным нарушениям под экранирующими структурами. Характерна повторяющаяся последовательность общих этапов минералообразования: скарнирование — микроклинизация и альбитизация — выделение редкометалло-флюоритового, а затем кварц-сульфидного парагенезисов. Руды слюдисто-флюоритовые, слюдистотурмалин-флюоритовые, слюдисто-топаз-флюоритовые, карбонатно-слюдисто-флюоритовые с акцессорными минералами. Заметную роль иногда играют касситерит и сульфиды Pb, Zn, Cu, Fe и др.

Месторождения флюоритового гидротермального (эпитепмального) типа наиболее распространены в активизированных областях. Генетическая связь оруденения с конкретными магматическими образованиями отсутствует. Руды в основном кварц-флюоритовые при различных, иногда повышенных количествах кальцита, барита и сульфидов. В алюмосиликатных породах развиты линзо- и плитообразные, нередко сложные по морфологии жилы выполнения. В карбонатной среде они дополняются седловидными, плаще- и куполовидными метасоматическими залежами. Протяженность жил достигает по простиранию 3 км, по падению 850—900 м; мощность рудных тел колеблется от долей метра до 40 м в раздувах. Наиболее крупные метасоматические залежи достигают в длину 1200 м, ширину 700 м, мощность их — до десятков метров. Наряду с выходящими на поверхность встречаются слабопроявленные и слепые флюоритовые тела. Околорудные изменения пород выражаются в

их окварцевании, реже пиритизации, ожелезнении. На некоторых месторождениях проявлены дорудные процессы щелочного замещения и эпидотизации вмещающих гранитоидов, даек и струвизивно-эффузивных образований.

На основе анализа передового опыта геологических организаций и тематических исследований, выполненных ВИМСе, намечены рациональные сочетания методов для проведения поисково-оценочных работ на флюоритовые месторождения (табл. 1). При комплексировании методов учитывались специфика полевого ископаемого; размеры, строение и вещественный состав рудных тел; характер вызываемых ими геофизических и других аномалий; геологические и ландшафтные особенности флюоритовых площадей и прежде всего степень их обнаженности. Поэтому рациональные системы разработаны для наиболее часто встречающихся литолого-структурных обстановок: калитизации месторождений флюоритов на открытых, полузакрытых и закрытых площадях, выделенных в соответствии с существующими методическими рекомендациями. Характеристики этих площадей дана в [3].

Указанные системы позволяют эффективно решать поисково-оценочные задачи благодаря прежде всего принципиальной возможности применения основного набора методов ко всем промышленно-флюоритовым флюоритовым месторождениям, ибо главным объектом изучения в геологических, геофизических, геохимических полях является вещественный компонент — плавиковый шпат. Второстепенные признаки оруденения, зависящие главным образом от особенностей его состава, влияют на выбор соответствующей модификации данного метода. Реже в комплекс вводятся специфические методы опробования на отдельные компоненты.

Одновременно намечена оптимальная последовательность и даны рекомендательная оценка методов и разделение их на основные, детализационные и вспомогательные. К основным относятся методы, предназначенные для решения в конкретных условиях главных задач поисково-оценочной стадии. Детализационные (дополнительные) методы позволяют уточнить

Комплексирование и очередность методов и видов исследований на стадии поисково-оценочных работ (1 : 10 000—1 : 2000)

Таблица 1

Методы и виды работ	Решаемые задачи	Площади		
		открытые	полузакрытые	закрытые
Топографическая съемка	Разбивка и привязка на местности сетей точек наблюдения	О	О	О
Детальная аэрофотосъемка (1 : 10 000) с предварительным дешифрированием снимков	Выявление признаков разрывных, складчатых структур и других элементов геологического строения; установление прямых и косвенных признаков оруденения, разработка предположений поискового прогнозирования; составление геолого-структурной схемы и схемы геоморфологических элементов	В	В	В
Рекогносцировочные маршруты	Уточнение опорных разрезов, степени обнаженности и рельефа территории, критериев её дешифрирования; фиксация участков для детализации геофизических, геохимических и других работ	О	О	О
Геофизические методы	В помощь геологическому картированию			
а) Магниторазведка (высоко-точная)	Определение мощностей рыхлых отложений, выделение и прослеживание геофизических аномалий, разрывных нарушений, рудоносных структур и других геологических элементов (в том числе погребенных); изучение погребенных рудоуплотняющих элементов рельефа кровли фундамента	Д	О	О
б) Электроразведка: электропрофилеирование (ДЭП, КЭП, СЭП, СГ) или близкие модификации (ПЭЭП, СДВР) ВП, ЕП, МПП ² ВЭЗ ³		Д	О	О
в) Гравиразведка ⁴		Д	О	О
г) Гамма- или гаммаспектрометрическая съемка ⁵		Д	О	О
д) Петрофизические методы	Выявление зон гидротермального изменения пород	Д	Д	Д
Ядерно-геофизические работы на основе пересчета замеров на фтор	Поиски, выделение и оконтуривание аномалий фтора:			
а) Нейтронно-активационные: ПНАС, АНАС ⁶ шпуровая съемка	первичных в коренных породах и открытых	О	О	—
	вторичных в рыхлых отложениях	—	Д	Д
	погребенных в рыхлых отложениях	Д	Д	—
б) Гамма-нейтронные: съемка по поверхности шпуровая	Поиски, выделение и оконтуривание аномалий других компонентов:			
	первичных в коренных породах и открытых	Д	Д	—
	вторичных в рыхлых отложениях	—	Д	Д
	погребенных в рыхлых отложениях	Д	Д	Д
Геохимические методы ⁶ на основе спектрального анализа проб а фтор и комплекс индикаторных элементов	Выявление и прослеживание аномалий фтора и других элементов индикаторов:			
а) Литохимические поиски: по первичным ореолам по вторичным ореолам	в коренных породах	О	В	О
б) Гидрогеохимический	в рыхлых отложениях	В	О	О
	Выделение и прослеживание водных аномалий фтора и других индикаторных элементов	В	В	В
в) Атмогеохимический (газопорутный) с опробованием: околоземного воздуха подпочвенного воздуха	Выделение газовых аномалий ртути в воздухе над скрытыми обогащенными сульфидами флюоритовыми телами и рудоносными разломами	Д	—	—
		—	Д	Д

Продолжение табл.

Методы и виды работ	Решаемые задачи	Площади	
		открытые	полузакрытые
г) Биогеохимический	Выявление биогеохимических аномалий фтора и комплекса других индикаторных элементов	—	В
7. Визуальные поиски и геологическое картирование (на закрытых территориях — с использованием буровых скважин)	Составление геолого-структурных карт (схем) с детализацией геологических элементов, контролирующих локализацию флюоритовых тел, установление границ рудных полей, участков и месторождений. Поиски, выявление и прослеживание зон минерализации, флюоритовых тел, их прямых и косвенных признаков	О	О
8. Минералогические методы	Изучение состава пород, гидротермальных метасоматитов, парагенетических ассоциаций минералов, текстурно-структурных особенностей руд, отбор проб на различные виды исследований	Д	—
Термоллюминесцентный (на основе проб в пределах геохимических ореолов)	Выявление и прослеживание механических ореолов тонкоизмельченных зерен флюорита и минералов плавленого шпата для расшифровки формационного типа их источника	—	Д
Шлиховой (на основе проб в пределах геохимических ореолов)		Д	Д
9. Бурение	Изучение геологической обстановки и выявление признаков флюоритового оруденения на глубине	—	Д
Картировочных скважин			
Поисково-оценочных скважин	Проверка геофизических и геохимических аномалий, опробование флюоритовых тел на глубине, их оценка на нижних горизонтах	В	О
Структурных скважин	Изучение рудоконтролирующих структур на глубине	В	В
10. Каротаж скважин	Литологическое расчленение разреза; выявление тектонических нарушений, выделение участков с флюоритовой, сульфидной, баритовой минерализацией, оценка содержаний и мощности флюоритовых тел по буровым пересечениям; определение углов наклона и кавернозности скважин; поиски минерализованных зон в околоскважинном пространстве	О	О
Ядерно-геофизический (НАК, ГНК, ГК, ГГК-С, ГГК-П и др.)		Д	Д
Электрокаротаж (КС, ВП)		О	О
Инклинометрия, кавернометрия		Д	О
11. Проходка наземных горных выработок (копуши, расчистки, канавы, шурфы, редко траншеи) с опробованием	Создание искусственных обнажений коренных пород, проверка геохимических и геофизических аномалий; вскрытие флюоритовых тел и их изучение с поверхности	Д	О
12. Подземные горные выработки (проходка глубинных шурфов с рассечками)	Выявление, опробование и изучение флюоритовых тел на глубине	Д	Д

В табл. 1—3: О — основной метод, Д — дополнительный метод, В — вспомогательный метод. Открытые виды работ могут совмещаться или меняться местами во времени.

¹ Применяется, если площадь ранее не исследовалась с его помощью.

² Применяются при поисках флюоритового оруденения с сульфидными или в случае приуроченности рудных тел к графитизированным (углефицированным) породам.

³ Является основным только при поисках стратиформных флюоритовых залежей.

⁴ В площадном варианте является основным при поисках вблизи и на флангах флюоритовых тел и месторождений, в остальных случаях применяется только по опорным профилям.

⁵ Заменяет ПНАС или АНАС при поисках редкоземельно-флюоритового оруденения в карбонатитах.

⁶ Применяется один из методов в зависимости от конкретных условий.

⁷ Применяется при поисках слюдино-редкометалльно-флюоритового оруденения.

подробнее изучить особенности геологического строения площадей и рудных тел обычно на отдельных участках, профилях и пересечениях, наиболее интересных по данным исследований основными методами. Цель вспомогательных — повышение эффективности первых двух групп методов.

Подчеркнем, что предложенные системы комплексирования сохраняют возможность творческого подхода к выбору методов, в наилучшей степени отвечающих местным условиям, поскольку в табл. 1 указаны некоторые взаимозаменяемые виды работ, эффективность которых меняется в разных природных обстановках. Однако все работы должны проводиться в соответствии с действующими инструкциями и методическими указаниями.

На открытых площадях основными методами изучения являются комплексные геолого-геофизические реконструкционные маршруты, визуальные поиски совместно с геологическим картированием, нейтронно-активная (или литохимическая) съемка о первичным (частично по вторичным) ореолам. В качестве дополнительных и детализационных методов применяются высокоточная магнитная съемка и электропрофилирование или СДВР. По опорным профилям кроме того используется гравиразведка для более полного освещения геологического строения участка детальных работ. Выполняются также горно-буровые работы с соответствующим комплексом геофизических, минералогических и опробовательских работ, но в гораздо меньших объемах, чем на полузакрытых и закрытых площадях.

На полузакрытых площадях применяются визуальные поиски совместно с геолого-структурным картированием в комплексе с геофизическими (наземные, в горных выработках, шурфах и скважинах), ядерно-геофизическими, литохимическими, минералогическими и горно-буровыми методами; реже геохимический и биогеохимический методы.

На закрытых площадях предусматриваются геофизические методы и особенно картировочное и поисковое бурение. Важную роль играют также литохимические поиски с опробованием выходов и коренных пород по керну

скважин (если отсутствует нейтронно-активационный каротаж на фтор). На локальных участках с сокращенной мощностью наносов возможно применение шпуровой съемки с НАК. В определенных условиях могут использоваться биогеохимический, гидрохимический и минералогический методы.

На всех перечисленных площадях проводятся топографические работы, резко возрастающую роль и ответственность которых в общей системе обеспечения качественного выполнения поисково-оценочных исследований трудно переоценить. Сведения о топографии местности важны и в связи с их использованием в геологических целях. Известно, что, анализ поля высотных отметок с помощью приемов обработки геофизических полей дает ценную поисково-прогнозную информацию [1, 9].

В условиях открытых территорий визуальные поиски и картирование проводятся с использованием крупномасштабных аэрофотоснимков одновременно с геофизическими и геохимическими наземными съемками по общей инструментальной сети наблюдений. Опроискование и геолого-структурное картирование полузакрытых площадей начинаются после геохимических и геофизических съемок и предварительной обработки полученной информации, что повышает эффективность поисков и способствует более полному выявлению рудных тел, не только выходящих на поверхность, но и слепых.

Поиски на закрытых площадях выполняются методом НАК (или геохимического опробования) по скважинам, пробуренным до представительного горизонта или до коренных пород. Работы обычно охватывают не всю площадь, а лишь отдельные перспективные зоны разрывных нарушений или узлы пересечения структур, выделенные по геологическим данным масштаба 1 : 10 000.

Основное внимание должно быть сосредоточено на выявлении рудных тел, изучении их вещественного состава, выделении и прослеживании структур локализации плавленого шпата, благоприятных комплексов горных пород, зон гидротермальных изменений и других признаков оруденения с целью

обнаружения и установления типа месторождений флюорита. На основании геолого-структурного картирования, а также геофизических и геохимических данных могут вестись поиски залежей руд, не выходящих на поверхность.

Особо следует сказать о разработке геохимических аномалий. Ныне почти повсеместно в результате нейтронно-активационной съемки на фтор (НАС) или литохимических поисков различной детальности выделяется значительное количество первичных и особенно вторичных его ореолов. Однако темпы их изучения, как правило, остаются недостаточными, что способствует все увеличивающемуся разрыву между числом обнаруженных и разбраванных аномалий. Это тормозит выявление месторождений флюорита и существенно сдерживает поступление информации, необходимой для выработки надежной методики оценки первичных и вторичных ореолов плавиково-вошпатового оруденения. Представляется целесообразным ввести разработку геохимических аномалий фтора в комплекс задач не только поисково-оценочной стадии, но и стадии поисков.

Условия выполнения минералого-геохимических и горно-буровых исследований отличаются от аналогичных работ предыдущей подстадии поисков, проводимых на открытых, полужакрытых и закрытых территориях, только размерами сети наблюдений. Лишь на площадях с хорошей обнаженностью и сильно расчлененным горным рельефом иногда возможно использование метода составления единичных минералого-петрографических разрезов для изучения и прослеживания зон гидротермального изменения и геохимических аномалий в коренных породах. При опосковании полужакрытых и закрытых площадей пригодно минералогическое изучение рыхлых отложений из горных выработок и особенно из скважин, что помогает выделению механических ореолов тонкоизмельченного флюорита и выяснению соотношений между жильными и рудными минералами для установления формационно-генетического типа и состава их коренного источника. Если по предварительно поставленным опытным работам получены положительные ре-

зультаты, можно использовать в качестве более оперативного при высокой раз-
стве дополнительного атмогеохимического решающей способности для такого
ский газотурбинный метод главным оборудованием. Если флюоритовые жи-
зом для прослеживания под наносами и залежи локализованы в зонах по-
и в коренных породах скрытых частях повышенной проводимости, то хорошие
известных или новых сульфидов результаты дают симметричные элект-
жащих флюоритовых тел. Однако профилирование (СЭП) или метод
полностью возможности метода по СДВР.

неясны: наряду с обнадеживающими. При широком развитии сульфидов в данными имеются негативные оценки флюоритовых рудах и околорудных существенно сужающие перспективы. В породах наиболее приемлем метод вызванного применения [8].

Подробнее остановимся на геофизической методике срединного градиента или методических методах, значение которых вестественного электрического поля. более возрастает по мере перехода Наоборот, если флюоритоносные зале открытые площадей к закрытым. Осадки локализируются в межформационных ву комплекса таких методов, прибрежиях вдоль пологих контактов из-няемых на полузакрытых и закрытых месторождений с перекрывающими алюмо-площадей, составляют высокоточные силикатными породами, вместо про-магниторазведка, электропрофилирование следует применять мето-вения или методы переменных токов в вертикальных электрических зонди-венных электрических полей (ПЭЗЗ) или зондирования в модифи-а также СДВР и НАС. В качестве деформации вызванной поляризации (ВЭЗ-тализированных предусматривают ВП). Комплекс методов при работах методы вертикальных электрических продолжении структур с орудене-зондирований и гравиразведка известном типа в некоторых опорным профилям и на аномальных случаях может быть скорректирован (по данным НАС, литохимии) учетом уже имеющегося опыта ис-ка. По отдельным профилям исследований на подобных месторожде-разведка ставится для предварительных.

ной разведки ставилась для предварительного так-
рай разведки вторичных ореолов. Так, при локальных поисках круп-
главным образом на площадях, выходящих плащеобразных кварц-кальцит-
ленных в результате поисков, конгломератовых метасоматических зале-
промышленное оруденение на изучаемой (в том числе скрытых) таскайнар-
мой территории еще не выявлено. Деского типа [11] оптимальный комп-
этой же цели можно проводить градиентс включает высокоточную гравиметрию или вариометрию. Есразведку, электроразведку ВЭЗ (дета-
же поиски ведутся на флангах жидкокристаллическая ВЭЗ-ВП) и нейтронно-активных полей и месторождений, гравиметрическую (или литогеохимическую) разведку вводится в комплекс как обследование по поверхности (в случае зательный метод. вскрытия залежей руд эрозийным

Рудоконтролирующие и рудопоисковые методы (при поисках слепых рудных тел). Подобный комплекс обеспечивает выявление куки и электропрофилирования. Особое значение имеют поднятий карбонатных эффективны эти методы в случае пород складчатого основания, к которому нередко приурочены стратиформирования. При этом магниторазведка позволяет трассировать гидротермальные залежи флюорита, изучение рельефа межформационной границы, выявление рудоконтролирующих и рудолокализирующих нарушений. Благодаря существенным различиям указанных толщ по плотностным и электрическим свойствам эти задачи решаются достаточно надежно гравиметрией и электропрофилацией; магнитная съемка в силу слабой дифференциации пород (практически немагнитны) неэффективна.

Комплексирование геофизических методов на поисково-оценочной стадии
(1 : 5000—1 : 2000)

Задачи	Электроразведка						Магниторазведка	Гравиразведка	Сейсморазведка	НАС (фторометрия)	Радиометрия, наземная спектрометрия
	ЭП (КЭП, СГ, СЭП и др.)	АФИ и другие индуктивные методы	ВЭЗ	ВП	ЕП	СДВР					
На площадях ожидаемого развития седловидных и пологих стратиформных флюоритоносных залежей в структурах межформационных брекчий в известняках и на контактах их с перекрывающими алюмосиликатными породами											
Выделение антиклинальных поднятий, купольных структур, блоков пород основания			О					О	Д		
Изучение рельефа рудоконтролирующей границы, картирование рудовмещающих пород	О		О					О	Д		
Выделение рудолокализирующих структур по гидротермально-измененным породам	Д			О		Д	Д	Д		О	Д

На площадях ожидаемого развития крутопадающих жил, жильных минерализованных зон в разрывных структурах дробления и повышенной трещиноватости среди гранитоидов и эффузивов

Выделение, картирование гранитоидов							О	О			Д
Картирование вулканогенных рудовмещающих пород	О						О				Д
Изучение разрывной тектоники, выделение и прослеживание рудолокализирующих разрывных нарушений, зон дробления, повышенной трещиноватости	О	Д		Д		Д	О	О			Д
Выделение и прослеживание зон, перспективных на плавиковошпатовое оруденение, по околорудным гидротермальным изменениям пород: окварцевание	О					О	Д				
сульфидизация (пиритизация)	Д			О	О						
карбонатизация	О						Д	О			
скарнирование	Д			Д			О	О		О	Д
оплавление							Д				Д
калишпатизация							Д				Д

ниях и на закрытых площадях рационально симметричное профилирование.

В песчано-сланцевых породах с сульфидно-флюоритовым и кварц-флюоритовым типами руд при широко проявленной минерализации целесообразно симметричное электропрофилирование для прослеживания разрывных нарушений, а на экстремальных участках — нейтронно-активационная фторометрия. Для детализации аномальных зон возможно использование методов вызванной поляризации, естественного поля или радиокип (при сульфидизации рудоконтролирующих зон), срединного градиента (при прослеживании зон окварцевания), а также ПЭМ или градиентометрии для выявления кварц-флюоритовых жил при наносах выше 3 м. В гранитоидах эффективны симметричное электропрофилирование (или метод СДВР) и магниторазведка с последующей постановкой аномальных зон детализационных работ методами нейтронно-активационной фторометрии, срединного градиента или градиентометрии. Иногда полезны эманационная съемка или гамма-профилирование.

В карбонатных и карбонатно-сланцевых толщах рекомендуются электропрофилирование, дипольное или симметричное (СЭП), а при мощных зонах окварцевания и флюоритизации — методы срединного градиента, пьезоэлектрический, нейтронно-активационная фторометрия. Последнюю вообще следует шире использовать на участках с незначительным распространением рыхлых отложений. С помощью НАС достаточно четко обозначаются зоны повышенных значений наведенной активности, отвечающие объектам, обогащенным фтором. Применение этого метода ограничивается, однако, мощностью наносов порядка 3 м. В условиях крайне неравномерного распределения рыхлых отложений нейтронно-активационную фторометрию необходимо дублировать одним из методов выявления кварц-флюоритовых жил и зон оплавления (срединного градиента, ПЭМ, градиентометрии, индукции, СДВР).

Геофизические данные играют существенную роль также при оценке и разбраковке первичных и особенно торичных ореолов фтора, фиксируя

наличие или отсутствие их связи с такими особенностями строения фундамента, как разрывные нарушения, жилы и дайки, зоны гидротермального изменения пород и т. п., что особенно важно при исследовании закрытых и полузакрытых площадей. Вместе с тем надо подчеркнуть, что наиболее полная и надежная оценка геохимических аномалий осуществляется по сумме всех получаемых геолого-геофизических данных. Если в пределах ореола оруденения вскрыто единичным пересечением, места заложения оценочных выработок для прослеживания флюоритовозной зоны или рудного тела по простиранию и на глубину должны намечаться с учетом результатов детальных геофизических работ.

По мере проходки канав и скважин осуществляются каротажные исследования и опробование рудных тел — нейтронно-активационное, бороздовое и керновое.

Комплексирование скважинных и каротажных геофизических методов проводится с целью литологического расчленения пород, выделения продуктивных интервалов в разрезе, оценки их мощности и содержаний флюорита, а также для выяснения перспектив рудоносности околоскважинного пространства (табл. 3).

На кварц-флюоритовых и барит-кварц-кальцит - флюоритовых месторождениях в кислых эффузивах рекомендуется НАК (выделение руд плавикового шпата), рентгено-радиометрический каротаж РРК (выделение руд с баритом, расчленение пород и руд в разрезе по плотности), каротаж естественной радиоактивности ГК (выделение кварц-флюоритовых руд, расчленение пород разреза по уровню радиоактивности), каротаж ГГК-С (селективный) и метод сопротивлений (КС) с целью выделения зон окварцевания и повышенной трещиноватости.

Руды кварц-флюоритовых, барит-кварц-кальцит-флюоритовых, сульфидно-кварц-барит-флюоритовых и сульфидно-флюоритовых месторождений в гранитоидах исследуются с помощью НАК, ГГК-ОР (выделение зон окварцевания), РРК, ГГК-С (выделение и разделение малосульфидных руд), иногда электрического потенциала (скользящих контактов) — МЭП

Комплексирование геофизических методов на месторождениях плавикового шпата

Задачи	Каротаж						Скважинная геофизика		
	КС, ПС и др.	НАК-Г	ГК	ГГК, РРК, ГГК-С, ГГК-ОР	ГНК	Кавернометрия и др.	ПЭМ	ВП	РВП
Литологическое расчленение разреза	О		Д						
Выделение зон гидротермально измененных пород:									
окварцованных	О		Д			В	Д	О	Д
пиритизированных	О		Д			В			
карбонатизированных					Д	В			
скарнированных		О	Д	О		В			
баритизированных		О	Д		Д	В	Д	Д	
оплавленных									
Выделение рудных плавиковошпатовых интервалов, определение их мощности и содержания полезного компонента									
Определение сопутствующих компонентов			Д	О	О	В		О	
Прослеживание и корреляция рудных пересечений по разрезам в межскважинном пространстве:									
кварц-флюоритовых	О	О	Д				О		
и кварц-карбонатно-флюоритовых		О		Д					
кальцит-барит-флюоритовых		О		Д				О	Д
кварц-барит-полиметаллически-флюоритовых								О	О
сульфидно-флюоритовых	Д								

(МСК), КС (выделение руд с сульфидными, зон пиритизации, зон каолинизации), ГК (расчленение пород разреза по естественной радиоактивности и выделение зон окварцевания и других околорудных изменений).

В карбонатных и песчано-сланцевых породах на кварц-флюоритовых и сульфидно-флюоритовых (с кварцем) месторождениях применяются каротаж НАК, ГГК-ОР, МЭП (МСК), КС и ГК.

При изучении редкометалльно-флюоритового оруденения апокарбонатно-грейзенового формационно-генетического типа в комплекс скважинных работ включается гамма-нейтронный каротаж ГНК.

Ныне разработан широкий спектр дополнительных ядерно-геофизических методов каротажа: НАКБ-²⁸Al, НАКТ-⁴⁹Ca, НАК-²⁸Al, СГК-⁴⁰K, НАК-⁴⁹Ca и др. Указанные методы следует использовать при изучении руд соответствующего состава для определения содержаний в них SiO₂, CaCO₃, BaSO₄, полевых шпатов K₂O, Na₂O, Sb, Hg, Pb, W, Sn и других компонентов, а также для учета фтора, связанного со слюдами и т.д. Подробно эти методы по их значению рассмотрены в [5].

Ввиду обычно невысокого выхода флюорита при разбуривании плавиковошпатовых месторождений ядерно-

Таблица

геофизические методы каротажа (ЯГМК) приобретают особое значение, ибо они позволяют определять содержание полезных и вредных компонентов, а также мощности интервалов рудных тел с той же точностью, что и лабораторное опробование. Поэтому результаты ЯГМК важно учитывать при качественной и количественной оценке запасов руд (категория С₂) и их прогнозных ресурсов (категория Р₁) на флюоритовых объектах, где проведены поисково-оценочные работы. Эти методы следует по возможности шире применять также на стадиях предварительной и детальной разведки месторождений плавикового шпата, чтобы увеличить долю бескернового бурения разведочных скважин.

Во всех случаях обязательны кавернометрия и инклинометрия, обеспечивающие контроль за техническим состоянием скважин и получение данных для определения поправок за переменный диаметр скважин при повышенной каверности пород разреза. При необходимости учета влияния влагонасыщенных пород разреза на показания НАК проводится нейтронный каротаж НК-Т.

Для прослеживания зон оплавления в околоскважинном пространстве и корреляции выделенных рудных пересечений между скважинами на участках окварцованных пород могут быть рекомендованы скважинный вариант пьезоэлектрического метода и метод акустического просвечивания, а при наличии сульфидной околорудной минерализации — скважинный вариант метода вызванной поляризации радиоволнового просвечивания.

Использование предложенных комплексов геологических и геофизических

методов обеспечивает получение материалов, анализ которых позволяет с высокой надежностью выбрать месторождения флюорита для предварительной разведки и отбраковать рудопоявления, не имеющие практического значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровко Н. Н. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. Л., Недра, 1979.
2. Вахромеев Г. С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1978.
3. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. Методические рекомендации. М., изд. ИМГРЭ, 1974.
4. Коплус А. В., Гордеева В. А. Рациональное комплексирование методов при крупномасштабных поисках месторождений флюорита. — Разведка и охрана недр, 1979, № 10, с. 21—26.
5. Кошелев И. П., Шишакин О. В., Камышев Б. С. Инструкция по опробованию флюоритовых руд ядерно-геофизическими методами каротажа. Алма-Ата, 1981.
6. Петрищевский А. М., Кортунов В. А., Изосов Л. А. Гравиразведка при структурном картировании и поисках эндогенных рудопоявлений в Приморье. — Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 32—37.
7. Пузанов Л. С. О генетическом типе Эгитинского месторождения флюорита. — Геология и геофизика, 1983, № 4, с. 13—16.
8. Степанов И. И., Вильдяев В. М. К вопросу об источниках паров ртути. — Геохимия, 1984, № 3, с. 437—439.
9. Хесин Б. Э. Особенности геофизических поисков рудных месторождений в альпийских горных областях. — Сов. геология, 1978, № 12, с. 76—86.
10. Шкурко Э. И. Флюоритовая минерализация Приморья. — В кн.: Флюорит. М., 1976, с. 75—95.
11. Юнусов Б. И., Кадырбеков Л. У., Шаймухамбетов Ф. Т. Закономерности размещения флюоритового оруденения Таскайнарского рудного поля. — В кн.: Флюорит. М., 1976, с. 158—168.

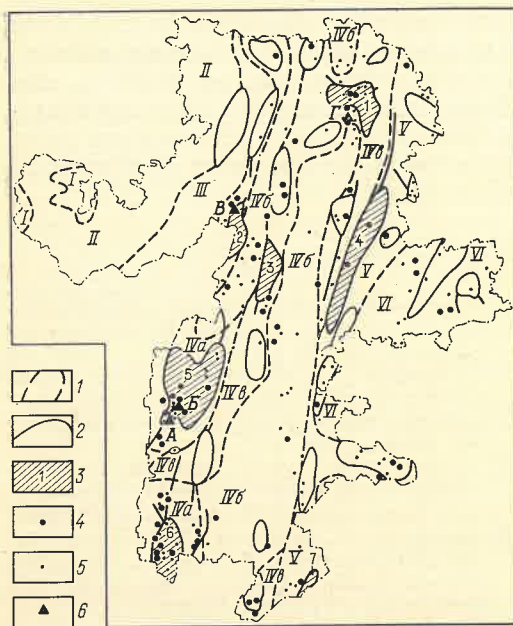
ДК 553.311.2+550.08.053

А. ПЛОХИХ (Челябинская ГРЭ)

Оценка прогнозных ресурсов скарново-магнетитовых руд на Южном Урале

Предприятия черной металлургии Челябинской области работают в основном на привозном сырье. В последние годы выполненные Челябинской геологической экспедицией поисковые

и разведочные работы привели к приросту запасов сидеритов и бурых железняков в Бакальском районе, скарново-магнетитовых руд на месторождениях Малый Куйбас, Круглогор-



Железорудные узлы Челябинской области

1 — Уральские структуры первого порядка: I — Предуральский прогиб; II — Центрально-Уральское поднятие; III — переходная зона от Центрально-Уральского поднятия к эвгеосинклиналям; эвгеосинклиналь; IVa — Тагил-Магнитогорский прогиб, IVb — срединные поднятия, IVc — переходная зона от Тагил-Магнитогорского прогиба к срединным поднятиям; V — переходная зона от эвгеосинклинали к Зауральскому поднятию; VI — Зауральское поднятие; 2 — железорудные узлы; 3 — железорудные узлы с прогнозными ресурсами более 200 млн. т: 1 — Теченский, 2 — Кучуковский, 3 — Большаковский, 4 — Соколовский, 5 — Магнитогорский, 6 — Богдановский, 7 — Берсуатский; 4 — участки возможного обнаружения средних месторождений; 5 — участки возможного обнаружения мелких месторождений; 6 — месторождения скарново-магнетитовых руд: А — Магнитогорское, Б — Малый Куйбас, В — Круглогорское, Г — Теченское

ском, Теченском, валунчатых руд на Магнитогорском месторождении, но изменить соотношение привозных и местных руд в пользу последних не удалось. Поиски магнетитовых месторождений сводятся к выяснению природы аномалии магнитного поля, поскольку все известные руды интенсивно намагничены. К началу одиннадцатой пятилетки в области насчитывалось несколько сотен магнитных аномалий неясной природы.

Скарново-магнетитовые месторождения расположены в уральской авгеосинклинали в прогибах и частично в срединных поднятиях (рисунок). Участки сосредоточения месторождений и перспективных аномалий характеризуются высоким гравитационным полем, фиксирующим вулкано-плутонические комплексы базальтоидного профиля. Последние связаны, по геофизическим

данным, с базальтовым слоем земной коры и мантией, приурочены к определенным структурно-формационным этапам уральского простираения, в плане субизометричны, занимают площади в первые сотни квадратных километров. По принятой на Урале иерархии металлогенических единиц эти магнетитовые комплексы соответствуют железорудным узлам. Для их количественной характеристики введена величина $K = s\Delta g/1000$, где s — площадь локальной положительной аномалии силы тяжести по линии полумагнитной, Δg — интенсивность аномалии в мГл. В Челябинской области выделяются 28 железорудных узлов. Группируясь или вытягиваясь вдоль уральских субмеридиональных структур, они образуют железорудные зоны.

Скарново-магнетитовые руды тяготеют лишь к нескольким интрузивным формациям, выделенным Г. Б. Ферлюдасом и М. С. Рапопортом (табл. 1). Продуктивные интрузивные массивы широкой области железосодержащие, как правило, многофазные, обогащенные межфазное. Широко развитыми с образованием участков осветительных коагматов. Наибольшее удаление на юг от интрузивных массивов наблюдается в направлении к юго-западу. В Челябинской области выделяются 28 железорудных узлов. Группируясь или вытягиваясь вдоль уральских субмеридиональных структур, они образуют железорудные зоны. Скарново-магнетитовые руды тяготеют лишь к нескольким интрузивным формациям, выделенным Г. Б. Ферлюдасом и М. С. Рапопортом (табл. 1). Продуктивные интрузивные массивы широкой области железосодержащие, как правило, многофазные, обогащенные межфазное. Широко развитыми с образованием участков осветительных коагматов. Наибольшее удаление на юг от интрузивных массивов наблюдается в направлении к юго-западу. В Челябинской области выделяются 28 железорудных узлов. Группируясь или вытягиваясь вдоль уральских субмеридиональных структур, они образуют железорудные зоны.

Оруденение формируется в толщах интрузивов. Образование последних происходило на тектоно-магматических этапах, что и объясняет структурно-формационный контроль оруденения. Верхняя возрастная граница рудопроизводства на западе области — восточной части Среднеуральского подъяруса, к востоку она постепенно смещается в восточный восточный подъярус.

Изучение петрохимических, петрофизических ореолов месторождений, физико-геологическое моделирование рудных полей и месторождений способствовало оценке их глу-

Распределение скарново-магнетитовых руд в интрузивных формациях

Формация	Площадь, км ²	Запасы*, млн. т		Удельная продуктивность, млн. т/км ²	
		1	2	1	2
Гранитоидная	3100	—	30	—	0,01
Монцодиорит-гранитная	1540	50	420	0,03	0,27
Тоналит-гранитная	3230	30	300	0,01	0,10
Габбро-сиенитовая	140	80	230	0,56	1,62
Габбро-граносиенитовая	540	640	1200	1,19	2,22
Габбро-диорит-гранитная	3880	240	2120	0,06	0,55
Прочие формации	6690	—	—	—	—

* 1 — известные проявления; 2 — с учетом прогнозных ресурсов.

боких горизонтов и флангов [4]. На этом этапе получены представления о возможных запасах ожидаемых месторождений, условиях их залегания. Многие аномалии получили однозначную отрицательную оценку.

Дальнейшее изучение аномалий и рудопроявлений велось распознаванием образов с учетом геологических данных, а результаты первого этапа вошли как составная часть в более широкое описание объекта, которое содержит 154 признака: 108 геологических и 46 геофизических. В эталонном массиве 100 уральских месторождений и 50 «пустых» участков. Применялся алгоритм целевого упорядочения и классифицирования объектов «Каскад-II», разработанный В. В. Бабичем [8]. Из информационного массива последовательно выделялись объекты разной крупности: «пустые», с запасами до 10 млн., 10—50 млн. и более 50 млн. т. Для крупных объектов дана количественная оценка прогнозных ресурсов. На каждом этапе распознавания паспорт минимизирован. Так, при количественной оценке крупных объектов действует 64 признака. После сопоставления результатов интерпретации аномалий разными методами и принятия решений в противоречивых ситуациях определены прогнозные ресурсы аномалий. Лишь 15 % аномалий и рудопроявлений признаны перспективными на обнаружение промышленных месторождений скарново-магнетитовых руд.

Укрупнение оценок — вычисление прогнозных ресурсов участков, рудных

узлов, зон и области в целом возможно по формуле

$$P = \sqrt{\sum_{i=1}^n P_i^2},$$

где n — число объектов на участке, P_i — ресурсы каждого из них. Одновременно для контроля на каждом уровне прогнозирования применялись методы распознавания образов с малым числом эталонов, вероятностные, статистические методы. Определена, например, продуктивность магматических центров базальтоидов как сумма запасов известных месторождений, попадающих в пределы аномалии силы тяжести. Удельные продуктивности близки в четырех рудных узлах — Теченском [5, 5] Кучуковском [4, 7], Большаковском [4, 6], Магнитогорском [4, 9]. Среднее из четырех значений принято для расчета продуктивности других рудных районов, величина K которых известна. Близки значения удельной продуктивности этих четырех узлов и с учетом прогнозов по ним (соответственно 8,5; 19,5; 13,4 и 12,6 млн. т на единицу K). При вычислении продуктивности магматических центров вводился коэффициент, учитывающий долю продуктивных формаций в интрузивном комплексе. Методом удельной продуктивности находятся, таким образом, два значения прогнозных ресурсов рудного узла — с учетом и без учета прогнозных ресурсов эталонов.

Проведенными исследованиями установлено, что месторождения скарново-магнетитовых руд с запасами более 300 млн. т (для Южного Урала крупные) могут быть обнаружены только в Тагило-Магнитогорском прогибе. В Богдановском рудном узле крупное месторождение возможно в карбонатных горизонтах березовской свиты нижнего карбона к югу, западу и северу от Богдановского интрузивного массива на глубинах 1000 м и более. В пределах Магнитогорского рудного поля благоприятным является карбонатный горизонт улутауской свиты среднего девона, вскрытый одиночными скважинами под верхнедевонскими порфиритами. Глубина залегания возможного крупного месторождения и здесь не менее 1000 м, ожидаемые за-

лежи пологие. Среднее месторождение может быть открыто на разных глубинах в пределах почти половины железорудных узлов.

В Тагило-Магнитогорском прогибе располагается пять железорудных узлов. К Магнитогорскому относятся выделяемые в настоящее время Остроленская железорудная зона и северная часть Магнитогорской железорудной зоны — Магнитогорское рудное поле. Последнее наиболее изучено на Южном Урале. Геологическая позиция рудного поля по современным критериям наиболее благоприятная для рудообразования, а строение его способствует локализации оруденения. Скарново-магнетитовые тела залегают в основном в карбонатных породах осадочной толщи березовской свиты ($C_1t_2-v_1$). Рудоносны также измененные эффузивы вышележащей диабазовой толщи (C_1v_1), карбонатные породы этой толщи. Даже в той части рудного поля, где рудовмещающие толщи залегают на глубинах до 1000 м, опосредованность их не более 40 %.

В северо-восточной части рудного поля в последние годы двумя скважинами установлен мощный горизонт скарнированных известняков среднего девона, в пределах которого возможно промышленное скарново-магнетитовое оруденение. Рудные тела могут быть найдены также в останцах и прослоях рудовмещающих пород в пределах расслоенных интрузий, под интрузиями, в дорудных габбро и трещинах. В основном ожидаются небольшие рудные залежи. Несколько аномалий магнитного поля, допускающие существование рудных тел значительных размеров, предполагается разбить в ближайшие годы. Небольшие прогнозны ресурсы категории P_1 связываются и с известными месторождениями рудного поля — Магнитогорским, горы Березовой, Димитровским, Подотвальным, Малый Куйбас.

В Богдановском железорудном узле во многом подобном Магнитогорскому основные перспективы связываются кыновским горизонтом березовской свиты, пока нигде не вскрытым. Покрытие этого горизонта предполагает по данным физико-геологического картирования. Есть карбонатные горизонты и в верхней части разреза бер-

зовской свиты. Аномалий магнитного поля, которые не объяснялись бы свойствами пород известной части разреза, в районе мало, прогноз дается по конкретным залежам. Наиболее интересными представляются экзоконтактовые зоны Богдановского и Грязнушенского массивов. К югу от Богдановского массива на уровне 0—500 м в последние годы получено несколько рудных подсечений. Возможны еще рудные горизонты на глубинах 800—1100 и 1200—1450 м. Последний уровень отвечает предположительно кыновскому горизонту.

Севернее выделяется Кучуковский железорудный узел с Круглогорским месторождением. Скарново-магнетитовые руды залегают в карбонатных породах среди базальтоидов среднего девона. Месторождение пока не разрабатывается. Сохраняются возможности выявления рудных тел в необследованном карбонатном горизонте под известными залежами, а также под юго-восточным козырьком Круглогорского массива габбро. В пределах узла интересны также Агрянская, Краснинская, Кундравинские, Уйские аномалии.

Несколько рудных узлов располагаются в переходной зоне от Тагило-Магнитогорского прогиба к внутриэвгеосинклинальному Восточно-Уральскому поднятию. Наиболее интересны Теченский и Большаковский узлы. В первом известны среднее Теченское и несколько мелких месторождений скарново-магнетитовых руд в вулканогенно-осадочных образованиях силура и девона. На многих участках рудоносный горизонт не обследован. Прогнозы связываются с областью погружения рудоносного горизонта к югу и востоку от Теченского месторождения.

В Большаковском узле в последние годы выявлено Краснокаменское месторождение скарново-магнетитовых руд, прогнозны ресурсы которого P_1 оцениваются в 150 млн. т на глубинах 800—1100 м. Аномалия магнитного поля от этого месторождения составляет на поверхности земли 250 нТл, очень четкая, изолированная. До 20 % площади рудного узла занимают участки, где магнитное поле плавно растет. Природу их предстоит изучить, именно

с этими участками связаны прогнозны ресурсы.

Поисковые работы должны быть сосредоточены в основном в Тагило-Магнитогорском прогибе и его краевых переходных зонах. Перспективы Зауральских структур в восточной части весьма проблематичны. Прогнозные ресурсы рудных узлов Зауралья малы, хотя отдельные аномалии могут отвечать средним месторождениям. К средним мы относим месторождения с запасами более 50 млн. т на глубинах 0—600 м, более 100 млн. т в интервале 600—1200 м, более 200 млн. т глубже 1200 м.

Прогнозные оценки позволили определить минимальные объемы поисков скарново-магнетитовых руд в Челябинской области, если результаты дальнейших исследований в этом направлении будут отрицательными. Необходимо пробурить одиночные скважины на участках, признанных перспективными на обнаружение промышленных месторождений (в настоящее время их около 80). В благоприятных случаях бурение может быть заменено геофизическими работами методом искусственного подмагничивания. В ходе поисков и сопутствующих исследований могут быть получены новые методические результаты и представления о рудоконтролирующих факторах, которые позволят сократить объемы работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алференко Г. П., Ланда Е. И. Оценка параметров намагниченных тел при минимальной априорной информации. — Геология и геофизика, 1978, № 5, с. 129—131.
2. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Тагило-Магнитогорского мегасинклинария/Я. Н. Белевнев, В. В. Науменко, В. П. Бухарев и др. — Разведка и охрана недр, 1981, № 9, с. 17—19.
3. Плохих Н. А. Об оценке природы геофизических аномалий на Урале. — В кн.: Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовых руд. М., изд. ВИМС, 1977. с. 71—81.
4. Плохих Н. А. Физико-геологические модели Магнитогорского рудного поля. — В кн.: Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовой формации. М., изд. ВИМС, 1981, с. 78—88.
5. Плохих Н. А. Петрохимические признаки скарново-магнетитовых месторождений на Урале. — Сов. геология, 1982, № 2, с. 78—86.

носовым под названием циклаурского горизонта [7].

Многие исследователи [1, 5, 9] допускали наличие элементов тоарского яруса в верхней части туровой, ацгарской и муашской свит. Позднее выяснилось, что их верхняя часть представлена толщей флишеидного чередования глинистых сланцев и плагиоклазово-кварцевых песчаников (120—200 м), содержащих раннеоарскую фауну. Эта толща отнесена нами к вышележащему горизонту.

Стратотипом циклаурского горизонта может служить фаунистически охарактеризованный разрез сепорской свиты бассейна р. Стори, где выделяются две толщи. Нижняя толща сложена аспидовидными песчано-глинистыми сланцами, алевролитами и плагиоклазово-кварцевыми песчаниками (200 м) с *Oxytoma oppeli* Roll. и *Partschiceras* aff. *partschii* Stur. По фауне и стратиграфическому положению ее можно датировать ранним плинсбахом. Верхняя толща — аспидные и песчано-глинистые сланцы с очень тонкими (до 1 см) прослоями мелкозернистых кварцево-плагиоклазовых песчаников и редко пачками (5—10 м) лава-пирокластических образований спилитовых диабазов и базальтоидов. Обычно эти породы содержат конкреции и кристаллы пирита. В них найдены позднеплинсбахские аммониты *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. cf. subnodosus* Y. et B., *A. striatus* Howarth. Мощность 600—700 м.

Поскольку, двучленное строение горизонта сохраняется по всему региону, вышеописанные толщи могут быть выделены в качестве подгоризонтов. Они имеют трансгрессивный характер и представлены глубокоководными морскими фациями.

В нижециклаурском подгоризонте фауна, пригодная для точной датировки, не найдена, а позднеплинсбахский возраст вышециклаурского подгоризонта подтвержден также редкими находками *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. subnodosus* Y. et B., *Arietoceras* sp. (aff. *algovianum* Opp.) в Абхазии, Сванетии, Хевсуретии, Тушетии и в азербайджанской части Большого Кавказа [1, 2, 14].

Мощность вышеописанных подгоризонтов резко меняется за счет появ-

ления в них мощных эффузивных образований. Например, в бассейнах рек Авадхара и Лашитсе нижециклаурский подгоризонт достигает мощности 520 м (присутствуют кварц-кератофиры и спилит-диабазовые вулканы), а вышециклаурский — до 1200 м вследствие наличия покровов и пластовых жил базальтов, спилитовых диабазов в бассейнах рек Ардон, Терек, Джурмут и в верховьях р. Самур («диабазовый пояс», по Л. А. Варданянцу).

Стратиграфические границы циклаурского горизонта и его подгоризонтов проводятся условно по литологическим признакам.

Хевсуретский горизонт (тоар) объединяет отложения ахейской, гульской, казбегской, собственно хевсуретской, губахской, гудурской и муровдагской свит. Кроме того, в него включены нижние части гудушаурской и мегиканской свит, верхняя флишеидная часть туровой, ацгарской и муашской свит [10]. Название горизонта происходит от наиболее представительной и фаунистически охарактеризованной одноименной свиты, выделенной нами в 1982 г. в Хевсуретии (бассейны рек Аргуни и Андаки).

Стратотипический разрез горизонта обнажается в верховьях р. Аргуни, где на породах циклаурского горизонта согласно залегают следующие толщи.

1. Тонкоритмичное флишеидное чередование черных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями тонко- и среднеслоистых (1—20 см) серых, отчасти пиритсодержащих, кварцево-плагиоклазовых песчаников (250—270 м). По всей мощности наблюдаются многочисленные конкреции кристаллы пирита. В нижней части толщи П. И. Авалишвили собраны: *Dactylioceras* cf. *commune* Sow., *Nautilus ostracoides* Y. et B., *Mytiloides gryphoides* Schloth. (определение К. Ш. Нуцубидзе).

2. Грубое флишеидное переслаивание средне- и толстослоистых (10—40 см) песчано-глинистых сланцев алевролитов и кварцево-плагиоклазовых песчаников с несколькими пластами (0,5—4,0 м) конгломератов и гравелитов в нижней части (300—320 м).

Обломочный материал гравелитов представлен глинистыми сланцами и алевролитами нижележащих пород. В средней части толщи разными исследователями [12, 13] и нами на разных уровнях найдены: *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, *Grammoceras thouarsense* Orb., *G. moorei* Luc., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. dibius* Sow., *M. quenstedti* Pchel., а в верхней — *Dumortieria gunderschofensis* Haug, *D. suevica* Haug, *D. bransoi* Ben., *D. cf. tabulata* Buckm., *Pleidelia mactra* Dum., *P. cf. subcompta* Bon. Эти отложения в бассейнах рек Ардон, Терек и Арагви в 1970 г. были выделены нами под названием «толща глинистых сланцев и песчаников» [3].

Выше залегают глинистые сланцы с фауной нижнего аалена. Толщу 1 по стратиграфическому положению и содержащейся в ней фауне можно отнести к нижеоарскому подъярсу. Кроме вышеотмеченной фауны, в этой толще в Абхазии, Сванетии, Горной Раче, Тушетии, Кахетии и в Азербайджанской ССР найдены: *Harpoceras falcifer* Sow., *H. cf. serpentinum* Rein., *H. mulgraevum* Y. et B., *Hildoceras bifrons* Brog., *H. cf. sublevisoni* Fuc., *Collina* cf. *gemma* Bon. и др. [6, 9, 12, 15], по которым твердо доказывается наличие зон Нагросегас фалцифер и *H. bifrons* в разрезе толщи. Не исключена возможность установления здесь нижней зоны тоарского яруса.

Наиболее богата позднеоарской фауной толща 2. В ее нижней части многими исследователями [1, 3, 4, 12, 13], в разных местах региона собраны: *Haugia* sp. (возможно зона *H. variabilis*), *Poliplectus subplanatus* Opp., *P. discoida* Ziet., *Grammoceras* cf. *striatulum* Sow., *G. quadratum* Bayle, *Pseudogrammoceras* cf. *saemanni* Dum., *P. subregale* Pin., *P. muelleri* Denck. (зона *G. thouarsense*). Четко отличается по фауне и верхняя часть толщи 2. В ней в Хевсуретии, Тушетии и в азербайджанской части Большого Кавказа, помимо вышеотмеченных видов, обнаружены: *Dumortieria levesquei* Orb., *D. bleicheri* Bon., *D. moorei* Luc., *D. exigua* Buckm., *D. cf. costula* Rein., *D. sparsicostata* Haug, *D. striatula-costata* Quenst.,

D. subundulata Brann., *Pleydelia* cf. *crinita* Buckm., характерные для зоны *D. levesquei*.

Обе вышеописанные толщи фацально устойчивы по простиранию и поэтому выделяются в качестве подгоризонтов. Мощность нижехевсуретского подгоризонта колеблется от 120 до 250 м, а вышехевсуретского — от 280 до 500 м. По характеру отложений первый соответствует начальной стадии регрессии, а второй — ее максимуму.

Хевсуретский горизонт связан постепенными переходами с подстилающими и покрывающими отложениями, но четко обособливается по преобладанию песчаников.

Алматский горизонт (аален) объединяет синхронные отложения чата-тапинской, зесхойской, гудушаурской, собственно алматской, джиминской и кархунской свит. В него включены также нижняя часть бурсачирской, верхняя и средняя части мегиканской свит. Эти свиты вместе с вышеописанными тоарскими отложениями (хевсуретский горизонт) В. И. Зесахвили объединены в сорский региональный горизонт [5]. Но поскольку последний по строению разреза соответствует серии, авторы его здесь не рассматривают. Название горизонта происходит от известной алматской свиты, установленной Н. Б. Вассоевичем в Кахетии [10].

Стратотипические разрезы горизонта обнажаются в долинах рек Инцоба (у с. Алмати) и Стори (у с. Лечури), где они детально описаны и фаунистически охарактеризованы М. В. Топчишвили [11]. Здесь алматский горизонт согласно залегает на фаунистически датированных тоарских отложениях. По литологическим особенностям и фаунистическим данным он так же, как и предыдущий горизонт, делится на две толщи.

Нижняя толща — глинистые сланцы и глинистые алевролиты с редкими прослоями (до 10 см) слюистых кварцево-полевошпатовых, отчасти известковистых песчаников, с линзами карбонатного пелитолита и конкрециями глинистого сидерита. Во многих слоях и конкрециях присутствует богатая фауна аммонитов и двустворча-

тых моллюсков: *Leioceras opalinum* Rein., *L. goatzendofensis* Dorn., *Costileioceras costosum* Quenst., *G. subcostosum* Buckm., *Hammatocheras* cf. *subinsigne* Opp., *Tatrophylloceras* cf. *taticum* Pusch., *Mytiloides quenstedti* Pchel., *M. cinctus* Goldf., *M. amygdaloides* Goldf., *Posidonia buchi* Roem. и др., указывающая на ранне-ааленский возраст толщи (200—250 м).

Верхняя толща — средне- и толсто-слоистые слюдистые кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, чередующиеся с пачками тонко- и среднеслоистых глинистых сланцев, аргиллитов, глинистых алевролитов и содержащие линзы песчаных известняков. Конкреции глинисто-карбонатных пород и глинистого сидерита встречаются редко. В толще найдены: *Calliphylloceras nilsoni* Heb., *Tatrophylloceras* cf. *taticum* Pusch., *Costileioceras subcostosum* Dorn., *Ludwigia brandfordensis* Buckm., *L. obtusififormis* Buckm., *L. sublineata* Buckm., *L. cf. murchisonae* Sow., *Graphoceras (Ludwigia) concavum* Sow., свидетельствующие о наличии обеих зон (*L. murchisonae* и *G. concavum*) позднеааленского возраста (250—280 м).

Вышеописанные толщи также выделяются в качестве подгорizontов. Литологическая особенность отложений нижнего подгорizontа — трансгрессивный характер, а верхнего — регрессивный.

Наличие нижеалматского подгорizontа мощностью 200—400 м на севере Абхазии подтверждается находкой *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *Pseudolioceras* cf. *beyrichi* Schloth., в Сванетии — *Tatrophylloceras* cf. *chonomphalum* Vach., в Раче — *Costileioceras costosum* Quenst., в Хевсуретии и Тушетии — многочисленные находками аммонитов зоны *Leioceras opalinum* [12, 13]. В бассейнах рек Ардон, Терек и Арагви фаунистически датированные нижеааленские отложения еще в 1970 г. были выделены нами [3] под названием «толща темных глинистых сланцев с прослоями песчаников». В азербайджанской части Большого Кавказа в литолого-стратиграфических аналогах этого подгорizontа обнаружены: *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Costi-*

leioceras cf. *costosum* Quenst., *Hammatocheras planinsigne* Vach. [1].

Литолого-стратиграфические аналогичные вышеалматского подгорizontа (200—450 м) на изученной территории фаунистически сравнительно слабо охарактеризованы. В Абхазии этот подгорizont установлен лишь в бассейне р. Мзымта по находке *Ludwigia* cf. *murchisonae* Sow., *L. cf. umbilicata* Buckm. [9], а в Верхней Сванетии и Горной Раче — по литологическим признакам. В бассейнах рек Ардон, Терек и Арагви вышеалматский подгорizont нами впервые был выделен под названием «толща песчаников и глинистых сланцев» [3]. В Закавказской Кахетии и в азербайджанской части Большого Кавказа он охарактеризован редкими находками аммонитов: *Graphoceras concavum* Sow., *Ludwigia murchisonae* Sow., *Toxolioceras* cf. *walkeri* Buckm., *T. cf. mundum* Buckm., *L. murchisonae* и *G. concavum*, собранных как предшествовавшими исследователями [1, 11, 12], так и нами. В отложениях алматского горizontа в нескольких местах наблюдаются согласные тела и пластовые жилы спилитовых диабазов, их лавовых брекчий (горы Малая Чура, Чиухи и Шакриани; реки Санаторка, Аутль, Рыбачая).

Мамисонский горizont (байос) как региональное стратиграфическое подразделение выделен В. И. Зеса-швили. Он объединяет синхронные отложения жибианской, собственно мамисонской, мнадонской, шакрианской, хиналугской и нижебайосской джиминской свит, а также верхнюю часть бурсачирской свиты [10].

Стратотипом горizontа может служить разрез шакрианской свиты, впервые описанный П. И. Авалишвили и др. [6]. Здесь он сложен черными и темно-зелеными глинистыми сланцами и аргиллитами, содержащими очень редкие прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников (мощность пород 512 м). В нижней части горizontа найдены: *Sonninia crassispinata* Sow., *Hiperlioceras* sp., *Ludwigia* aff. *brandfordensis* Sow. и др.

Аналогичный литологический состав имеют жибианская (в Сванетии), мамисонская (в Раче) и мнадонская (в Мтиулети) свиты, но в них встречаются

ся пиритовые конкреции и линзы известковистых песчаников. Из этих свит только в мамисонской найден *Partschiceras abichi* Uhl., типичный для верхнего байоса Кавказа.

Мнадонская свита в качестве самостоятельной маркирующей литолого-стратиграфической единицы впервые выделена нами в бассейнах рек Ардон, Терек и Арагви под названием «толща однообразных глинистых сланцев с конкрециями глинисто-карбонатных пород» [3]. В азербайджанской части Большого Кавказа мамисонскому горizontу соответствуют байосская хиналугская и нижебайосская джиминская свиты [1, 10]. Хиналугская свита составляет водораздельную часть и северный склон Главного Кавказского хребта восточнее пер. Салават. Она по сравнению с другими свитами более песчанистая и содержит фауну *Otoites* cf. *sauzei* Orb., *Normanites* sp., *Stephanoceras* cf. *humpriesianum* Sow., *S. scalare* Maske, *Spaeroceras globus* Buckm., *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *Pleuromia goldfussi* Rol., указывающую на наличие трех верхних зон байосского яруса (690 м).

Джиминская свита, слагающая южный склон Главного Кавказского хребта, представлена глинистыми сланцами и аргиллитами, содержащими редкие прослои песчаников и фауну *Otoites* sp., *Spaeroceras* sp. и *Stephanoceras* sp. (250—300 м).

Мамисонский горizont связан постепенными переходами с подстилающими и перекрывающими отложениями. Он трансгрессивен и хорошо прослеживается в разрезах по преимущественному развитию глинистых пород.

Талахианский горizont (бат?) как региональное стратиграфическое подразделение выделен В. И. Зеса-швили в пределах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Он объединяет синхронные образования собственно талахианской, шебарденской и кейванской свит [5, 10].

В качестве стратотипа выбрана талахианская свита, установленная К. И. Чичинадзе в верховьях р. Риони. Она состоит из чередующихся глинистых сланцев, известковистых алевролитов и кварцево-граувакковых песчаников (250—300 м), согласно сменяющих отложения мамисонского горizontа и

трансгрессивно (?) перекрывающихся карбонатным флишем верхней юры.

В бассейнах рек Ардон, Терек и Арагви литолого-стратиграфический аналог этого горizontа выделен нами под названием «толща глинистых сланцев и карбонатных песчаников» [3]. Затем она была названа шебарденской свитой.

В Кахетии литолого-стратиграфический аналог горizontа не установлен. В азербайджанской части Большого Кавказа этому горizontу соответствует кейванская свита, представленная ленточным чередованием глинистых сланцев, известковистых алевролитов и песчаников (200—300 м).

Для датировки горizontа не имеется достоверных фаунистических материалов. По стратиграфическому положению и микрофауне *Trochamina plana* Ant., *Ophthalmidium praecostata* G. Kass., *Astacolus flagelum* Terq., *A. polymorphus* Terq., *Planularia oniceps* Terq. (определения Г. Касимовой) он условно отнесен к батскому ярусу.

Установленные региональные литолого-стратиграфические подразделения (горizontы) ниже- и среднеюрских терригенных отложений хорошо прослеживаются по всему изученному региону и в основном охарактеризованы руководящими зональными видами аммонитов. По объему эти горizontы совпадают с ярусами Международной стратиграфической шкалы, что позволяет упростить сводную легенду средне- и крупномасштабных геологических карт региона (таблица).

Предложенная стратиграфическая схема в настоящее время широко используется при составлении крупномасштабных государственных геологических карт. Кроме того, она положена в основу геологической карты сланцевой юры южного склона Большого Кавказа, по которой осуществляется прогнозирование стратиформных колчеданных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеев В. Б. Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку, 1979.
2. Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Нижняя юра. — В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, 1972, с. 22—39.

Схема корреляции ниже- и среднеюрских отложений

Система			Региональная стратиграфическая схема			Корреляция свит по крупным структурным единицам*		
Отдел	Ярус	Горизонт	Лито-логический состав	Аммонитовые зоны и слои	Мзымта-Сикенской	Сванетской	Казбе-гско-Сары-башской	
Средний	Талахиянский	Бат	Флишоподное чередование средне- и толстослоистых известковистых песчаников и аргиллитов. 300—500 м				Талахиянская, шеварденская и кейванская	
		Мамисонский	Глинистые сланцы и аргиллиты с линзами и прослоями песчаников, редкими породами диабазов. 500—700 м	Parkinsonia parkinsoni Stephanoceras humphreianum Otoites zauzei Sonninia crassispinata	Жибанская	Жибанская	Жибанская, мамисонская, мнадонская, шакирианская и хиналугская; верхняя часть бурсачирской и джиминской	
	Алматский	Аален	Флишоподное чередование средне- и толстослоистых песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев с редкими породами диабазов. 170—600 м	Graphoceras conspavum Ludwigia murchisonae	Верхняя часть чата-лтинской	Верхняя часть зесхойской	Верхняя часть зесхойской, алматской, кархунской, мегиканской и нижняя часть бурсачирской и джиминской	
		Нижний	Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты с конкрециями и линзами пирита, глинистого сидерита. 250—500 м	Leioceras opalinum	Нижняя часть чата-лтинской	Нижняя часть зесхойской	Верхняя часть гудушурской; нижняя часть алматской, кархунской и средняя часть мегиканской	
	Нижний	Хевсуретский	Топар	Флишоподное чередование песчаников, алевролитов, и глинистых сланцев, с линзами известняков и гравелитов. 200—600 м	Dumortiera levesque Grammoceras thourarsense Nauagia variabilis	Бзерпийская и ахейская	Ахейская	Гульская, нижняя часть гудушурской и мегиканской; верхняя часть хевсуретской, гудушурской, муравдагской и гудурской
Нижний			Тонкоритмичное чередование глинистых сланцев и алевролитов, с прослоями пиритовых песчаников, линзами и конкрециями пирита. 180—300 м	Hildoceras bifrons Harpoceras falcifer	Верхняя часть туровой и ацгарской	Верхняя часть муашской	Казбе-гская; верхняя часть муашской и нижняя часть хевсуретской, гудушурской, муравдагской и гудурской	
Циклаурский		Плинебаш	Аспидно-глинистые сланцы с тонкими прослоями (до 5 мм) алевролитов и конкрециями пирита, содержащие редкие породы базальтоидов. 400—1000 м	Amaltheus margaritatus	Нижняя часть туровой и ацгарской	Средняя часть муашской	Циклаурская и белока-нская; средняя часть муашской и верхняя часть сепорской	
		Нижний	Флишоподное чередование глинисто-песчаных сланцев и кварцитовидных песчаников с вулканитами спилитов и кера-тофиров. 250—500 м		Авадхарская и верхняя часть гузайской	Нижняя часть муашской	Нижняя часть сепорской; верхняя часть кистинской и капдагской	
Сванетский		Синемтор	Чередование песчано-глини-стых сланцев, песчаников и гра-велитов с вулканитами спилитов и кварцевых кератофиров, базальными конгломератами. 200—400 м	Paltechioceras elioctum Microderoceras steinmani Vermiceras scylla, V. spiratissimus	Лашинская и нижняя часть гузайской	Сванетская и моргоуль-ская	Сванетская и зопхит-ская; нижняя часть кистинской, сепорской и капдагской	

* Приведены названия ранее выделенных синхронизированных свит и их частей.

3. Вашкидзе И. Г. К стратиграфии верхней части юрской сланцевой серии верховьев рек Ардона, Терека и Арагви. — Изв. Геол. общества Грузии, 1970, т. 8, вып. 1, 2, с. 35—44.
4. Зесашвили В. И. К стратиграфии сланцевой серии верховьев р. Риони. — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси, 1964, с. 225—231.
5. Зесашвили В. И. Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Грузии. Сб. 4. Тбилиси, 1979, с. 120—131. (Тр. Ин-та геологии АН ГССР. Нов. серия, вып. 65).
6. Новые данные о возрасте верхней части юрских сланцев горы Шакриани (Зааза-занская Кахетия)/П. И. Авалишвили, А. М. Гавашели, М. В. Топчишвили, Т. В. Копадзе. — Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 71, № 1, с. 109—112.
7. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Кавказа. Редакторы: Н. В. Безносков, Н. В. Бурштар, В. А. Вахрамеев и др. М., Недра, 1973.
8. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М., 1976, с. 154—207.
9. Панов Д. И., Пруцкий Н. И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Северо-За-

- падного Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 1, с. 94—112.
10. Стратиграфический словарь. Триас, юра, мел. Редакторы В. Н. Верещагин, К. О. Ростовцев и др. Л., Недра, 1979.
11. Топчишвили М. В. К стратиграфии верхней части песчано-сланцевой свиты Зааза-занской Кахетии. — Изв. Геол. об-ва Грузии, 1970, т. 6, № 1, 2, с. 3—9.
12. Топчишвили М. В. Зональное расчленение тоарско-ааленских песчано-сланцевых отложений Большого Кавказа в пределах Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, № 1, с. 105—108.
13. Топчишвили М. В. Стратиграфия тоарско-нижеааленских отложений Тушетии. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Грузии. Сб. 4. Тбилиси, 1979, с. 5—11. (Тр. Ин-та геологии АН ГССР. Нов. серия, вып. 65).
14. Топчишвили М. В., Коринтели Г. С., Гваберидзе Г. Э. К стратиграфии нижнеюрских отложений верховьев р. Ларованисцали (Тушети). — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 75, № 1, с. 126—128.
15. Чихрадзе Г. А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии. — Сообщ. АН ГССР, 1967, т. 18, № 3, с. 623—626.
16. Чихрадзе Г. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, Мещиереба, 1979 (Тр. Ин-та геологии АН ГССР. Нов. серия, вып. 62).

УДК 552.143 : 551.82(234.853)

А. В. МАСЛОВ (ГИН АН СССР)

Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале

В верхнерифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) выделен ряд стратиграфических горизонтов — бедерышинский, юрюзанский, симский, минский и сулеймановский [17]. Первые два горизонта соответствуют бедерышинской подсвите зильмердакской свиты и катавской свите, а симский и минский горизонты в объеме от кровли известняков катавской свиты с *Malginella* до подошвы карбонатной пачки, предшествующей слоям с *Conophyton milordovi* var. *krylovi* R a b., объединены в инзерский надгоризонт [15]. Установление и прослеживание синхронных границ в целой серии разрезов позволило автору впервые рассмотреть фациальные и палеогеографические особенности накопления осадков в раз-

личных структурно-фациальных зонах Башкирского мегантиклинория.

В его центральных и восточных районах полному объему инзерского надгоризонта соответствует инзерская свита, представляющая переслаивающиеся между собой песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На западном крыле мегантиклинория границы симского и минского горизонтов не совпадают с границами одноименных свит [14, 15]. В состав инзерского надгоризонта здесь входят подинзерские (симские) слои, инзерская свита (s. stricto) и минская подсвита миньярской свиты [17].

Накопление осадков в течение инзерского времени было, таким образом, значительно более сложным, чем считалось ранее [11]. Кроме того, по

результатам изучения текстурно-структурных особенностей пород собственно инзерской свиты показано существование в бассейне широкого спектра фациальных обстановок.

Полученные автором в 1981—1983 гг. новые данные о строении разрезов, фациальных и палеогеографических условиях накопления осадков инзерского надгоризонта в различных структурно-фациальных зонах позволяют предложить иную схему развития позднерифейского бассейна седиментации на западном склоне Южного Урала. При интерпретации его истории многие исследователи в течение длительного времени исходили из признания ведущей роли в качестве источника сноса восточной окраины Русской платформы [3, 10, 12, 16]. Предполагалось, что наиболее глубоководные и открытые участки морской акватории находились в центральных и восточных районах Башкирского мегантиклинория, а более мелководные тяготеги к его западным флангам и в области современного Предуральяского краевого прогиба сменялись зоной аккумулятивных равнин [12].

Указанные выводы основывались на сведениях о постепенном уменьшении с запада на восток крупности обломочного материала, замерах направления падения косой слоистости, характере изменения мощностей стратиграфических подразделений и на ряде других фактов. В целом они правильно отражают основные закономерности эволюции бассейна седиментации на крупных этапах его истории, но не могут быть использованы для более детальных реконструкций, потребность в которых в настоящее время все более возрастает в связи с проведением работ по геологическому доизучению докембрийских образований Башкирского мегантиклинория.

А. И. Олли [9, 10], Г. Н. Акимовой [1, 2] и рядом других исследователей убедительно доказано, что формирование базальных комплексов верхнего рифея (зильмердакской свиты) происходило за счет размыва гранитоидов и осадочно-метаморфических пород восточной окраины Русской платформы. Наиболее мелководные участки бассейна располагались в это время на западном крыле Башкирского ме-

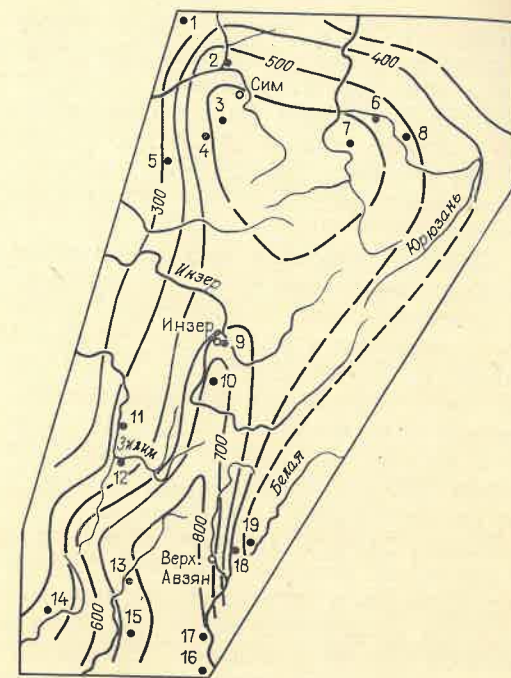


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов и распределения мощностей отложений инзерского надгоризонта

1 — Ивановка; 2 — г. Миньяр; 3 — р. Кузяк; 4 — р. Казмаш; 5 — р. Кисляр; 6 — ст. Вязовск; 7 — г. Кав-Ивановск; 8 — р. Юрюзань; 9 — пос. Инзер; 10 — р. Ямашта-1; 11 — хут. Культамак; 12 — ручей Кузай; 13 — р. Б. Инзер; 14 — р. Урюк (по материалам Э. Х. Алкснэ); 15 — хут. Бикташево; 16 — р. Бугунды; 17 — р. Кальтагау; 18 — р. Ашкарка; 19 — р. Ирля

гантиклинория и к востоку сменялись более глубоководными. Существенно иные закономерности, вытекающие из анализа строения разрезов инзерского надгоризонта, установлены нами для более поздних этапов развития позднерифейского бассейна седиментации.

Многочисленные и относительно хорошо обнаженные разрезы инзерского надгоризонта известны в северных районах Башкирского мегантиклинория по рекам Сатке, Юрюзани, Катаву и в бассейне р. Сим (рис. 1). В нижнем течении р. Сатки у с. Пороги инзерский надгоризонт, всему объему которого соответствует здесь инзерская свита, сложен зеленовато-серыми, желтовато-зелеными аргиллитами и глинистыми сланцами. Маломощные прослои песчаников появляются только в самой верхней части свиты. Мощность отложений инзерского надгоризонта в указанном районе не превышает 250—270 м. Ранее считалось [12], что заметное сокращение здесь мощности

инзерской свиты по сравнению с более южными районами обусловлено влиянием конседиментационного поднятия. Однако оно может быть также связано с незначительной скоростью накопления тонких терригенных осадков удаленных фаций и не зависит от тектоники.

Один из наиболее полных разрезов надгоризонта (650 м) описан автором в северной части Башкирского мегантиклинория на правом берегу р. Катав ниже г. Катав-Ивановска. В его основании залегает пачка переслаивающихся известняков и глинистых сланцев мощностью 5—7 м, сменяющаяся выше 300-метровой толщей темно- и зеленовато-серых алевритистых глинистых сланцев, которые относятся к удаленным фациям морского бассейна. Сланцы, в свою очередь, перекрываются мелководно-морскими отложениями, представленными чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников со значительным количеством аутигенного глауконита. Западнее г. Катав-Ивановска у д. Карауловки на известняках катавской свиты, в отличие от вышеописанного разреза, залегает почти 200-метровая толща красноцветных сильно известковистых алевролитов, а выше по разрезу — пачка переслаивания зеленоцветных алевролитов и песчаников.

Более сложное строение имеет инзерский горизонт в бассейне р. Сима и в Каратауском структурном комплексе [17]. В обоих районах выше известняков катавской свиты с *Malginella* располагаются сероцветные известняки подинзерских слоев, мощность которых возрастает в западном и северо-западном направлениях от 30 м в бассейне р. Куряк до более чем 200 м в районе г. Миньяра и верховьях р. Аши. В бассейне верхнего течения р. Сим известняки подинзерских слоев сменяются вверх по разрезу зеленовато-серыми сильноизвестковистыми алевролитами и комплексом осадков слабо и умеренно подвижного мелководья — песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с мелкой косой и косоволнистой слоистостью, знаками ряби, течения и волнения. Последние, по данным Вл. А. Комара [6], перекрываются известняками со строматолидами *Gymnosolen* aff. *ramsayi* Ste-

in m. и *Katavia karatavica* Kгуl. Указанная толща отделена от слоев с *Conophyton miloradovici* var. *krylovi* Raab., маркирующих верхнюю границу инзерского надгоризонта, терригенной пачкой [15].

Аналогичное строение характерно для инзерского надгоризонта и в окрестностях г. Миньяра. Однако мощность инзерской свиты (s. stricto) по сравнению с разрезами в верховьях р. Сима в этом районе резко сокращена и составляет в разрезе г. Миньяра (по ул. Октябрьской) 105—107 м [17]. Здесь отсутствуют известковистые алевролиты и пачки косослоистых песчаников, типичные для разрезов по рекам Куряк и Казмаш, а сама свита представлена мелкозернистыми зелено- и пестроцветными тонко- и горизонтальнослоистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Пласт доломитов со строматолидами *Conophyton miloradovici* в г. Миньяре наблюдается на правом берегу пруда выше по течению от горнолыжной базы и в карьере над ст. Бьянка. В карьере ниже пласта обнажена пачка пород мелководно-морского генезиса — зеленоцветных и пестроцветных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с маломощными прослоями и линзами строматолитовых известняков. Она, в свою очередь, подстилается толщей светло-серых тонкослоистых известняков с прослоями и линзами плоскообломочных брекчий и строматолидами *Gymnosolen* aff. *ramsayi* Steinm., *Katavia karatavica* Kгуl. [8, 7], *Alternella bianca* Raab., *Cymnosolen* cf. *giganteus*, *Parmites meridionalis* Raab. [13]. Наилучшие обнажения этой толщи в окрестностях г. Миньяра находятся на правом берегу пруда непосредственно выше плотины.

Стратиграфическое положение указанной толщи не всеми исследователями понимается однозначно. По мнению ряда авторов [5, 6, 13, 14, 15], она соответствует минской подсвите миньярской свиты. И. Н. Крылов [8] рассматривает ее в составе подинзерских слоев, сопоставляя терригенную пачку, наблюдаемую по ул. Октябрьской и в железнодорожной выемке вдоль горы с телевизионной вышкой на левом берегу р. Сима, с терриген-

ными отложениями, развитыми между катавской свитой и подинзерскими слоями в бассейне р. Аши.

Автору статьи представляется более правильной первая точка зрения, поскольку включение сероцветных известняков, обнаженных в виде эффектных скал на западной окраине г. Миньяра, в состав катавской свиты приводит к значительному увеличению ее объема, а сами известняки, слагающие скалы, по текстурно-структурным особенностям не имеют ничего общего со «струйчатыми» малгинелловыми известняками, характерными для верхней части катавской свиты. Последние встречаются уже на вершине утеса Красного в районе ж.-д. ст. Миньяр и наиболее хорошо обнажены выше, в карьере щебзавода.

К северо-западу от г. Миньяра мощность отложений инзерского надгоризонта сокращается, главным образом из-за резкого уменьшения мощности инзерской свиты (s. stricto) [6]. Специфическая особенность инзерского надгоризонта в этом районе, так же как и в ряде других разрезов западного крыла мегантиклинория, заключается в присутствии терригенных пород между катавской свитой и известняками подинзерских слоев [5, 10]. В разрезах по правым притокам р. Аши (ручьям Скальному, Банному и др.) на сероцветных «струйчатых» известняках катавской свиты залегает пачка переслаивания алевролитов и глинистых сланцев мелководно-морского генезиса, сменяющаяся вверх по разрезу тонкослоистыми аргиллитами удаленных фаций (обнажения по правому берегу ручья Банного в устье ключа Новый Зорин, по ручью Салдыбаш и др.), выше которых наблюдаются хемогенные и строматолитовые известняки подинзерских слоев. Они, в свою очередь, согласно перекрываются 25—30-метровой пачкой чередования песчаников и глинистых сланцев с прослоями известняков. Выше лежащие доломиты с красноватым оттенком первоначально относились к миньярской свите, но затем стали рассматриваться в составе инзерской [17].

Не менее сложное строение характерно для инзерского надгоризонта в южных и юго-восточных районах Башкирского мегантиклинория. В бассей-

не р. Урюк на известняках катавской свиты, по данным Э. Х. Алкснэ и А. И. Олли [10], залегает пачка глинистых сланцев с редкими прослоями известняков (мощность пачки около 40 м). Выше она сменяется известняками с прослоями сланцев и мощным комплексом мелководно-морских осадков. Таким образом, разрез надгоризонта в бассейне р. Урюк по строению сопоставим с разрезом в верховьях р. Аши.

Несколько по-иному представлен инзерский надгоризонт в среднем течении р. Зилима у хут. Культамак. По данным В. И. Козлова, здесь терригенная пачка в основании подинзерских слоев отсутствует, а внутри инзерской свиты (s. stricto) наблюдаются известняки мощностью около 80 м. Наличие двух карбонатных и двух терригенных пачек в составе надгоризонта сближает разрез у хут. Культамак с разрезами близ г. Миньяра.

В 13 км юго-восточнее, в районе д. Бакеево, расположен один из наиболее полных на западном крыле Башкирского мегантиклинория разрезов верхнерифейских отложений [5, 17]. Несмотря на незначительное расстояние между хут. Культамак и д. Бакеево, строение инзерского надгоризонта у д. Бакеево существенно иное, что, видимо, обусловлено некоторым сближением разнофациальных комплексов по системе субмеридиональных тектонических нарушений в верховьях р. Зилима [4]. В разрезе по ручью Кужай темно-серые известняки подинзерских слоев перекрываются пестроцветными известковистыми алевролитами с глауконитом мощностью около 50 м. Выше после небольшого задержанного интервала обнажена толща переслаивания песчаников, алевролитов и пестроцветных глинистых сланцев с линзовидными прослоями строматолитовых известняков, сменяющаяся сероцветными доломитами со строматолидами *Conophyton miloradovici* var. *krylovi* [17].

Следовательно, разрез инзерского надгоризонта в районе д. Бакеево является промежуточным между разрезами западных районов Башкирского мегантиклинория, где известняки подинзерских слоев непосредственно перекрываются толщей переслаивания

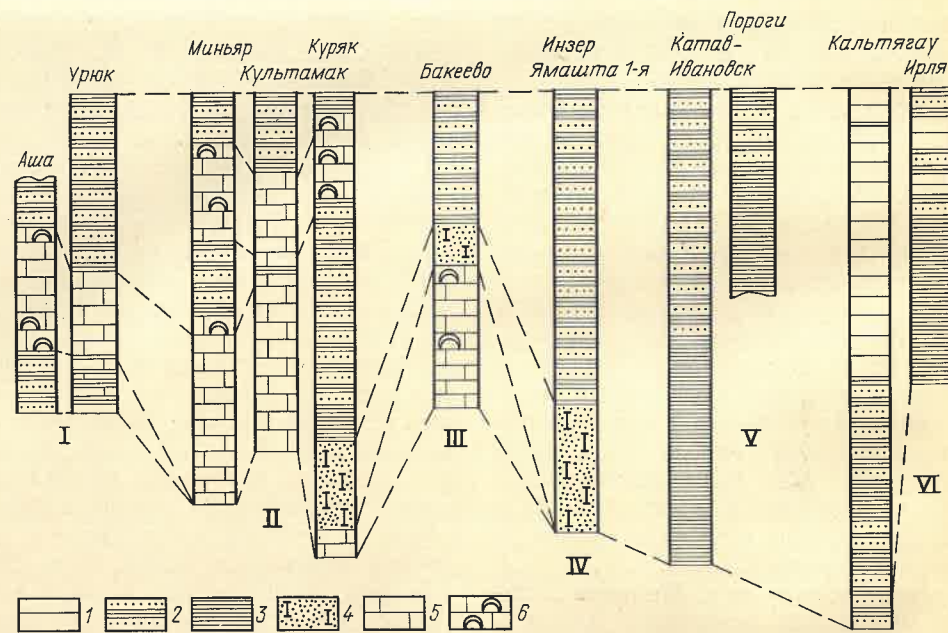


Рис. 2. Типы разрезов инзерского надгоризонта

Тип: I — ашинско-урукский, II — миньярский, III — кужайский, IV — инзерский, V — катавско-саткинский, VI — прибельский; отложения: 1 — прибрежно-морские песчано-алевритовые, 2 — мелководно-мор-

песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (бассейн р. Урюк, р. Аша и др.), и более восточных, в частности, Инзерского синклиория, в которых выше известняков катавской свиты залегают красноцветные известковистые алевролиты и алевропесчаники мощностью около 200 м, сменяющиеся комплексом мелководно-морских терригенных осадков.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория разрезы инзерской свиты, соответствующей, по-видимому, всему объему инзерского надгоризонта, вскрыты по многочисленным правым притокам р. Белой от широты д. Кагарманово на севере почти до с. Старосубхангулово на юге. Инзерская свита, мощность которой в этой полосе изменяется от 400 до 800 м, представлена алевролитами и песчаниками, карбонатные и глинистые породы полностью отсутствуют. Наряду с тонко- и горизонтальнослоистыми мелкозернистыми алевролитами, слагающими нижнюю половину свиты в разрезе у устья р. Ирли и в районе пос. Нижний Авзян, а также ряд пачек в разрезах по рекам Бугунды и Кальтягау и относящихся к удален-

ные песчано-алеврито-глинистые, 3 — тонкие терригенные удаленных зон, 4 — смешанные известково-алевритовые, 5 — карбонатные удаленных зон, 6 — фитогенные карбонатные сублиторальных зон

ным терригенным фациям, в ее составе широко распространены толщи переслаивания линзовидно-косослоистых песчаников и алевролитов, формировавшихся, по-видимому, в прибрежно-морских сублиторальных обстановках.

Приведенные данные показывают, что для инзерского надгоризонта можно выделить шесть типов разрезов, различающихся строением, характером слагающих пород, мощностью, фациальными особенностями накопления осадков и положением в общей палеогеографической схеме бассейна (рис. 2). Первый, западный или ашинско-урукский тип характеризуется преобладанием мелководно-морских терригенных осадков и присутствием в нижней части строматолитовых и хемогенных карбонатов удаленных фаций. Этот тип разреза наблюдается в полосе самых западных выходов верхнерифейских отложений в пределах Башкирского мегантиклинория.

Восточнее, на участке от г. Миньяра и верхнего течения р. Сима до среднего течения р. Зилима, ашинско-урукский тип разреза сменяется вторым — миньярским. Наиболее типично

для миньярского типа разреза наличие двух мощных карбонатных толщ, сложенных известняками прибрежных и удаленных фаций и фитогенными карбонатными породами, формировавшимися в сублиторальных мелководно-морских обстановках. Мощность терригенных мелководно-морских осадков в данном типе разреза по сравнению со всеми другими значительно сокращена.

В верховьях р. Сима отложения инзерского надгоризонта имеют черты строения, присущие как миньярскому, так и третьему — кужайскому типу. Здесь увеличена по сравнению с миньярским типом мощность песчаных и песчано-алеврито-глинистых осадков подвижного и слабоподвижного мелководья, появляются специфическая пачка известковистых алевролитов, характерная для внутренней части инзерского палеобассейна (рис. 3), и две пачки карбонатов, свойственные разрезам миньярского типа.

Третий, кужайский тип разреза развит в верховьях р. Зилима (разрез по ручью Кужай). Инзерский надгоризонт имеет трехчленное строение и представлен известняками удаленных фаций (подинзерские слои), известковистыми пестроцветными алевролитами и комплексом мелководно-морских песчано-алеврито-глинистых осадков. По сравнению с разрезами северо-западных и центральных районов Башкирского мегантиклинория мощность инзерского надгоризонта в этом районе несколько сокращена.

В четвертом — центральном, или собственно инзерском типе разреза преобладают мелководно-морские осадки, слагающие пачки мощностью до 30—80 м, разделенные тонкими терригенными зелено- и пестроцветными осадками удаленных зон морского бассейна. В нижней части разрезов этого типа, распространенных в Инзерском синклиории и северо-восточнее, обособляются пестроцветные известковистые алевролиты мощностью до 200—250 м.

Разрезам пятого и шестого типов также присущ ряд специфических особенностей. Северо-восточный (катавско-саткинский) тип разреза (бассейны рек Катава, Юрюзани и Сатки) характеризуется примерно одина-

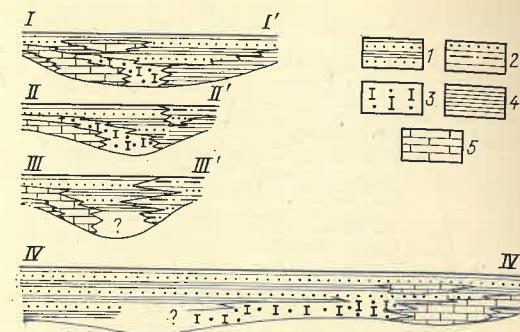


Рис. 3. Схематические литолого-фациальные профили 1 — комплекс песчано-алеврито-глинистых отложений мелководно-морского генезиса; 2 — песчано-алевритовые отложения прибрежно-морского (сублиторального) генезиса; 3 — смешанные известково-алевритовые осадки; 4 — комплекс глинистых осадков удаленных зон; 5 — карбонатные осадки удаленных зон морского бассейна; положение профилей показано на рис. 2

ковым соотношением мелководно-морских песчано-глинистых и собственно морских тонкозернистых глинистых осадков. Последние слагают нижнюю половину инзерской свиты в районе г. Катав-Ивановска и почти полностью разрез у с. Пороги. Юго-восточный (прибельский) тип отличается от всех вышеописанных присутствием мощных толщ переслаивания песчано-алевритовых осадков, формировавшихся, по-видимому, под воздействием приливно-отливных течений в сублиторальных обстановках. Данный тип разреза развит на правобережье р. Белой. В нем с юга на север постепенно сокращается роль мелководно-морских и сублиторальных отложений и увеличивается мощность пачек мелкозернистых алевролитов и слюдинокварцевых сланцев, принадлежащих фациям удаленных зон бассейна (разрезы в устье р. Ирли и др.).

Анализируя состав и строение рассмотренных типов разрезов инзерского надгоризонта в пределах Башкирского мегантиклинория, можно сделать следующие выводы.

1. В течение первой половины инзерского времени, а в ряде районов и на всем его протяжении зоны накопления тонких терригенных илов тяготеют к северо-восточным и восточным районам Башкирского мегантиклинория — от широты пос. Верхний Авзян на юге до бассейна рек Юрюзани и Сатки на севере (рис. 4). Южнее широты пос. Верхний Авзян в указанное время формировались терригенные

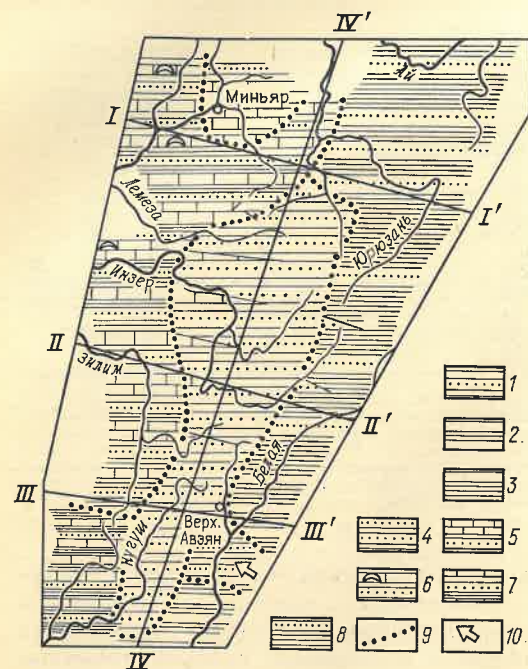


Рис. 4. Литолого-фациальная карта инзерского времени

1—3 — зона прибрежно-морской седиментации с преимущественным накоплением осадков: 1 — песчано-алевритовых сублиторали, 2 — мелководно-морских и сублиторальных песчано-алевритовых, 3 — песчано-алевритовых сублиторали, тонких терригенных отложений удаленных и затишных зон бассейна; 4—6 — зона мелководно-морской и собственно морской седиментации с накоплением осадков: 4 — песчано-алеврито-глинистых, 5 — хемогенных карбонатных с подчиненными им кластическими образованиями, 6 — терригенных и карбонатных; 7 — зона формирования мелководно-морских песчано-алеврито-глинистых и терригенно-карбонатных осадков удаленных зон бассейна; 8 — зона открытого моря с преобладанием тонких терригенных илов; 9 — границы фациальных зон; 10 — предполагаемое направление привноса кластического материала

прибрежно-морские сублиторальные и мелководно-морские отложения. Эта зона представляла собой, вероятно, незначительно погруженный относительно более северных и западных районов блок, подверженный влиянию приливно-отливных течений.

2. В центральных районах инзерского палеобассейна в течение всего рассматриваемого временного интервала происходило устойчивое накопление мелководно-морских осадков, и только в начале инзерского времени формировались смешанные известково-алевритовые илы. На западном крыле Башкирского мегантиклинория мощность терригенных комплексов заметно сокращается, и в ряде районов начинают преобладать карбонатные осадки удаленных фаций и мелководно-морские (сублиторальные) фитогенные

известняки (ашинско-урюкский, миньярский и кужайский типы разрезов, см. рис. 4).

3. Постепенное замещение в инзерском надгоризонте сублиторальных комплексов, развитых на юго-востоке Башкирского мегантиклинория, мелководно-морскими терригенными отложениями в центральной части структуры при одновременном уменьшении их мощности, а также появление и постепенное увеличение в составе надгоризонта в западных разрезах карбонатных пород удаленных фаций (см. рис. 3) позволяют предполагать, что наряду с северо-восточной областью открытого моря, где накапливались тонкозернистые терригенные илы, существовала западная область морской карбонатной седиментации.

4. Возможно, к западу от последних выходов докембрийских отложений, в районе Предуралья передового прогиба, в составе инзерского надгоризонта вообще отсутствуют терригенные отложения. Но связано это не с существованием здесь конседиментационных поднятий и выклиниванием на их сводах обломочных горизонтов [16], а с отсутствием привноса кластического материала из восточных и юго-восточных районов Башкирского мегантиклинория.

5. Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что на ранних этапах развития позднерифейского бассейна седиментации на западном склоне Южного Урала (зильмердакское и катавское время) основным поставщиком кластического материала служили восточные районы Русской платформы. Впоследствии влияние западных источников сноса, по-видимому, постепенно нивелировалось и произошла дифференциация палеоландшафтов с обособлением двух областей собственно морской седиментации, размеры же морского бассейна по сравнению с ранними этапами значительно увеличились.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов Г. Н. О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5, с. 1099—1101.

2. Акимов Г. Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. — В кн.: Мат-лы по стратиграфии и тектонике Урала. Л., 1967, с. 162—168. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 144).
3. Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолгиздат, 1946.
4. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974.
5. Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М., Наука, 1982.
6. Комар В. А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50—60.
7. Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М., Наука, 1963. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 69).
8. Крылов И. Н. Стратиграфия и микрофосилии миньярской свиты рифея Южного Урала. — Сов. геология, 1983, № 6, с. 60—72.
9. Олли А. И. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Уфа, 1937. (Тр. Геол. упр. Башк. АССР, вып. 6).
10. Олли А. И. Древние отложения западного

склона Урала. Саратов, изд. Саратовского гос. ун-та, 1948.

11. Олли А. И., Романов В. А. Доордовикская история тектонического развития Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 7. Уфа, 1960, с. 3—33.
12. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР/Б. М. Келлер, В. Г. Королев, М. А. Семихатов и др. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4. Геология докембрия. Л., 1968, с. 82—94.
13. Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М., Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 273).
14. Раабен М. Е. Миньярская свита Южного Урала — литофациальное подразделение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 56—66.
15. Раабен М. Е., Комар В. А. Граница нижнего и верхнего караватия в уральском стратотипе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 84—96.
16. Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., Наука, 1973.
17. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Отв. редакторы Б. М. Келлер, Н. М. Чумаков. М., Наука, 1983. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 377).

УДК 551.763.1(571.121)

Г. Н. КАРЦЕВА, Л. Л. КУЗНЕЦОВ (ВНИИОкеангеология)

Суходудинская свита нижнего мела запада Енисей-Хатангского прогиба

На рассматриваемой территории выявлена приуроченность к песчаным горизонтам суходудинской свиты (Южно-Соленинское, Северо-Соленинское, Пелятинское и Казанцевское локальные поднятия, осложняющие Танамский свод) газовых и газоконденсатных залежей (некоторые из них с нефтяными оторочками). В пределах Малохетского и Рассохинского прибортовых валов в отложениях свиты залежи углеводородов не установлены.

В 1965—1982 гг. суходудинская свита была вскрыта многочисленными глубокими скважинами на всех поисково-разведочных площадях и в различных структурно-фациальных зонах прогиба (рис. 1). Ее изучением занимался ряд научно-исследовательских (ЗапСибНИГНИ, СНИИГГМС, НИИГА) и производственных организаций. В результате на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Тюмени [6] была принята схема расчленения свиты. Появились также работы [1, 3, 4, 5], в которых освещено строение ее разрезов. Однако вопросы стратиграфии суходудинской свиты до сих пор остаются дискуссионными и решаются разными авторами неоднозначно.

Детальные литолого-стратиграфические исследования, проведенные в 1979—1982 гг. в западной части Енисей-Хатангского прогиба, позволили на основе дополнительного фактического материала пересмотреть существующие

представления о стратиграфии свиты. Это вызвано повышением требований к надежности и детальности стратиграфических построений в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности региона.

В соответствии с унифицированной схемой [6] под суходудинской свитой мы понимаем толщу переслаивающихся глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых пород, заключенную между морской преимущественно глинистой нижнехетской и континентальной, в основном песчаной, малохетской свитами (рис. 2). В разрезе нижнего мела западной части прогиба суходудинская свита хорошо выдержана и четко фиксируется на каротажных диаграммах.

Формирование ее осадков происходило в сложной палеогеографической обстановке в период регрессии валанжинского моря, в бассейнах с неустойчивым режимом осадконакопления типа опресненных морских заливов, лагун, озер и прибрежных равнин, периодически заливавшихся морем [7]. Разрез свиты неоднороден по составу, в нем отсутствуют регионально выдержанные маркирующие горизонты. В породах содержится обедненный комплекс фауны — мелкие двусторчатые моллюски обычно плохой сохранности и фораминиферы.

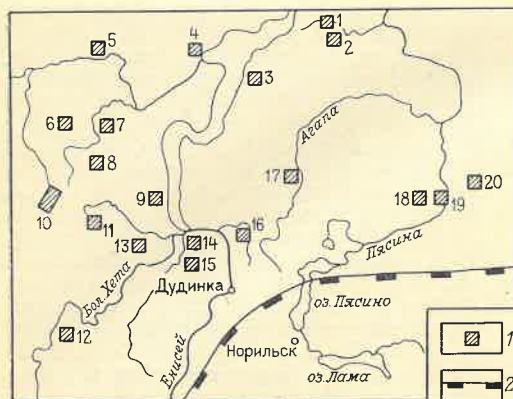


Рис. 1. Схема расположения разведочных площадей 1 — разведочные площади: 1 — Гольчихинская, 2 — Хабынская, 3 — Яковлевская, 4 — Дерябинская, 5 — Танамская, 6 — Паютская, 7 — Среднеярская, 8 — Казанцевская, 10 — Соленинская, 11 — Мессояхская, 12 — Сузунская, 13 — Зимняя, 14 — Малохетская, 15 — Долганская, 16 — Суходудинская, 17 — Озерная, 18 — Джангодская, 19 — Рассохинская, 20 — Среднеясинская; 2 — граница Сибирской платформы

Еще В. Н. Сакс [8] обратил внимание на ритмичное строение суходудинской свиты. Нами в основу этой стратиграфической схемы положены закономерности ритмичного строения разреза с учетом его вещественного состава и палеонтологической характеристики. В разрезе свиты выделены четыре крупных ритма (макроритмы), а в каждом из них — ритмы более низкого порядка (мезоритмы). В основании ритмов залегают преимущественно песчаные породы, сменяющиеся вверх по разрезу глинисто-алевритовыми образованиями, нередко с прослоями углистых аргиллитов и углей.

К каждому из четырех крупных ритмов приурочен специфический комплекс фораминифер, что позволяет рассматривать ритмы в ранге подсвит [9]. Таким образом, в разрезе суходудинской свиты мы различаем не три, как сделано в унифицированной схеме [6], а четыре (см. рис. 2) подсвиты. Каждая из них, представляющая собой самостоятельный ритм осадконакопления, характеризуется только ей присущей палеонтологической характеристикой (рис. 3, см. рис. 2).

Первая подсвита широко распространена в погруженных зонах прогиба — на Яковлевской, Дерябинской, Танамской, Паютской, Среднеярской, Пелятинской, Казанцевской и Соленинской площадях (см. рис. 1). Повсюду она залегает на породах нижнехетской свиты согласно и только на Соленинской площади — с размывом. На прибортовых валах прогиба (Рассохинском, Малохетском) и южных моноклиналях отложения первой подсвиты отсутствуют.

Нижняя ее граница на каротажных диаграммах проведена по преобладанию участков с более высокими проницаемостью и кажущимся сопротивлением по сравнению с породами нижнехетской свиты.

На Пелятинской, Среднеярской, Казанцевской, Соленинской и Озерной площадях первая подсвита состоит из равномерно чередующихся песчано-алевритовых и глинисто-

алевритовых пачек. На Яковлевской, Дерябинской и Танамской площадях в ее разрезе существенно возрастает количество глинисто-алевритовых пород, а песчаники приобретают подчиненное значение.

Первая подсвита — основная продуктивная толща суходудинской свиты. Там, где она имеет четко выраженное ритмичное строение, к ней приурочены газоконденсатные залежи песчаных горизонтов сд_{IV}—сд_{IX} (Пелятинское, Южно-Соленинское, Северо-Соленинское и Казанцевское месторождения). В наиболее погруженных частях прогиба (Дерябинская, Яковлевская, Среднеярская и другие площади), где в разрезе мезоритмов преобладают алеврито-глинистые разности, а песчаные горизонты менее распространены, залежей углеводородов не обнаружено.

Песчаники и алевриты первой подсвиты неоднородные, светло-серые, серые, нередко с зеленоватым оттенком, преимущественно мелкозернистые. В песчаниках наблюдаются угловатые и полуокатанные обломки алевритов и аргиллита, прослой и линзовидные включения угля. Аргиллиты в разной степени алевритистые темно-серые, с линзочками алевритов и песчаника. Для всех разностей пород характерна слоистость — тонкая горизонтальная, линзовидная, иногда штриховатая, подчеркнутая обугленным детритом, обломками слюды, линзочками аргиллита, алевритов, угля. Наблюдаются флюидальные текстуры, конкреции пирита и сидерита.

По всему разрезу встречаются мелкие неопределимые двустворчатые моллюски. На Озерной, Яковлевской, Дерябинской, Пелятинской и Казанцевской площадях Н. В. Шаровской определен комплекс фораминифер — *Recurvovoides obskiensis* Rom., *Haplophragmoides* (?) *infracretaceous* Mjatl., *Evolutionella grandis* (Rom.), *Glomospira intrita* Bass., *Marginulina zaspelovae* Rom., *Lenticulina pseudocartica* E. Ivan., *L. ex gr. novella* Vass., *L. ex gr. munsteri* Roem., *L. modica* Schagov., *Globulina ex gr. chetaensis* Bass., являющийся аналогом комплекса с *Pseudolamarcckina tatarica*, широко распространенного в отложениях берриаса — нижнего валанжина на севере Западной Сибири и в мезозойских прогибах Средней Сибири. В западной части Енисей-Хатангского прогиба аналогичный комплекс известен из отложений нижнехетской свиты.

Спорово-пыльцевой спектр суходудинской свиты, выделенный на тех же площадях, что и фауна, не отличается от такового нижнехетской свиты. В нем преобладают споры рода *Leiotriletes* и сем. *Schizaeaceae*. Из других спор отмечаются *Todites* spp., *Osmundopsis* sp., *Lycopodium* spp., *Selaginella* sp., споры папоротников сем. *Gleicheniaceae* и рода *Cibotium*.

В пыльцевой части комплекса доминируют юрские реликтовые формы — пыльца протопинов представителей сем. *Pinales* (*Protopicea* spp. и *Protopinus* spp.), а также рода *Podocarpus*, слабо дифференцированная пыльца *Paleoconiferus* spp. и *Protoconiferus* spp. К пыльце хвойных растений примешивается пыльца *Cuscadaceae*, *Bennettitaceae* и *Ginkgoaceae*. Приведенные комплексы фораминифер, спор и пыльцы свидетельствуют о ранневаланжинском возрасте первой подсвиты.

Поскольку в опорном разрезе на Яковлевской площади в 40 м ниже подошвы суходудинской свиты найден аммонит *Polyptychites stubendorffi*, мы полагаем, что первая подсвита принадлежит зоне *Polyptychites michalskii* нижнего валанжина.

Мощность отложений первой подсвиты максимальная (264—500 м) в погруженных зонах прогиба, на Яковлевской площади она составляет 142 м, на Соленинской — неполная, 129—176 м.

Вторая подсвита (66—128 м) выделена на тех же площадях, что и первая, а также на Среднеясинской. Нижняя ее граница проведена по подошве мощного песчаного пласта сд_{III}, фиксирующего начало нового ритма осадконакопления. На Соленинской площади его возрастным аналогом является пласт сд_{VIII} [2]. На Среднеясинской площади вторая подсвита с размывом залегает на нижнехетской свите. В пределах высокоамплитудных прибортовых валов прогиба (Малохетский и Рассохинский) отложения второй подсвиты отсутствуют.

Подсвита имеет четкое ритмичное строение только на Пелятинской, Среднеярской, Озерной и Среднеясинской площадях, где над пластом песчаника залегает прекрасная покровка алеврито-глинистых пород с редкими прослоями песчаников. К сожалению, она не выдержана по площади.

На Танамской, Яковлевской и Дерябинской площадях вторая подсвита сложена переслаивающимися песчаниками, алевритовыми и аргиллитами, причем глинисто-алевритовые породы преобладают. Разрез на Паютской площади почти полностью заглинизирован, а на Казанцевской, наоборот, опесчанен.

Продуктивность отложений второй подсвиты (горизонты сд_{II} и сд_{III}) установлена на тех же площадях, что и первой, а их литологические характеристики близки. В породах второй подсвиты наблюдается обилие мелких двустворчатых моллюсков и фораминифер, приуроченных к алеврито-глинистым разностям.

Н. В. Шаровской определен представительный поздневаланжинский комплекс фораминифер с *Globulina praelacrima* (более 30 видов), известный не только в Енисей-Хатангском прогибе, но и на остальной территории Западной Сибири из отложений верхнего валанжина. В этом комплексе определены: *Recurvovoides obskiensis* Roman., *Haplophragmoides sinuosus* Bulyn., *Pseudonodosaria insueta* Bass., *Glomospira intrita* Bass., *Ammobaculites ex gr. subasper* Bulyn., *A. ex gr. artutus* Bulyn., *Marginulina impropria* Bass., *Lenticulina xenia* E. Ivan., *Astacolus trigonius* Bass., *Geinitzinita arctoretacea intercalaris* Gerke, *Globulina praelacrima* Mjatl. и др.

В спорово-пыльцевом комплексе из отложений второй подсвиты по сравнению с первой отмечены небольшие изменения в процентных соотношениях спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных растений. Этот комплекс характерен для валанжинского яруса.

В соответствии с унифицированной схемой вторая подсвита отвечает зоне *Polyptychites polytychus* верхнего валанжина.

Третья подсвита (61—183 м) распространена на всех разбуренных площадях в западной части Енисей-Хатангского прогиба (см. рис. 1). Ее нижняя граница установлена по подошве пласта сд_I [2], которым начинается новый ритм осадконакопления. Подсвита согласно залегает на отложениях второй подсвиты, а на Малохетском и Рассохинском валах, Приенисейской моноклинали — с размывом на породах нижнехетской свиты (см. рис. 3). Для третьей подсвиты характерна невыдержанность и трансгрессивных, и регрессивных мезоритмов даже в пределах одной площади. Промышленная газоносность ее отложений установлена только на Северо-Соленинской площади, где к горизонту сд_I приурочена небольшая газовая залежь.

Сложена третья подсвита переслаивающимися глинисто-алевритовыми породами и неоднородными песчаниками, преимущественно мелкозернистыми. В погруженных зонах прогиба песчаные и глинистые породы находятся примерно в равных соотношениях, тогда как на валах и моноклиналях первые явно преобладают. В верхней половине разреза отмечены пропластки угля.

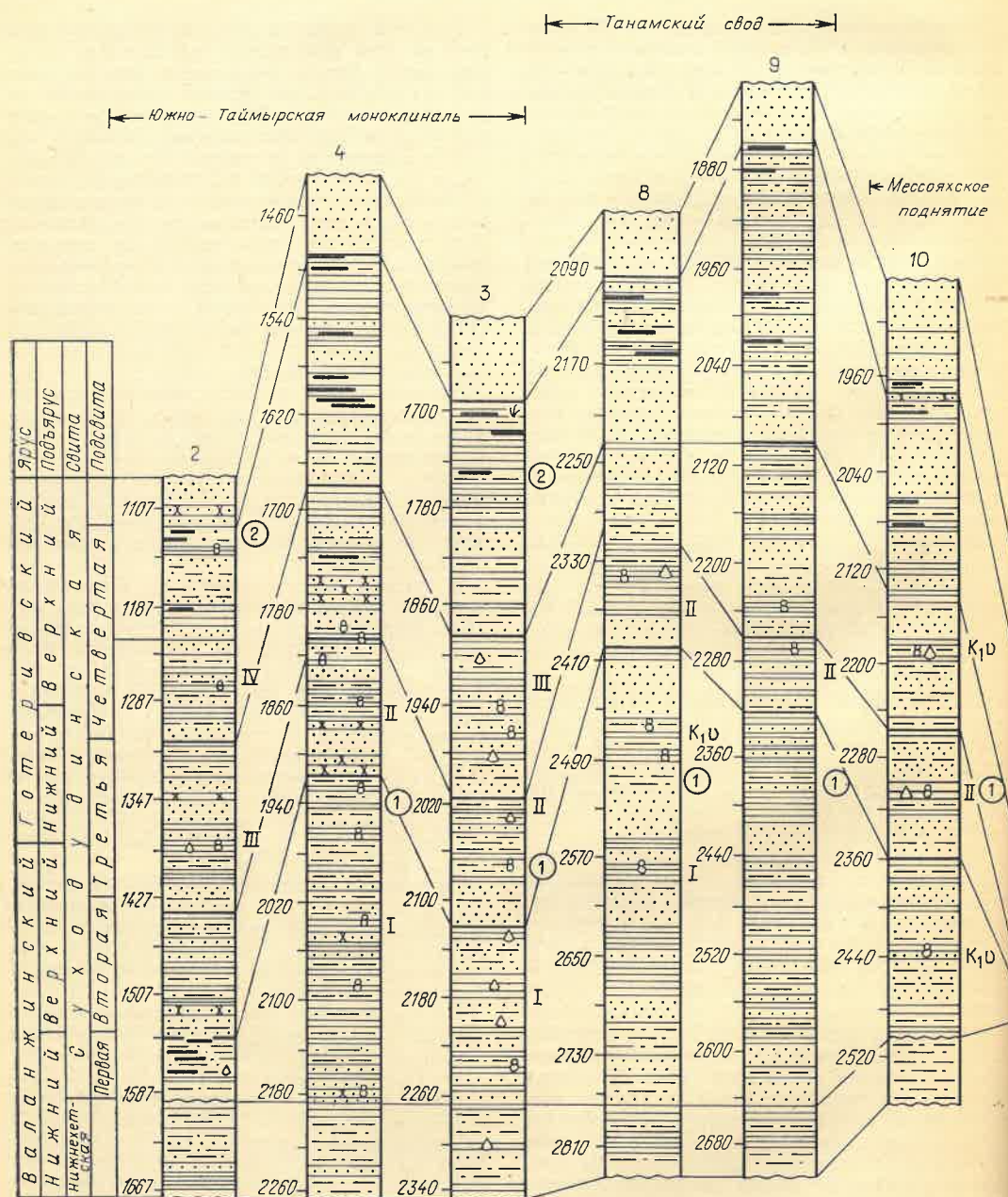
В средней части подсвиты на Яковлевской площади найден двустворчатый моллюск *Lio-strea anabarensis* (Bodyl.), распространенный как в валанжине, так и в готериве. Комплекс фораминифер с *Saccamina* sp. 1 и *Trochammina* sp. 1, выделенный Н. В. Шаровской, очень обеднен и содержит преимущественно примитивные песчаные фораминиферы (кроме видов-индексов) — *Crithionina dubia* Bulatova, *Hyperammina aptica* Damp. et Mjatl., *Glomospirella multivoluta* Rom., *Haplophragmoides* (?) *sinuosus* Bulyn., *Uvigerinammina* sp., характерные для позднего валанжина — раннего готерива.

Спорово-пыльцевой комплекс третьей подсвиты имеет переходный характер от валанжина к готериву. В нем также преобладают споры папоротникообразных, впервые появляются более молодые элементы *Schizaeaceae* (роды *Pilosporites* и *Mohria*).

На основе приведенных палеонтологических данных возраст этой подсвиты определяется как поздневаланжинский — раннеготеривский.

Четвертая подсвита (100—342 м) также вскрыта почти на всех разведочных площадях западной части Енисей-Хатангского прогиба, за исключением Точинской, где она, вероятно, была размыта в предмалохетское время. Эта подсвита согласно залегает на породах третьей подсвиты, нижняя ее граница проводится по смене глинистых пород, преобладающих в кровле третьей подсвиты, песчаными. Залежи углеводородов в четвертой подсвите не обнаружены. На каротажных диаграммах она выделяется низкими значениями КС (4—7 Ом·м), которые на отдельных участках возрастают до 30—60 Ом·м.

В большинстве разрезов четвертой подсвиты обособляются два мезоритма, начинающиеся песчаниками и заканчивающиеся алеврито-глинистыми породами. В погруженных зонах прогиба в разрезе подсвиты соотношение песчаных и глинистых пород примерно равное, тогда как в прибортовых частях первые преобладают. Особенность четвертой подсвиты — присутствие многочисленных линзочек, включе-



ний и невыдержанных прослоев угля. Отмечены скопления в породах растительных остатков, вертикальные корешки растений, обломки древесины, единичные двусторчатые моллюски плохой сохранности (см. рис. 3).

На Хабейской площади в нижней половине подсыты Н. В. Шаровской установлен своеобразный комплекс фораминифер — *Hyperammina aptica* Damp. et Mjatl., *Glomospirella continentalis* Scharov. *Recurvovides* ex gr. *neremovens* Bul., *Schleiferella* (?) *nascens* (Kusina), *Ammoscalaria tenuitestata* Kusina, *A. difficilis* Kusina, *Ammobaculites*

subsaper Bul., *Pseudobolivina* sp. Этот комплекс является аналогом комплекса с *Hyperammina* sp., *Crithionina granum*, известного в Березово-Шаймском районе Западной Сибири из отложений раннего — позднего готерива и указывающего на солончатоводные условия накопления осадков.

На Яковлевской, Хабейской, Джангодской, Малохетской, Долганской и Суходудинской площадях определен более молодой комплекс спор и пыльцы подсыты, характерный для готеривского яруса. В нем споры преобладают над пылью голосеменных растений. Среди

спор доминируют *Leiotriletes* spp. и *Coniopteris* spp. сокращается количество спор сем. *Schizaeales*, но существенно изменяется их состав — появляются споры родов *Pilosporites*, *Appendicisporites*, *Maculatisporites*, *Concavissimisporites*, *Cicatricosisporites*, *Anemiasporites*. Постоянно наблюдаются споры сем. *Gleicheniaceae*. Среди пыльцы доминируют хвойные растения. Приведенные данные, несомненно, свидетельствуют в пользу готеривского возраста отложений четвертой подсыты.

Суходудинская свита на северо-западе Западно-Сибирской низменности по вещественному составу и палеонтологической характери-

часть зоны *Polyptychites michalskii* — поздний готерив (нижняя часть верхнего подъяруса). Первая ее подсыта ранневаланжинская, вторая поздневаланжинская, третья соответствует верхам позднего валанжина — низам раннего готерива, четвертая раннему — позднему готериву.

3. Литологический состав свиты выдержан по площади, однако соотношение пород варьирует в нем в зависимости от структурно-фациальной приуроченности свиты: в погруженных частях прогиба преобладают алевро-глинистые породы, в приподнятых — алевро-песчаные.

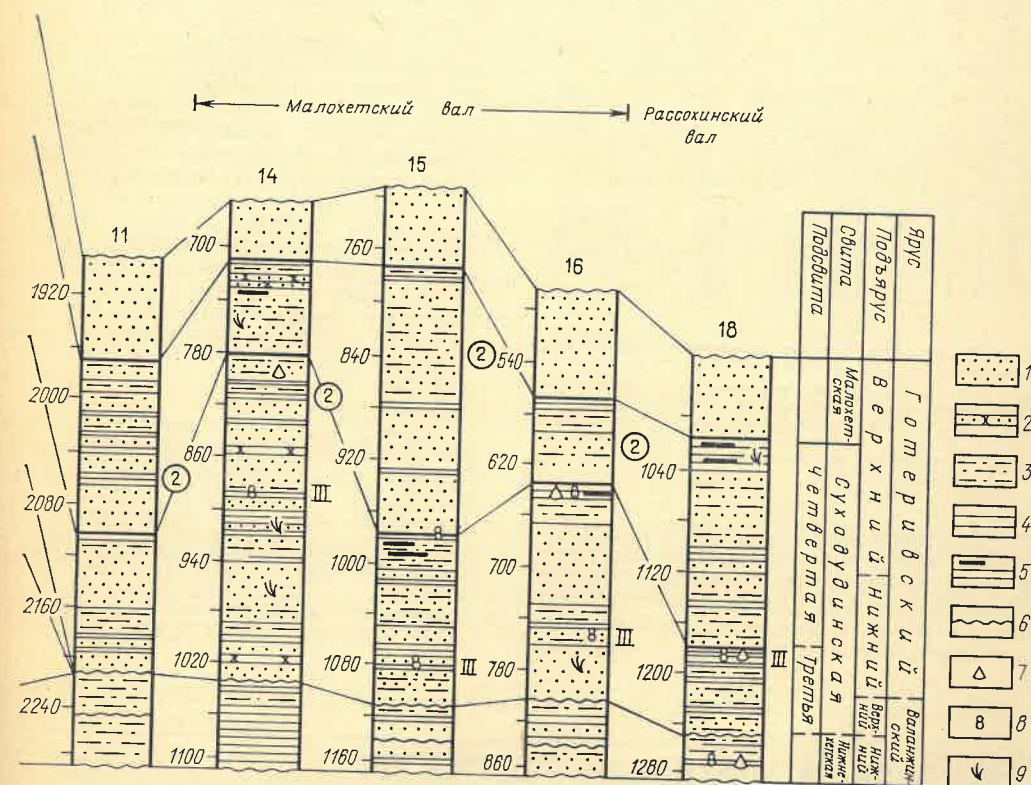


Рис. 2. Схема корреляции опорных разрезов суходудинской свиты

1 — песчаники; 2 — известковистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — уголь; 6 — размыв; 7 — органические остатки; 8 — двусторчатые моллюски; 9 — фораминиферы; 10 — растения; I — IV — комплексы фораминифер: I — с *Pseudolamarckina ta-*

tarica, II — с *Globulina praelacrima*, III — с *Saccammina* sp. 1, *Trochammina* sp. 1, IV — с *Hyperammina* sp., *Crithionina granum*; K_{IV} — валанжинские фораминиферы; комплексы спор и пыльцы (цифры в кружках): 1 — валанжинский, 2 — готеривский; остальные усл. обозн. см. рис. 1

стике соответствует ахской свите, а в центральных районах — верхам мегнионской и низам вартовской свит.

В заключение отметим следующее.

1. Нами разработана уточненная схема стратиграфии суходудинской свиты, в основу которой положена ритмичность строения разрезов. Каждая из четырех выделенных подсыт отвечает самостоятельному ритму осадконакопления.

2. Возрастной диапазон суходудинской свиты охватывает ранний валанжин (большая

4. Установлено наличие полных разрезов свиты (в погруженных зонах) и сокращенных (на валах и моноклиналях).

5. Общая ее мощность испытывает значительные колебания, достигая максимального значения (743—814 м) в полных разрезах и уменьшаясь до 244—352 м в сокращенных.

6. Основные запасы газа и конденсата сосредоточены в первой и второй подсытах на Южно-Соленинском, Северо-Соленинском, Пелятинском и Казанцевском месторождениях. Здесь эти подсыты имеют наиболее четко выраженное ритмичное строение.

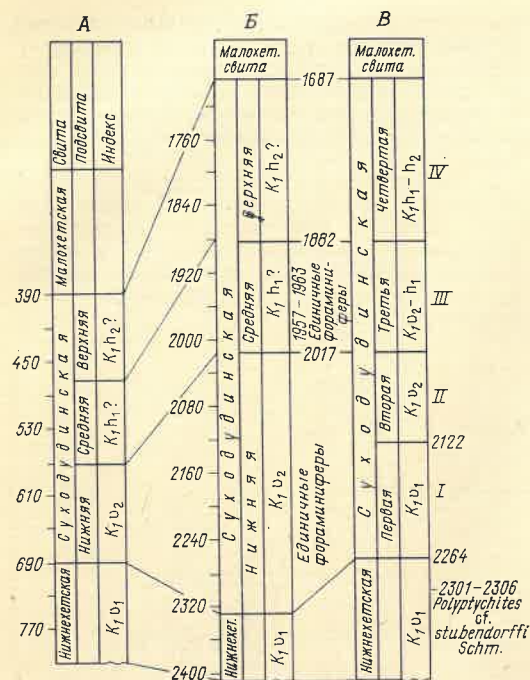


Рис. 3. Схема сопоставления возрастных границ свит в неоме

Разрезы: А — стратотипа суходудинской свиты по унифицированной схеме 1969 г. (скв. 10 Малохетская); В — скв. 1 Яковлевской (по В. Н. Саксу, 1957 г.); В — скв. 1 Яковлевской (по авторам); остальные усл. обозн. см. рис. 2

7. На прибортовых валах прогиба, где отложения первой и второй подбит отсутствуют, а в преимущественно песчаном разрезе третьей и четвертой подбит глинистые части ритмов маломощны и не выдержаны по латерали, залежей углеводородов не обнаружено.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 551.24+553.98(571.12)

Н. В. НЕВОЛИН (ВНИИгеофизика)

Тектоническая природа и нефтегазоносность Прикаспийской впадины

Выяснение природы Прикаспийской впадины имеет большое значение в связи с установленной ее нефтегазоносностью. Существуют разные точки зрения на тектонику впадины. Наиболее широко распространено мнение, что она целиком расположена на дорифейском фундаменте и централь-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булыникова А. А. О расчленении суходудинской свиты в Усть-Енисейском районе. — В кн.: Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1977, с. 65—69. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 121).
2. Кузнецов Л. Л. Строение газовых и газоконденсатных месторождений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 92—109.
3. Кузнецов Л. Л. Индексация и корреляция юрских и меловых продуктивных горизонтов западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л., 1974, с. 29—32.
4. Кулахметов Н. Х., Гудкова С. А., Кислухин В. И. Соленинское газоконденсатное месторождение. — В кн.: Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972, с. 140—150. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 58).
5. Накаряков В. Д., Кузнецов Л. Л. О некоторых изменениях в стратификации отложений неоме в западной половине Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л., 1977, с. 14—17. (Сб. научных трудов).
6. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1969.
7. Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., Недра, 1965. (Тр. НИИГА, т. 146).
8. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Л., Госгеолтехиздат, 1957. (Тр. НИИГА, т. 90).
9. Стратиграфический кодекс СССР. Под ред. А. И. Жамойды. Л., ВСЕГЕИ, 1977.

ная часть впадины в позднедевонско-раннепермское (докунгурское) время представляла собой глубоководный бассейн с некомпенсированным осадконакоплением [13, 14 и др.]. Анализ новых геолого-геофизических данных позволяет высказать принципиально иное представление о тектонической

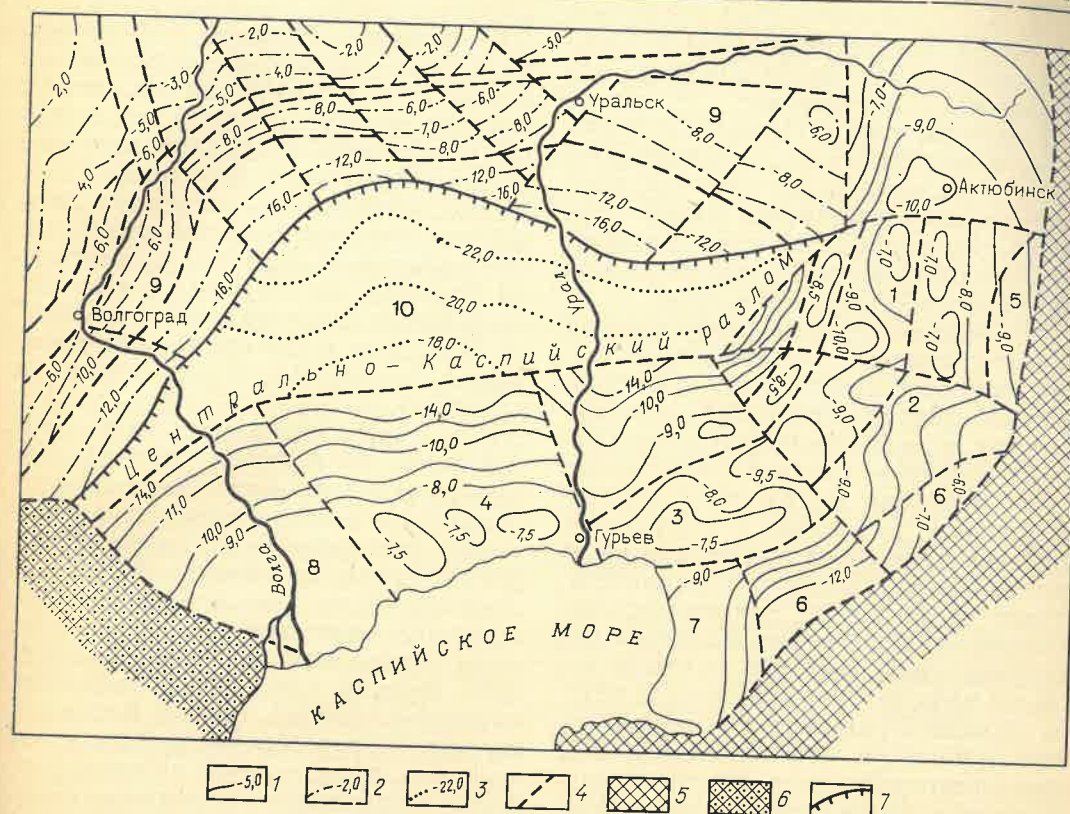


Рис. 1. Структурная карта Прикаспийской впадины по разновозрастному фундаменту

1 — изогипсы преломляющего горизонта Ф₁ (эрозивная поверхность байкальского (?) основания Актыбинско-Астраханской миогеосинклинальной зоны); 2 — изогипсы преломляющего горизонта Ф₂ (поверхность дорифейского фундамента); 3 — изогипсы преломляющего горизонта d₀к (поверхность базальтового слоя); 4 — разломы; 5 — Сакмарская и Южно-Эмбинская миогеосинклинальные зоны с верхнедевонско-нижнекаменноугольной граувакковой формацией;

6 — палеозойский складчатый комплекс Донбасса и края Карпинского; 7 — линия выклинивания гранитного слоя; крупные тектонические блоки байкальского комплекса Актыбинско-Астраханской зоны: 1 — Темирский, 2 — Жаркамысский, 3 — Биикжальский, 4 — Северо-Каспийский приподнятые блоки, 5 — Примугоджарский, 6 — Тугаракчанский, 7 — Каратон-Тенгизский, 8 — Астраханский; крупные тектонические элементы Прикаспийской зоны опусканий: 9 — Заволжско-Утвинская тектоническая ступень, 10 — Каратюбе-Сарпинский прогиб

природе и времени заложения Прикаспийской впадины.

Проведенные исследования показали, что ее формирование началось в раннепермское время в области сочленения юго-восточной окраины Русской платформы (Прикаспийской зоны опусканий) с миогеосинклинальной зоной Урала (Мугоджар) и Средиземноморского пояса, названной Актыбинско-Астраханской. В настоящее время последняя погребена под нижнепермскими и более молодыми осадками восточного и южного бортов Прикаспийской впадины.

Общие черты строения рельефа байкальского основания Актыбинско-Астраханской зоны отражены на рис. 1. На востоке она по Кокпектинскому разлому сочленяется с Сакмарской зоной Мугоджар, которой вместе с Маг-

нитогорским синклином соответствующим региональным Центрально-Уральским гравитационным и магнитным максимумом. На юго-востоке Актыбинско-Астраханская зона по Турсайскому разлому граничит с Южно-Эмбинским поднятием, сложенным, как и Сакмарская зона, верхнедевонско-нижнекаменноугольной (D₃—C₁t—v₂) граувакковой формацией и более древними осадочно-магматическими образованиями [3 и др.]. Указанное поднятие, подобно Сакмарской зоне, также выражено региональными (Южно-Эмбинскими) гравитационным и магнитным максимумами. На юге (в северной части Каспийского моря) Актыбинско-Астраханская зона, по-видимому, по разлому сочленяется с палеозойскими складчатыми комплексами субширотных герцинид (края Кар-

пинского), характеризующимися Северо-Каспийскими гравитационным и магнитным максимумами.

Таким образом, Центральноуральские, Южно-Эмбинские и Северо-Каспийские региональные гравитационные и магнитные максимумы соответствуют палеозойским складчатым комплексам, ограничивающим с востока и юга Актюбинско-Астраханскую зону.

По геологической и геофизической характеристикам Актюбинско-Астраханская зона сходна с миогеосинклинальной зоной Урала (ее западной частью), что подтверждается следующими данными. Согласно материалам ГСЗ, этой зоне и Уральской миогеосинклинали в рельефе поверхности Мохоровичича соответствует прогиб. В потенциальных полях она характеризуется повышенной напряженностью магнитного поля и региональным минимумом силы тяжести, который является непосредственным продолжением Западно-Уральского гравитационного минимума, обусловленного, как показывают расчеты, в основном позднепротерозойским складчатым комплексом (байкалидами) миогеосинклинали Урала (ее западной части) и палеозойскими отложениями Предуральского краевого прогиба. Аналогичную природу, возможно, имеет и Актюбинско-Астраханский региональный гравитационный минимум. Следует заметить, что впервые распространение байкалид в Сакмарской зоне Мугуджар предположил А. Л. Яншин [16], а в восточной части Прикаспийской впадины — Н. С. Шатский [15]. Позже такие представления высказывали и другие исследователи [5].

Перекрываются байкалиды Актюбинско-Астраханской зоны докунгурскими слабодислоцированными средневерхнепалеозойскими (местами, по-видимому, и нижнепалеозойскими) отложениями, вскрытыми некоторыми скважинами до верхнего девона (фаменского яруса) включительно [2]. В подсоловом разрезе прослеживается серия отражающих горизонтов (Π_1 , Π_2 , Π_2^1 , Π_3 и др.) и преломляющий горизонт Ф, приуроченные к эрозионным поверхностям различных литолого-стратиграфических толщ. Горизонт Π_1 соответствует поверхности докунгурских отложений, горизонты Π_2 и

Π_2^1 — породам среднего и нижнего карбона, а горизонт Π_3 , вероятно, на большей части территории относится к подошве верхнего девона. Преломляющему горизонту Ф предположительно отвечает поверхность байкалид [9].

Докунгурские средне-верхнепалеозойские подсоловые отложения Актюбинско-Астраханской зоны представлены формациями, сходными с развитыми в миогеосинклинальной зоне Урала. Их общая мощность колеблется от 1500 м (на поднятиях) до 5000 м (в прогибах).

В составе подсоловых отложений выделены три крупных структурных комплекса, имеющих непостоянный стратиграфический объем в разных частях рассматриваемой зоны. Нижний комплекс, по данным бурения и сейсморазведки (малым значениям пластовых скоростей), на большей ее части терригенный. Вскрытая скважинами верхняя часть этого комплекса мощностью 690 м (скв. 2 Кожасай) относится к турнейскому ярусу и средневерхнепалеозойскому подъярусу нижнего карбона. Терригенные отложения представлены здесь граувакковой формацией [4], широко развитой в Зилаирском синклинории, Сакмарской миогеосинклинальной зоне Мугуджар и на Южно-Эмбинском поднятии [3, 6 и др.]. Невскрытая часть нижнего комплекса, судя по небольшим значениям граничных скоростей волн ($v_r = 5,5$ км/с), надо полагать, сложена терригенно-карбонатными породами девона.

Средний комплекс образован в основном карбонатными осадками, относящимися к верхневерхнепалеозойскому подъярусу нижнего карбона — московскому ярусу среднего карбона и имеющими мощность порядка 1800 м. Местами (Жаркамысский блок) этот комплекс включает карбонатные отложения верхнего карбона, а в Тугаракчанском прогибе — и докунгурской нижней перми. В пределах Каратон-Тенгизского блока вскрытый скважинами средний комплекс представлен отложениями фаменского яруса верхнего девона — ассельского яруса нижней перми мощностью около 2000 м [2]. Общая мощность его здесь, по сейсмическим данным, порядка 3500—4000 м.

Верхний комплекс на большей части изученной территории сложен сероцветной молассой докунгурской перми мощностью до 1350 м (скв. 2 Кокпекты), местами (Примугуджарский прогиб) — флишеидной формацией верхнего карбона [3]. Но в Тугаракчанском прогибе докунгурские нижнепермские отложения имеют как терригенный, так и карбонатный состав.

В строении Актюбинско-Астраханской зоны устанавливается поперечная и продольная тектоническая зональность. При этом более древние субширотные структуры секутся более молодыми субмеридиональными разломами.

Байкальский складчатый комплекс основания зоны расчленен поперечными разломами на Темирский, Жаркамысский, Бикжальский и Северо-Каспийский выступы (приподнятые блоки), Каратон-Тенгизский и Астраханский прогибы (опущенные блоки). Продольной системой разрывных нарушений в ней обособляются Примугуджарский и Тугаракчанский прогибы (см. рис. 1). В подсоловом средневерхнепалеозойском комплексе перечисленным прогибам соответствуют поднятия, характеризующиеся распространением карбонатных толщ большой мощности (рис. 2).

На допермских образованиях со стратиграфическим несогласием залегают разновозрастные горизонты нижней перми. Величина эрозионного среза при этом возрастает к центру современной Прикаспийской впадины, где нижнепермские породы непосредственно залегают на среднекаменноугольных, нижнекаменноугольных и местами, по-видимому, на девонских слоях.

Таковы общие закономерности регионального геологического строения Актюбинско-Астраханской зоны. Однако строение ее отдельных блоков (зон), к рассмотрению которых мы сейчас перейдем, существенно различное. Примугуджарский прогиб, выделяемый исследователями под разными названиями, ограничен с востока Кокпектинским, а с запада Кандагачским взбросами. На севере он прослежен до широты г. Актюбинска, а на юге примерно на широте скважин Кокпекты замыкается.

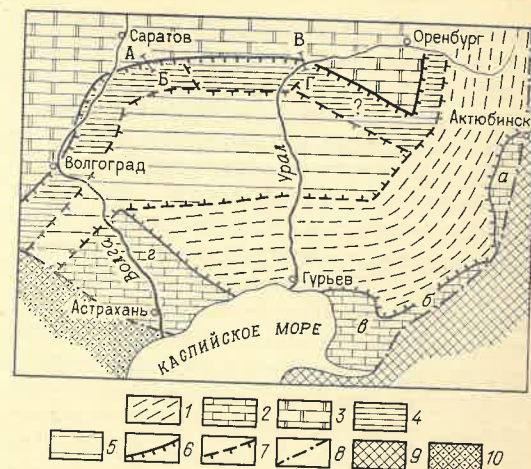


Рис. 2. Тектоническая схема довершнекаменноугольных отложений Прикаспийской впадины
1 — Уральская и Актюбинско-Астраханская миогеосинклинали; 2 — карбонатные массивы Актюбинско-Астраханской зоны; а — Темирско-Жаназольский, б — Тугаракчанский, в — Каратон-Тенгизский, г — Астраханский; 3 — юго-восточная часть Волго-Уральской антеклизы; 4 — Заволжско-Утинская тектоническая ступень; 5 — Каратюбе-Сарпинский прогиб; 6 — карбонатные и рифогенные уступы; 7 — флексура, 8 — разломы; 9 — Сакмарская и Южно-Эмбинская миогеосинклинальные зоны с верхнедевонско-нижнекаменноугольной граувакковой формацией, 10 — палеозойский складчатый комплекс Донбасса и края Карпинского; А-Б и В-Г — геологические профили (см. рис. 3, 4)

Докунгурский разрез этого прогиба вскрыт бурением до уровня московского яруса среднего карбона включительно, представленного как карбонатными, так и терригенными (подольский горизонт) образованиями. Их мощность по скв. 13 Алимбекмола составляет 900 м, скв. 38 Остансук 1250 м. Такое увеличение мощности среднего карбона происходит главным образом за счет подольского горизонта, что некоторые исследователи (И. Б. Дальян) объясняют пересечением скважинами сдвоенного разреза подольского горизонта. Верхний карбон сложен породами флишевой формации (250—288 м), докунгурский нижнепермский разрез — нижней сероцветной молассой мощностью 235—480 м [3, 6 и др.].

В пределах Темирского блока (зоны) докунгурский разрез изучен бурением (скв. 2 Арансай и др.) до верхневерхнепалеозойского подъяруса нижнего карбона включительно. Нижняя невоскрытая часть доверхнепалеозойского разреза между сейсмическими горизонтами Π_3 и Π_2 (мощностью 500—1200 м), судя по небольшим значениям граничных скоростей волн (5,5 км/с), видимо, имеет в

основном терригенный состав. Эти отложения по аналогии с Жаркамышской зоной, где они изучены бурением, вероятно, относятся к граувакковой формации верхнего девона — средневизейского подъяруса нижнего карбона.

Выше скв. 2 Арансай пройдено 542 м мощности карбонатного комплекса средне-нижекаменноугольного возраста (C_2m-C_{1v2}). Общая его мощность в пределах Темирской зоны, по данным сейсморазведки МОГТ, достигает 1000 м. Этот комплекс образует единый карбонатный массив, протягивающийся на расстояние 150 км от месторождения Кенкияк почти до г. Актюбинска. Ширина его 30—40 км. В западном направлении он полностью выклинивается за счет срезания раннепермской трансгрессией, что на структурной карте, построенной по горизонту Π_2 (поверхность карбонатного комплекса), фиксируется карбонатным уступом. Верхнекаменноугольные отложения в Темирской зоне отсутствуют, а докунгурские нижнепермские представлены сероцветной моласой мощностью около 842 м (скв. 1 Арансай).

На Жаркамышском блоке подсолевые породы вскрыты скважинами до турнейского яруса нижнего карбона включительно. Здесь выделяются все три комплекса. Нижний терригенный комплекс, пройденный скв. 2 Кожасай до турнейского яруса нижнего карбона включительно (вскрытая мощность 690 м), имеет полимиктовый состав (полевые шпаты, обломки кремнистых, эффузивных и других пород), что позволяет отнести его к граувакковой формации по аналогии с Зилаирским синклиниорием и Сакмарской зоной Мугоджар. По сейсмическим данным, общая мощность нижнего терригенного комплекса 1600—1800 м. Невскрытая часть его разреза, по-видимому, сложена терригенными и карбонатными породами верхнего девона — нижнего карбона ($C_{1t}-v_2$).

В пределах Жаркамышского блока (зоны) средний карбонатный комплекс охватывает отложения от верхневизейского подъяруса нижнего карбона до верхнего карбона (C_3-K) включительно и достигает мощности 1400 м (скв. 3 Жанажол). Прослежен он на расстояние 120 км от месторож-

дения Кенкияк до Тобускена. В западном направлении этот комплекс полностью выклинивается за счет срезания его трансгрессивно залегающими отложениями ассельского яруса нижней перми, что установлено скв. 1 Боржер.

Верхний терригенный комплекс, представленный сероцветной моласой, характеризуется сокращением мощности в западном направлении от 530 до 50 м. В том же направлении уменьшается и его стратиграфический объем (комплекс включает только ассельский ярус).

В Биикжальском блоке нижний терригенный комплекс подсолевых отложений, по данным бурения (скважины 2 Биикжал, 1 Шолькора, 4 Улькентюба и др.) и сейсморазведки, представлен той же граувакковой формацией и имеет такую же мощность, что и в Жаркамышском блоке. Но средний карбонатный комплекс здесь резко сокращен (64—200 м) и обогащен терригенным материалом. К северу его мощность уменьшается до 64 м, и этот комплекс включает лишь нижнебашкирский подъярус, несогласно перекрывающийся верхним терригенным комплексом (артинским ярусом) мощностью 307 м [1].

В Тугаракчанском прогибе докунгурский разрез сложен всеми тремя комплексами — терригенным (скв. Южная Молодежная и др., вскрытая мощность до 300 м), относящимся к нижнему карбону ($C_{1t}-v_2$), средним — карбонатным, включающим отложения нижнего ($C_{1v3}-s$), среднего, верхнего карбона и нижней перми общей мощностью 1260 м, и верхним, представленным в разрезе скв. 3 Молодежной терригенными породами мощностью 860 м.

Подсолевые отложения Каратон-Тенгизского блока почти целиком карбонатные. Здесь выделяются два комплекса — карбонатный и карбонатно-терригенный. Карбонатный фаменско-ассельский комплекс подразделяется на фаменско-серпуховский и башкирско-ассельский подкомплексы. Но последний к северу от структуры Южной полностью размыт [2]. Общая мощность карбонатного комплекса, по данным сейсморазведки, порядка 3500—4000 м. Скважинами вскрыто

более 2000 м его отложений. Невскрытая часть разреза этого комплекса, по-видимому, относится к верхнему девону. Карбонатно-терригенный комплекс артинского возраста мощностью 100 м с юга на север несогласно перекрывает более древние породы вплоть до нижнего карбона.

Структура и нефтегазоносность докунгурских отложений Каратон-Тенгизского блока довольно полно освещены в геологической литературе. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что несмотря на большой объем проведенных сейсмических исследований, многие вопросы геологического строения и нефтегазоносности этого блока остались нерешенными. Так, не определены северные и западные границы распространения карбонатных отложений Каратон-Тенгизского блока, не изучено его строение в районе г. Гурьева, не вскрыт на полную мощность карбонатный комплекс. Не совсем еще ясны природа локальных поднятий и закономерности распределения в них нефтегазовых скоплений.

Северо-Каспийский блок бурением не изучен. По данным редкой сети сейсмических профилей КМПВ-МОГТ, его докунгурский разрез сходен с разрезом Биикжальского блока. В структурном отношении этот блок по подсолевым отложениям представляет собой погружающуюся на север моноклиналь, осложненную серией локальных поднятий. На юге Северо-Каспийский блок, по-видимому, сочленяется по разлому с герцинидами кряжа Карпинского.

Геологическое строение и нефтегазоносность Астраханского блока хорошо известны. Не рассматривая его строение, подчеркнем лишь, что подсолевой карбонатный комплекс здесь, как и в пределах Каратон-Тенгизского блока, достигает большой мощности (порядка 4 км).

Нефтегазоносности докунгурских отложений Актюбинско-Астраханской зоны посвящены многочисленные публикации [2, 3, 6, 9 и др.]. Отметим, что наиболее значительные нефтегазовые и газоконденсатные скопления установлены в карбонатном комплексе (Жанажол, Астраханское), менее значительные — в верхнем терригенном (Кенкияк и др.). Перспективы нефте-

газоносности нижнего терригенного комплекса пока не выяснены.

На основании приведенных геологических материалов и открытия ряда газовых скоплений можно считать Актюбинско-Астраханскую зону Прикаспийской впадины новым нефтегазоносным регионом, недостаточно изученным бурением. Глубокое бурение Актюбинско-Астраханской зоны необходимо для решения следующих основных задач. Прежде всего должны быть выяснены геологическое строение и нефтегазоносность наиболее перспективного карбонатного комплекса. С этой целью следует по данным детальных сейсмических работ и поискового бурения оконтурить и изучить его к югу от нефтегазового месторождения Жанажол до Торткольных скважин. Затем должны быть определены границы развития карбонатного комплекса в пределах Каратон-Тенгизской зоны и Астраханского поднятия, для чего целесообразно вскрыть его скважинами на полную мощность. Несомненно, заслуживает внимания мощный и огромный по протяженности карбонатный комплекс Темирской зоны, который может быть пройден на полную мощность лишь скважинами глубиной 7,0—7,5 км.

Вторая задача заключается в изучении структуры и нефтегазоносности верхнего терригенного комплекса, наиболее перспективного в пределах Темирской и Жаркамышской зон, Тугаракчанского прогиба, где он достигает максимальной мощности. Третья задача — изучение структуры и оценка перспектив нефтегазоносности нижнего терригенного комплекса.

Прикаспийская зона опусканий по докунгурским отложениям представляет собой южную окраину Восточно-Европейской платформы, включающей Волгоград-Оренбургский раннепермский бортовой уступ, Заволжско-Утвинскую тектоническую ступень (западный и северный борта Прикаспийской впадины) и Каратюбе-Сарпинский прогиб, соответствующий центральной наиболее погруженной части современной Прикаспийской впадины. Эта зона опусканий по характеру потенциальных полей и докунгурскому разрезу резко отличается от Актюбинско-Астраханской [9 и др.].

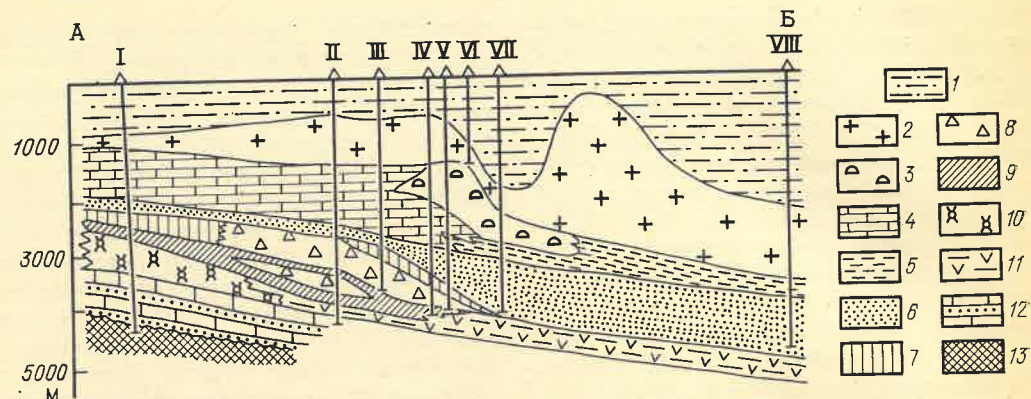


Рис. 3. Геологический разрез Краснокутского пересечения (западной бортовой зоны Прикаспийской впадины), по Д. Л. Федорову и др. (1977 г.) с упрощениями

Отложения: 1 — надсолевые терригенные верхней перми — кайнозой; 2 — эвапоритовые кунгурского яруса нижней перми; 3 — рифогенные докунгурской нижней перми; 4 — карбонатные (шельфовые) нижней перми — верхнего карбона; 5 — депрессионные нижней перми — верхнего карбона; 6 — терригенные московского (верейский горизонт) и башкирского ярусов

среднего карбона; 7 — карбонатные нижнего карбона (C_{1s-ok}); 8 — рифогенные нижнего карбона (C_{1s-ok}); 9 — карбонатные нижнего карбона (C_{1ph}); 10 — рифогенные верхнего девона — нижнего карбона ($D_{3f-C_{1zv}}$); 11 — депрессионные верхнего девона — нижнего карбона; 12 — карбонатно-терригенные верхнего и среднего девона; 13 — терригенные верхнего протерозоя; скважины: 1 — Воскресенская; II — VII — 15, 6, 1, 9, 139, 4 Краснокутские; VIII — 8 Ждановская

Волгоград-Оренбургский раннепермский бортовой уступ по занимаемому им тектоническому положению и геологическому строению его основания неоднороден. На западе впадины, к западу от раннепермского уступа (в пределах внешнего борта), находится разновозрастная рифовая система со смещением более молодых рифов в сторону впадины [8]. Между рифовыми зонами и разломами в фундаменте существует четкая пространственная связь, т. е. рифы располагаются вдоль разломов как позднепротерозойской, так и палеозойской активизации.

В предрифовой зоне раннепермского бортового уступа депрессионные осадки нижней перми и верхнего карбона залегают трансгрессивно на терригенных породах среднего карбона мощностью 600 м и более [8]. Общая мощность среднекаменноугольных отложений этой предрифовой зоны превышает 1100 м. Подстилаются они депрессионными осадками нижнего карбона — верхнего девона ($D_{3f-C_{1v}}$), терригенными и карбонатными верхнего и среднего девона. В основании разреза залегают отложения верхнего протерозоя (рис. 3). Таким образом, Заволжская система разновозрастных рифогенных образований, в том числе раннепермского возраста, формировалась в зоне высокой тектонической

подвижности Восточно-Европейской платформы в позднепротерозойское и палеозойское время.

Существенно иное тектоническое положение занимает раннепермский уступ на северном борту впадины (между Пачелмским авлакогеном и месторождением Карачаганак). Здесь он сечет поперек допермские структуры Восточно-Европейской платформы, а к северу и югу от него нет достоверно установленных рифовых зон ни пермского, ни более древнего возраста. Подсолевые нижнепермские рифогенные образования северного борта в направлении к впадине (в пределах Заволжско-Утвинской тектонической ступени) замещаются синхронными и верхнекаменноугольными осадками депрессионного типа, залегающими с размывом на разновозрастных терригенных и карбонатных породах среднего и верхнего палеозоя, аналогичных развитым на платформе (рис. 4). Примером могут служить допермские разрезы скважин 3 Дергачевской, 8 Ветелкинской и других, пробуренных к югу от раннепермского бортового уступа [7, 8].

Восточнее месторождения Карачаганак раннепермский уступ пока не прослежен (на рис. 2 он показан с вопросом). Карачаганакский риф, видимо, является одиночным сооружением, приуроченным к допермскому выступу

Поиски других таких выступов одна из первоочередных задач.

Геологическое строение Заволжско-Утвинской тектонической ступени изучено слабо. Подсолевые отложения здесь вскрыты лишь единичными скважинами, пробуренными в предрифовой зоне раннепермского бортового уступа, где они залегают на относительно небольшой глубине. Как указывалось выше, этими скважинами пройдены довернекаменноугольные палеозойские породы, аналогичные распространенным на платформе.

В подсолевом разрезе прослеживаются три опорных отражающих горизонта (II_2 , II_3 и F) и два преломляющих (d_4^{oc} и d^k). Отражающий горизонт II_2 на большей части территории приурочен к допозднекаменноугольной эрозионной поверхности, а горизонт F соответствует поверхности дорифейского фундамента — позднего протерозоя. Стратиграфическое положение горизонта II_3 не установлено. По-видимому, он залегает в нижнем карбоне или верхнем девоне. Преломляющий горизонт d_4^{oc} [12] в одних местах по глубине залегания совпадает с горизонтом II_2 , в других — прослеживается выше или ниже него. Горизонт d^k приурочен к поверхности дорифейского фундамента — позднего протерозоя и почти всюду располагается вблизи горизонта F .

На некотором расстоянии от бортового уступа в направлении к центру впадины сейсморазведкой фиксируется отражающий горизонт II_1 , соответствующий докунгурской поверхности. Дорифейский фундамент по системе ступенчатых разломов полого погружается к центру впадины. Радиальными разломами он расчленен на ряд приподнятых и опущенных блоков. Допермские отложения также погружаются к центру впадины, и в этом направлении их мощность скачкообразно возрастает от 2000 до 6000 м, главным образом за счет верхнепротерозойских. Мощность предполагаемых подсолевых нижнепермских отложений (толщи, заключенной между горизонтами II_1 и II_2), к центру впадины увеличивается до 1500—1600 м.

На основании приведенных данных можно считать, что по подсолевым отложениям Волгоград-Оренбургский

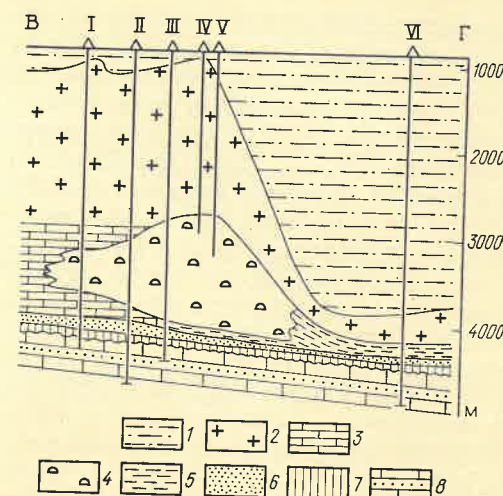


Рис. 4. Геологический разрез Западно-Тепловского пересечения (северной бортовой зоны Прикаспийской впадины), по Д. Л. Федорову и др. (1977 г.) с упрощениями

Отложения: 1 — надсолевые терригенные верхней перми — кайнозой; 2 — эвапоритовые кунгурского яруса нижней перми; 3 — карбонатные (шельфовые) докунгурской нижней перми и верхнего карбона; 4 — рифогенные нижней перми; 5 — депрессионные нижней перми — верхнего карбона; 6 — терригенные верейского горизонта среднего карбона; 7 — карбонатные башкирского яруса среднего карбона; 8 — карбонатно-терригенные нижнего карбона; скважины: I—V — 3, 2, 4, 5, 14 Западно-Тепловские, VI — 8 Ветелкинская

бортовой уступ и Заволжско-Утвинская тектоническая ступень являются внешним бортом краевого прогиба (Урало-Каспийского), наложенного на тектонические элементы южной окраины Русской платформы (южные части Соль-Илецкого и Жигулевско-Пугачевского сводов, юго-восточную часть Рязано-Саратовского прогиба и восточный склон Воронежской антиклизы), которые в процессе формирования Прикаспийской впадины оказались глубокопогруженными и тектонически переработанными.

Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской зоны опусканий установлены поисковым бурением и освещены во многих работах [8, 9, 14]. Основной задачей является повышение разрешающей способности сейсморазведки.

О характере геологического разреза подсолевого комплекса Каратюбе-Сарпинского прогиба в настоящее время можно предположительно судить лишь по сейсмическим данным. Поэтому существование различных представлений о его строении вполне естественно. Сейсмогеологический разрез здесь вы-

ше высокоскоростного («базальтового») основания представлен двумя преломляющими горизонтами (d_5^{uc} и d_4^{oc}), отсутствующими в Актыбинско-Астраханской зоне, и четырьмя отражающими (II_1 , II_2 , II_2^1 и II_3). Высокоскоростной преломляющий горизонт d_5^{uc} по глубине залегания приблизительно совпадает с отражающим горизонтом II_3 , который, по-видимому, соответствует эрозионной поверхности позднего протерозоя — раннего палеозоя, или доплитному комплексу по А. Л. Яншину и др. [13]. Если это так, то мощность доплитного комплекса достигает порядка 6 км. Следовательно, можно предполагать, что на месте современного Каратубе-Сарпинского прогиба в рифейское время существовал авлакоген, а в позднем венде — раннем палеозое — перикратонный (Северо-Каспийский) прогиб.

В докунгурском средне-верхнепалеозойском комплексе высокоскоростной горизонт d_4^{oc} , приблизительно совпадающий с горизонтом II_2 , видимо, соответствует допозднекарбонной разновозрастной поверхности карбонатно-терригенной толщи мощностью 4,0—4,5 км. Выше этого высокоскоростного горизонта на расстоянии 1,5—1,6 км залегает горизонт II_1 . Если наша корреляция сейсмических горизонтов правильна, то в центральной части Прикаспийской впадины мощность допермских средне-верхнепалеозойских отложений соизмерима с мощностью однообразных осадков Восточно-Европейской платформы, а мощность нижнепермских пород составляет порядка 1,5—1,6 км.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Актыбинско-Астраханская зона возникла на месте позднепротерозойского седиментационного бассейна при формировании Урало-Средиземноморского складчатого пояса байкалит и является его частным тектоническим элементом, который непосредственно сочленяется на юго-востоке и юге с Восточно-Европейской платформой.

2. На южной окраине Восточно-Европейской платформы в позднем венде формировался перикратонный (Северо-Каспийский) прогиб. Сочленение его с Актыбинско-Астраханской зоной байкалит произошло в конце позднего

протерозоя по Центрально-Каспийскому разлому.

3. В допермское средне- и позднепалеозойское время на байкалидах Актыбинско-Астраханской зоны заложилась одноименная миогеосинклиналь, служащая южным продолжением внешней (прилегающей к платформе) части миогеосинклинальной зоны Урала и субширотных герцинид. Прикаспийская зона опусканий в указанное время занимала высокое гипсометрическое положение, и здесь формировались осадки типично платформенного типа. В позднем карбоне — ранней перми на месте Актыбинско-Астраханской зоны и Прикаспийской зоны опусканий (южная окраина платформы) образовался Урало-Каспийский краевой прогиб, внутренний борт которого наложился на Актыбинско-Астраханскую миогеосинклиналь, а внешний — на южную окраину Восточно-Европейской платформы. В раннепермско-кайнозойское время на месте Урало-Каспийского краевого прогиба возникла Прикаспийская впадина. В процессе формирования Северо-Каспийского краевого прогиба и Прикаспийской впадины тектонические элементы южной окраины Восточно-Европейской платформы были глубоко погружены и интенсивно переработаны.

4. Таким образом, Прикаспийская впадина представляет собой тектонический элемент раннепермского (кунгурского) времени заложения. Ее основание сложено средне-верхнепалеозойскими миогеосинклинальными и орогенными образованиями Актыбинско-Астраханской зоны и платформенными верхнепротерозойскими — допермскими палеозойскими породами Прикаспийской зоны опусканий.

Прикаспийская впадина является новой нефтегазоносной провинцией. Особенно перспективна как по подсоловым, так и по надсоловым отложениям ее Актыбинско-Астраханская зона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштадт Г. Е.-А., Днепров В. С., Ганелина С. А. О возрасте подсоловых отложений в Биикжальской сверхглубокой скважине на юге Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1177—1181.

2. Айтыева Н. Т. Особенности разреза подсолового комплекса Каратон-Тенгизской и Астраханской зон нефтегазоаккумуляции. — Геология нефти и газа, 1983, № 10, с. 16—20.
3. Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М., Изд-во АН СССР, 1962.
4. Дальян И. Б. Глубинное строение и нефтегазоносность палеозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. Автореф. канд. дис., М., МИНХиГП, 1978.
5. Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственное и временное соотношения между уралами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1965, вып. 5, с. 106—131.
6. Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамлений Прикаспийской впадины. Л., Недра, 1970.
7. Капустин И. Н. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1984, № 5, с. 21—25.
8. Литология подсолового палеозоя Прикаспийской впадины/В. Л. Федоров, В. Н. Бабадагы, С. В. Яцкевич и др. Саратов, изд. Саратов. гос. ун-та, 1977.
9. Неволин Н. В. Глубинное строение Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.

10. Неволин Н. В. Актыбинско-Астраханская зона поднятий — крупнейший погребенный тектонический элемент Прикаспийской впадины. — В кн.: Вопросы теории поисков и разведки нефти и газа. М., 1979, с. 50—55. (Тр. МИНХиГП, вып. 150).
11. Новый объект нефтепоисковых работ на востоке Прикаспийской впадины/Т. Н. Джурагалев, С. У. Утегалиев, У. А. Акчулаков, М. З. Мусагалев. — Геология нефти и газа, 1981, № 10, с. 22—26.
12. Пиммер В. А. О природе глубинных границ раздела в Прикаспийской впадине. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977, с. 302—306.
13. Прикаспийская впадина — крупнейший осадочный бассейн Земли/А. Л. Яншин, Л. Г. Кирюхин, А. А. Голов и др. — В кн.: XXVII сессия МГК. [Тезисы докладов]. М., 1984, с. 39—40.
14. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины/С. Е. Чакабаев, Л. Г. Кирюхин, И. Н. Капустин и др. — Геология нефти и газа, 1978, № 7, с. 30—36.
15. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—12.
16. Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. — В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 253—327.

УДК 551.24 : 551.72 (470.1+470.3/5)

К. Э. ЯКОБСОН (ВСЕГЕИ)

Вендская тектоническая перестройка на Русской платформе

В венде на Русской платформе произошла крупнейшая тектоническая перестройка [5, 7]. Щит, сложенный метаморфическими породами раннего докембрия и лишь местами осложненный небольшими зонами седиментации, превратился в систему обширных синеклиз, разделенных поднятиями. Режим воздыманий, господствовавший здесь в течение всего рифея, сменился режимом преимущественных погружений, который стал определяющим и в последующие геологические эпохи фанерозоя. Анализ материала, полученного в результате бурения на платформе за последние 30 лет, позволяет в деталях воссоздать ход этой перестройки и предложить ее модель.

Перестройка разделяет два различных по строению и составу комплекса

венда. Нижний комплекс представлен локально развитыми вулканитами, континентальными отложениями, в том числе тиллитами — продуктами конечной морены покровного ледника и осадками приледниковых бассейнов, верхний — песчано-глинистыми отложениями эпиконтинентального морского бассейна, занимавшего значительную часть Русской платформы [5]. В соответствии с существованием на платформе двух резко различающихся комплексов в венде отчетливо выделяются две самостоятельные эпохи — ранняя и поздняя.

Основное событие раннего венда на Русской платформе — лапландское покровное оледенение, область аккумуляции которого охватывала Балтийский щит [15] и, вероятно, террито-

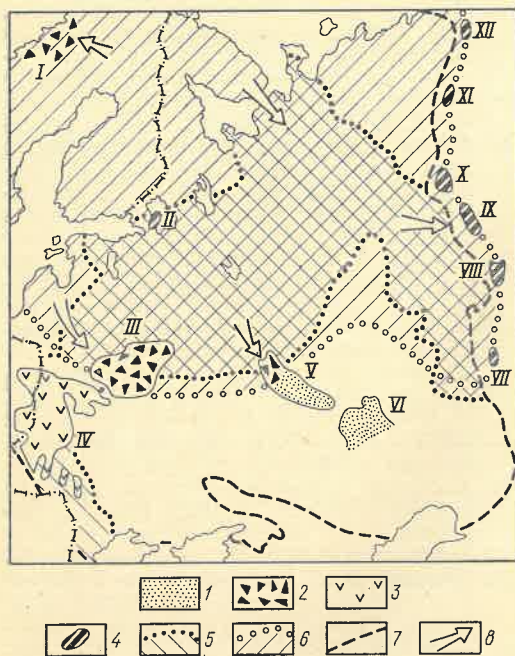


Рис. 1. Схема распространения вендских отложений на Русской платформе

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — тиллиты и конгломераты; 3 — вулканиты; 4 — нижневендские отложения (показаны вне масштаба); 5 — верхневендские отложения; 6 — область распространения ледника; 7 — граница Русской платформы; 8 — направление движения ледника; I — ледниковые отложения Скандинавии; II-VI — прогибы (II — Ладожский, III — Оршанский, IV — Волынский, V — Пачелмский, VI — Пугачевский); VII — Криволукский грабен; VIII — Кузинский район Южного Урала; IX — Средний Урал; X — Полюдов кряж; XI — Приполярный Урал; XII — Полярный Урал

рию республик Советской Прибалтики (рис. 1). Отсюда ледник перемещался в прилегающие районы Европы — на восток-юго-восток в Московскую синеклизу и на запад в обрамлявший щит геосинклинальный бассейн. О границах ранневендского оледенения можно судить по характеру распространения в регионе тиллитов и осадков приледниковых водоёмов. На юго-западе ледниковый покров ограничивался Оршанским прогибом в Белоруссии. Здесь широко развиты мощные (до 400 м) тиллиты и сопутствующие им флювиогляциальные отложения. Эпизодически ледник проникал дальше на юго-запад в Припятский и Львовский прогибы, где обнаружены маломощные тиллиты [4, 10].

Южным окаймлением ледника служил Пачелмский прогиб, в северо-западной зоне которого известны вендские тиллиты. Обычно их считают за-

легающими на пачелмской серии [9], однако по коллекциям образцов из скважины Каверино, находящимся в ЦНИГРмзее, можно заключить, что тиллиты слагают пачки, подчиненные указанной серии. Последняя же, судя по наличию в ее составе тонкоритмично-слоистых пород, представлена фациями приледникового бассейна. По-видимому, тиллиты и отложения приледниковых бассейнов были развиты не только в Оршанском и Пачелмском прогибах, но и на разделяющей их территории. Однако они сохранились лишь в этих прогибах, унаследовавших с рифея тенденцию к прогибанию. Еще тиллиты известны в Ладожском прогибе. Здесь они отличаются небольшой мощностью (15 м) и крайне незначительной площадью распространения, что связано, вероятно, с кратковременной остановкой ледника.

На востоке ледник ограничивался Уралом, вдоль западного склона которого установлены нижневендские тиллиты, тиллоиды и ритмично-слоистые отложения приледниковых бассейнов (Криволукский грабен Южного Урала, Средний Урал, Полюдов кряж). Существуют данные о том, что редкогалечные конгломераты айской свиты Южного Урала представляют собой тиллиты, а свита, считающаяся нижнерифейской, имеет нижневендский возраст [16, 17]. В состав айской свиты, помимо типичных для раннего венда тиллитов и ритмично-слоистых песчано-глинистых пород, входят сгруженные конгломераты из галек пород уральского рифея. Такие конгломераты обнаружены в раннем венде на Южном, Среднем, Приполярном и Полярном Урале. Они свидетельствуют о наличии на Урале компенсационных поднятий, которые обрамляли приледниковые бассейны с востока. На севере ледник простирался в акваторию полярных морей.

Верхний комплекс венда в основном приурочен к Московской синеклизе, где его мощность достигает 800 м. Кроме того он распространен в Львовской впадине на юго-западе Русской платформы, а также в Камско-Бельском и Шкаповско-Шиханском прогибах Предуралья.

Разрез верхнего комплекса имеет своеобразное строение. В центральной

и северной частях Московской синеклизы, где в раннем венде находилась зона наиболее мощного оледенения, этот комплекс соответствует регрессивному седиментационному циклу. В его основании залегает редкинская (уступинская) свита, состоящая преимущественно из неслоистых аргиллитов с отдельными прослоями песчано-алевритовых пород. Судя по характеру структур и текстур осадков, она является глубоководным образованием. В нижней части свиты аргиллиты и песчано-глинистые породы нередко содержат примесь рассеянных угловатых галек, представляющих собой, вероятнее всего, донную морену в глубоководном осадке. Установлены отпечатки бесскелетных организмов, в основном медузообразных.

Вверх по разрезу редкинская свита постепенно переходит в любимскую (котлинскую), представленную алеврито-глинисто-песчаными породами с линзовидно-волнистой слоистостью и остатками водных растений. Завершается разрез решминской свитой из ко-солоистых красноцветных песчано-алевритовых пород, соответствующей фациям деградирующего остаточного бассейна [8, 12]. В юго-западном обрамлении Московской синеклизы разрез верхнего комплекса дополняется снизу ярцевской свитой, сложенной вулканомиктовыми терригенными породами. В Львовском прогибе и в Предуралье комплекс состоит из ряда циклически построенных терригенных толщ.

Сравнение областей распространения ранневендского ледника и поздневендского бассейна седиментации (см. рис. 1) показывает, что они практически совпадают. Область распространения осадков верхнего венда на западе ограничена восточными районами республики Советской Прибалтики; далее к югу осадки прослеживаются примерно до западных рубежей СССР. С юга бассейн ограничен поднятиями древнего Сарматского щита, а с востока оконтуривался поднятиями западного склона Урала, о существовании которых можно судить по присутствию грубообломочных пород в ашинской серии верхнего венда.

Изложенный выше фактический материал позволяет выявить такую по-

следовательность основных геологических событий на Русской платформе в позднем докембрии.

1. В рифее после консолидации раннедокембрийских геосинклиналей регион оформился в щит, сложенный метаморфизованными породами архея — раннего протерозоя и местами осложненный изолированными областями седиментации. Такой режим просуществовал весь рифей, т. е. около одного миллиарда лет.

2. В раннем венде на Русской платформе установилось покровное оледенение.

3. После деградации ледника на рубеже раннего и позднего венда на его месте остался бассейн, в котором началось формирование песчано-глинистых осадков.

4. Бассейн просуществовал в течение всего позднего венда, т. е. несколько десятков миллионов лет. Отмечается его постепенное обмеление со временем.

Образование глубоководного бассейна на месте возвышенной суши после деградации ледника позволяет предположить, что между этими двумя событиями существовала причинно-следственная связь. Подобную тектоническую перестройку можно объяснить с позиций изостатического погружения территории в результате давления на субстрат ледникового покрова. Доказано [1—3], что амплитуда погружений может достигать многих сотен метров. После таяния ледника в освободившихся от него областях образуются депрессии, при достаточной глубине в палеогеографическом отношении представляющие собой эпиконтинентальные морские бассейны.

По характеру распределения по площади осадков разновозрастных свит верхневендского комплекса можно заключить, что таяние ледника на территории его развития происходило неодновременно. Началось оно с южного крыла Московской синеклизы, к которому приурочено наиболее древнее подразделение верхнего венда — ярцевская свита. Она формировалась в мелководной обстановке — в бывшей краевой зоне ледника, где субстрат был погружен относительно слабо. Характер соотношения нижневендской вильчанской серии тиллитов и ярцев-

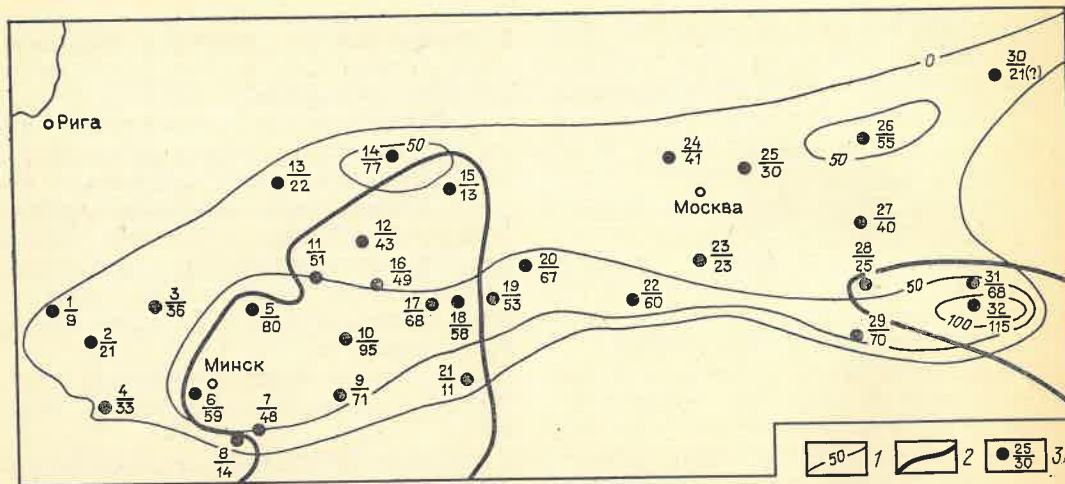


Рис. 2. Схема тектонической перестройки между ранним и поздним вендом

1 — изопакеты ярцевской свиты, м; 2 — граница распространения ледникового комплекса (на западе, по Н. М. Чумакову); 3 — скважины (в числителе — номер, в знаменателе — мощность, м): 1 — Паукшай, 2 — Вилькишкяй, 3 — Купа, 4 — Лида, 5 — Лепель, 6 — Минск, 7 — Лаличи, 8 — Дараганово, 9 — Виль-

ской свиты показывает, что они отделены друг от друга резким структурным несогласием (рис. 2).

Следующее по возрасту подразделение верхнего венда — редкинская свита — образовалось в глубоководных условиях бассейна, существовавшего в северной части Русской платформы, являвшейся областью наиболее мощного оледенения. В редкинское время основная масса ледника растаяла, поэтому можно полагать, что глубина бассейна увеличилась и за счет эвстатического фактора — повышения уровня Мирового океана. Любимская свита возникла в этом же водоеме, но обмелевшем, возможно, из-за постепенного заполнения его осадками. В решминское время бассейн прекратил свое существование.

Помимо структурных и текстурных особенностей пород на постепенное превращение поздневендского бассейна из глубоководного в мелководный указывает также характер распределения по разрезу верхневендского комплекса органических остатков. В редкинской свите лентовидные водоросли не обнаружены, поскольку они не могли существовать в глубоководном бассейне. Бесскелетные же организмы, захороненные в илоподобном осадке свиты, относятся к свободно плавающим, для которых глубина бассейна

чицы, 10 — Орша, 11 — Летцы, 12 — Межа, 13 — Невель, 14 — Торопец, 15 — Нелидово, 16 — Рудня, 17 — Смоленск, 18 — Ярцево, 19 — Дорогобуж, 20 — Вязьма, 21 — Рославль, 22 — Калуга, 23 — Серпухов, 24 — Поварово, 25 — Павловский Посад, 26 — Непейцино, 27 — Тума, 28 — Мосолово, 29 — Рязск, 30 — Горький, 31 — Zubova Поляна, 32 — Морсово

не имела значения. В любимско-решминское время в связи с увеличением подвижности водной среды бассейна вероятность захоронения остатков мягкотелых организмов уменьшилась.

Относительно приподнятой областью в позднем венде продолжал оставаться Балтийский щит, который унаследовал тенденцию к воздыманию в последующие эпохи фанерозоя.

Таким представляется механизм вендской тектонической перестройки. Так как сплошной чехол, хотя и в виде ледникового покрова, образовался уже в раннем венде, то можно утверждать, что перестройка произошла между рифеем и ранним вендом. Однако в связи с тем что на рубеже раннего и позднего венда ледник растаял, оставив после себя только локально распространенные тиллиты и сопутствующие им отложения, структурное несогласие, связанное с этой перестройкой, разделяет нижний и верхний комплексы венда.

Более сложным развитием в венде отличались краевые зоны платформы. В Львовской впадине, северная часть которой представляла собой перигляциальную зону, происходило образование основных вулканитов; периодически с севера сюда проникал ледник. В позднем венде этот регион находился под влиянием формирующейся Га-

лийско-Добруджской геосинклинали. В районах Предуралья строение верхневендского комплекса осложнялось поступающими с Урала грубообломочными продуктами размывающихся складчатых сооружений.

В свете изложенного материала изостатическая модель формирования поздневендского бассейна представляется наиболее вероятной. Трудно предположить возможность существования какого-либо иного механизма, под воздействием которого была бы создана депрессия в границах оледенения и сразу же после него. Вместе с тем, опыт изучения следов четвертичных оледенений показывает, что после дегляциации изостатически погруженные области относительно быстро, за несколько десятков тысяч лет, всплывают, возвращаясь к исходному состоянию [2]. На освобожденных от льда участках за время, предшествующее всплытию субстрата, иногда накапливаются морские осадки мощностью в несколько десятков метров [3]. То же самое произошло в венде, но только этот процесс оказался на 2—3 порядка длительнее, а мощность осадков составила сотни метров.

Длительное существование послеледникового бассейна в венде на Русской платформе — эмпирически установленный факт, для объяснения которого мы не располагаем достаточными данными. Скорость восстановления изостазии зависит от глубины погружения, площади погруженной территории, толщины земной коры, вязкости вещества астеносферы [2]. Все эти параметры для докембрия неизвестны. Можно лишь предполагать, что они были иными, чем в четвертичную эпоху. Это в какой-то мере подтверждается тем, что после палеозойского оледенения Гондваны во многих районах тиллиты без перерыва сменяются морскими осадками значительной мощности. Например, в Капской провинции Южной Африки над тиллитами залегает толща сланцев мощностью до 200 м [6].

Следует также иметь в виду, что ранневендское оледенение на Русской платформе длилось на несколько порядков больше, чем четвертичные оледенения. В настоящее время надежные изотопные определения начала и конца

ранневендского оледенения отсутствуют. Существуют лишь косвенные данные. Соответствующая по возрасту ранневендскому оледенению на Урале серебрянская серия имеет такую же мощность, как комплексы рифея или ашинская серия верхнего венда (более 3 км). По аналогии можно предположить, что она формировалась в течение десятков или даже сотен миллионов лет. Столь длительно протекавший процесс не мог не привести к ощутимым последствиям. В частности, возможно утонение земной коры за счет плавления ее нижней части, погруженной в астеносферу. В этом случае восстановление изостатического равновесия должно достигаться при более низком уровне поверхности коры. Подобное допущение, хотя и является умозрительным, не противоречит известным закономерностям.

Приведенный материал свидетельствует о тесной связи событий, происходивших в венде на Русской платформе и на Урале. В рифее меридионального Урала как автономной структуры еще не было. На это указывает широкое распространение возрастных и формационных аналогов толщ уральского рифея в восточных областях платформы [5, 7]. В раннем венде впервые образовалась меридиональная цепь областей седиментации на Урале. В палеогеографическом отношении это были бассейны, ограниченные с запада краем ледника, а с востока — компенсационными поднятиями. Можно предположить, что Урал в современных его границах заложился в раннем венде.

Кроме оледенения для раннего венда был характерен интенсивный вулканизм. В перигляциальной области на юго-западе платформы (на Волыни) известно поле развития базальтов и их эксплозивных производных с отклонениями до кислых и ультраосновных. Почти на всем протяжении западного склона Урала выявлены щелочные эффузивы в ассоциации с породами ледникового генезиса. Щелочные базальтоиды и ультрабазиты установлены на Полярном Урале в хойдышорской свите, Приполярном Урале в лаптопайской свите, лорцемпейском и сedyском комплексах, Среднем Урале в серебрянской серии, дворецком и вильвенском комплексах, Юж-

ном Урале в аршинской свите [11]. Щелочные базальтоиды известны и в айской свите, которую, как отмечалось выше, также следует относить к раннему венду. Области проявления щелочного вулканизма на Урале протягивались, как и край ледника, — субмеридионально. Все ранневендские проявления вулканизма приурочены к перигляциальным областям. Это обстоятельство требует своего истолкования.

Анализ материалов по другим регионам мира показывает, что вендская перестройка носила глобальный характер и что ее механизм во многих регионах мог быть таким же, как на Русской платформе. Развитые на обширных территориях мощные преимущественно терригенные толщи верхнего венда накапливались в тех регионах, где в раннем венде было покровное оледенение. Это группы Уилпина и Луиза-Дауна в Австралии, серии Шварцранд и Нама в Юго-Западной Африке. Палеогеологический профиль последней схож с профилем через зону стыка Русской платформы с Уралом. В пределах кратона Калахари и Намского перикратонного прогиба тиллитсодержащий комплекс отсутствует. Тиллитсодержащая толща Нумис развита в смежной геосинклинальной области. Постледниковый бассейн впервые проник в пределы кратона Калахари, где его осадки залегают на фундаменте [14]. Кратон, по-видимому, был областью распространения покровного ледника.

Процессы, протекавшие в венде в областях материковых оледенений, повлияли на геологическое развитие регионов, свободных от позднекембрийского оледенения. В этих регионах также прослеживается вендская тектоническая перестройка, хотя конкретные формы ее выражения здесь были иными. В качестве примера может быть приведена Сибирская платформа.

В рифее на платформе существовал обширный эпиконтинентальный бассейн, в котором происходило формирование терригенно-карбонатных толщ [13]. Скопление в раннем венде большого количества поверхностной воды в виде льда в областях оледенений привело к эвстатическому понижению уровня Мирового океана. С большой степенью вероятности можно допус-

тить, что значительная часть бассейна осушилась. В осушившихся областях проявились процессы денудации, а осадконакопление продолжалось в наиболее глубоких частях бассейна.

Поздневендская трансгрессия, произошедшая здесь после таяния ледника как результат эвстатического поднятия уровня Мирового океана, обусловила формирование юдомской серии, залегающей «...обычно трансгрессивно на всех нижележащих образованиях и только в некоторых разрезах Юдомо-Майского прогиба связанной с уйской серией (рифей) постепенными переходами» [13, с. 34]. Вероятно, Юдомо-Майский прогиб представлял собой наиболее глубокую часть бассейна седиментации, в которой осадконакопление сохранилось даже в период максимальной регрессии.

Предложенную модель тектонической перестройки нельзя считать универсальной для объяснения эпейрогенических движений на платформах вообще. Однако можно полагать, что в геологической истории были моменты, когда из множества эндогенных и экзогенных факторов, определяющих тектонические движения, главными становились факторы, связанные с изостатическими нагрузками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемов М. Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975.
2. *Артюшков Е. В.* Об осуществлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 4, с. 26—33.
3. *Артюшков Е. В.* Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 98—113.
4. *Веретенников Н. В., Верниковский В. Н., Клевцова А. А.* Тиллиты в верхнем докембрии Белоруссии и северо-запада Украины и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1972, с. 3—13. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 7).
5. *Древние платформы Евразии*/С. В. Богданова, Н. Б. Богданов, Г. П. Вергунов и др. Новосибирск, Наука, 1977.
6. *Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
7. *История развития и минерализации чехла Русской платформы.* Под ред. Ю. Г. Старичкова. Л., Недра, 1981.
8. *Кирсанов В. В.* Вендские отложения центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1970, № 12, с. 55—66.

9. *Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф.* К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. — Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 241—247.
10. *Махнач А. С., Шкуратов В. И., Веретенников Н. В.* Верхний протерозой Припятской впадины. Минск, Наука и техника, 1980.
11. *Румянцева Н. А.* Щелочной вулканизм западного склона Урала. — В кн.: Доордовская история Урала. Вулканизм. Свердловск, 1980, с. 3—29.
12. *Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М.* О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6, с. 3—13.

УДК 551.243.4(470.67)

Ф. М. КОРШЕНБАУМ (ИГ Даг. ФАН СССР)

Покровно-надвиговые структуры Предгорного Дагестана

Предгорный Дагестан размещается на юго-восточном продолжении передовой складчатости Терско-Каспийского краевого прогиба. Он характеризуется широким развитием на поверхности кайнозойских пород и большой дислоцированностью всего осадочного чехла. Естественными границами являются на севере и северо-востоке Терско-Сулакская депрессия и Каспийское море, на юге и юго-западе выходы мезозойских пород, прослеживаемые на расстоянии около 250 км от Азербайджана до Чечено-Ингушетии. Вдоль побережья Каспия передовая складчатость простирается неширокой полосой (20—25 км). В западном направлении Предгорный Дагестан местами объединяет передовые структуры Дагестанского клина. Последний является наиболее сложной частью описываемого региона, занимая почти половину его площади и обширную область известнякового Дагестана.

Геологическое строение этого крупного поперечного выступа контролируется выдвинутыми к Терско-Сулакской депрессии Сулакским и Губденским выступами и сложным Талгинским куполовидным сооружением с глубоко проникающими тектоническими нарушениями. В целом тектоническое строение Предгорного Дагестана определяется многочисленными соподчиненными морфоструктурами. Так, согласно классификации ВНИГРИ (1963 г.), Терско-Каспийский краевой прогиб является структурой первого порядка: к структурным элементам второго порядка (средним) относятся антиклинальные зоны, разделяющие их зоны синклиналильных прогибов протяженностью 100 км и более и тектонические выступы, которые состоят из мелких структур третьего порядка, обычно содержащих залежи нефти и газа.

Мезозойские отложения в Предгорном Дагестане погружены до глубин 5—5,5 км, слагающая на переднем крае Дагестанского клина и его внешнем обрамлении наиболее перспектив-

13. *Стратиграфия верхнего протерозоя СССР.* Отв. ред. Б. М. Келлер, М. А. Семихатов. Л., Наука, 1979.
14. *Хоментовский В. В.* Венд. Новосибирск, Наука, 1976.
15. *Чумаков Н. М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 308).
16. *Якобсон К. Э., Казак А. П.* О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значение для стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 91—97.
17. *Якобсон К. Э., Казак А. П., Кукушкин А. И.* О стратиграфическом положении айской свиты Южного Урала. — В кн.: Докембрийско-раннепалеозойская история Урала. Свердловск, 1980, с. 20—21.

ные зоны нефтегазонакопления. Первоначально мезозойским разрывным нарушениям, как правило, не придавалось большого значения. По мере развития геологоразведочных работ с целью изучения нефтегазоносности данной территории выяснилось, что условия залегания мезозойских отложений намного сложнее. Данные бурения и геофизических работ указывали на существование в полосе передовой складчатости густой сети разрывных дислокаций [2].

В дальнейшем оказалось, что крупные разрывные дислокации пересекают всю толщу осадочного чехла от поверхности до фундамента. Подобные явления, как известно, наблюдаются при чешуйчато-надвиговом строении, во внутренних зонах Предкарпатского [1, 6] и Предкопетдагского [8, 10] прогибов. Признаки глубоко проникающих разрывных нарушений надвигового характера в древние горизонты мезозоя установлены и в Индоло-Кубанском и Западно-Кубанском краевых прогибах [1, 6, 8, 10]. В связи с этим при оценке характера развития и современного строения складчатых деформаций на передовых и смежных структурах Предгорного Дагестана складывается впечатление, что покровно-надвиговые структуры на восточном продолжении Терско-Каспийского краевого прогиба развиты более широко [1, 6, 10].

Анализируя историко-геологические особенности осадкообразования и литофациальный состав мезозойско-кайнозойской толщи, можно утверждать, что исследуемая территория находится в пределах пассивной континентальной окраины с признаками трех стадий геосинклинального развития [9].

На первой стадии накапливалась однообразная толща прибрежно-морских терригенно-осадочных пород нижней и средней юры. Отложения данного возраста в естественных разрезах и скважинах представлены чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и

аргиллитов, интенсивно углефицированных в нижнем аалене. Песчанность увеличивается вниз по разрезу, преобладают алевролитовые породы. При этом можно наблюдать фациальную изменчивость, линзовидность, косую слоистость и тонкоритмичное переслаивание в разных частях ааленского разреза. Коллекторские свойства пород характеризуются низкими параметрами. Отложения метаморфизованы и нарушены микротрещинами, с видимым смещением слоев и плоскостями скольжения.

Детальное изучение литологии, органических остатков, межрайонная и региональная корреляция и расчленение разрезов по данным промысловой геофизики более чем в 120 скважинах позволили автору оценить мощность отдельных стратиграфических подразделений, выявить закономерности в изменении позднеюрского регионального перерыва в осадконакоплении и закартировать палеозооэрозийную поверхность средней юры. На этой основе мы пришли к заключению о завершении данной стадии геологического развития подъемом территории, изменением структурных условий залегания пород средней юры и их частичном размывом. Подобные представления о тектоническом режиме, сложившемся в Дагестане под влиянием новокиммерийской фазы тектогенеза, согласуются с результатами многих исследований [3, 11].

Вторая стадия связана с накоплением терригенно-карбонатных осадочных образований от верхней юры до среднего миоцена включительно. В конце мелового периода и в палеоцен-эоценовое время процессы сжатия и складкообразования заметно усилились. Об этом говорят установленные локальные размывы пород или сокращение их мощности [4]. Названные палеоструктурные признаки свидетельствуют об активности тектонических движений данной фазы и конседиментогенном развитии многих складок. Тектонический режим второй стадии характеризуется также постепенной миграцией осадочных бассейнов к платформе и формированием мощных преимущественно терригенных образований нижнемелассовой формации. Конец миоцена знаменуется усилением складкообразовательных процессов, вызванных предкавказской (восточно-кавказской, по А. П. Герасимову) фазой тектогенеза. К этому времени в Предгорном Дагестане более отчетливые формы приобретают Западная и Восточная антиклинальные зоны и некоторые структуры Дагестанского клина и внешнего его обрамления, что видно по трансгрессивному залеганию отложений плиоцена на размытых слоях миоцена в сводах и на крыльях современных антиклинальных структур.

С третьей стадией, позднеорогенной, связывается общая инверсия тектонического режима и активный рост Горного складчатого сооружения Дагестана, как и всего Большого Кавказа в целом. После регионального предкавказского перерыва краевой прогиб начинает углубляться, накапливается мощная верхнемелассовая формация плиоцена и формируется современный облик покровно-надвиговых структур складчатого борта краевого прогиба.

Как показал анализ структурного плана мезозойской поверхности, вскрытой многочислен-

ными скважинами, и палеотектонических условий формирования складчатости, в Предгорном Дагестане можно ожидать многоярусную систему надвигов. В южной его половине надвиги приурочены только к Западной и Восточной антиклинальным зонам. В пределах же Дагестанского клина они локализованы вокруг Сулакского и Губденского выступов, затухая постепенно по простиранию. С приподнятыми участками надвигов, как правило, связаны антиклинальные ловушки, наклоненные повсеместно в сторону Каспия и Терско-Сулакской депрессии.

Большое значение для расшифровки строения осадочного чехла имеет установление генетических связей между структурными формами и разрывными нарушениями разных стратиграфических уровней. Обычно крупные разрывы, прослеженные на поверхности, трассируются до верхних слоев олигоцена и выполняются в сторону падения надвинутого крыла, где эти нарушения заканчиваются межпластовой передвижкой. Однако мы предполагаем, что некоторые из крупных разрывных нарушений объединены с мезозойским надвигом единой плоскостью разрыва. При образовании надвигов деформировались не только отдельные участки, но и вся толща осадочного чехла. Следовательно, разрывные нарушения, секущие на всю мощность отложения миоцена и верхние горизонты олигоцена, генетически связаны с тектоническим строением более глубоких, мезозойских надвигов. Только так можно объяснить северное и северо-восточное падение поверхности разрыва в среднем миоцене головной части Нарат-Тюбинской моноклинали.

Трудно согласиться с тем, что формирование надвигов в отложениях среднего миоцена протекало за счет тектонических усилий, идущих из погруженной части краевого прогиба. Оно происходило на фоне глубокозаложенных вертикальных движений земной коры, вызвавших зарождение в мезозойско-кайнозойских отложениях субгоризонтальных тектонических движений. Под их действием, а также под влиянием сил гравитации и произошло наблюдаемое в Предгорном Дагестане перемещение и сползание осадочной толщи в сторону Каспия и Терско-Сулакской депрессии. Подобные представления о формировании структур надвиговых окраин складчатых горных сооружений, в частности в южных частях Терско-Каспийского краевого прогиба, нашли широкое признание.

Надвигание мезозойских пород можно видеть на профильных разрезах через центральную часть Варандийской антиклинальной Чечено-Ингушетии, разбуренной скважинами в поперечном направлении по р. Хулхулау [7]. Горизонтальное смещение по нижним горизонтам мезозойской толщи достигает здесь 3—4 км. Подобное смещение к северу испытывали, надо полагать, и мезозойские структуры западнее Варандийской антиклинальной в междуречье Аргун—Терек, где тектоническое строение с рассматриваемых позиций еще не изучалось.

Другим примером надвигового строения мезозойско-кайнозойской толщи и его проявления на складчатом борту краевого прогиба служит Восточная антиклинальная зона, где

бурением установлено повторение на разных глубинах разновозрастных пород, залегающих в обратной стратиграфической последовательности, как это наблюдается в наклоненных или лежащих складках Карпат, Кубани и Колетдага [8]. Надвигание пород мезозоя в сторону Каспия было доказано бурением на площади Дузлак (рис. 1, 2).

В скв. 100, пробуренной до глубины 4763 м, дважды были вскрыты меловые и среднеюрские (байос и часть аалена) отложения, причем в надвинутой части складки эта мощная толща пород оказалась перевернутой и пройдена в обратной стратиграфической последовательности. При повторном вскрытии верхнемеловых отложений скв. 100 вошла сначала в более древние горизонты мелового разреза, последовательно вскрывая до встречи с поверхностью разрыва более молодые стратиграфические породы. Так, образования, датированные по микрофауне *Thalmaninella appenninica* (Rens), *Rotalipora cushmani* (Mogrov.), *Hedbergella ex gr. portdownensis* W-M, *Hedbergella infractetacea* Glaessn., *Valvulina intermedia* Reuss, *Stensioina praesculpta* (Keller) сеноман-туронским возрастом, были пройдены в интервале 2762—2869 м. Порода из интервала 2879—2883 м по микрофауне *Ammodiscus incertus* Orb., *Spiroplectamina baudouiniana* Orb. отнесли к сantonскому ярусу. В интервале 2940—2986 м *Orbignyna sacheri* Reuss, *Plectina convergens* Keller, *Marssonella oxycona* Reuss. указывают на кампанский возраст (данные К. Г. Самышкиной).

В поднадвиг скв. 100 вошла на глубине примерно 3000 м, вскрывая даже в нормальной стратиграфической последовательности меловые и юрские отложения. Поверхность разрыва пересекает замок складки и выполаживается в ааленских отложениях, достигая противоположного юго-западного крыла. Разрыв на этом крыле пройден скв. 101 (интервал 3800—3900 м) в условиях сильных обвалообразований со сменой крутых углов падения пород (глубина 3083 м) пологими (глубина 4044 м). Под разрывом в интервале 3936—3939 м в керне скважины найдены обломки белой карбонатной породы. Как известно, белые известняки слагают в мезозойском разрезе только верхнемеловые отложения, поэтому можно сделать допущение, что поднадвиг вскрыт не только в скв. 100, но и в скв. 101. Амплитуда горизонтального смещения надвинутого крыла по мезозою в поперечном сечении Дузлакской складки составляет 3—4 км. К поверхности она уменьшается и разрыв затрагивает горизонты среднего миоцена. Полученные данные говорят о том, что свод Дузлакского поднятия по ааленским отложениям в корневой части находится в поднадвиге, поэтому необходима доразведка глубоких горизонтов мезозоя в Восточной антиклинальной зоне.

В тектоническом строении этой зоны отчетливо выражены палеоструктурные особенности формирования надвига, что позволяет предполагать их присутствие и в других складчатых зонах Предгорного Дагестана. Как показали палеоструктурные реконструкции, антиклинальный изгиб слоев (углы падения на крыльях 5—6°) в среднеюрской толще Восточ-

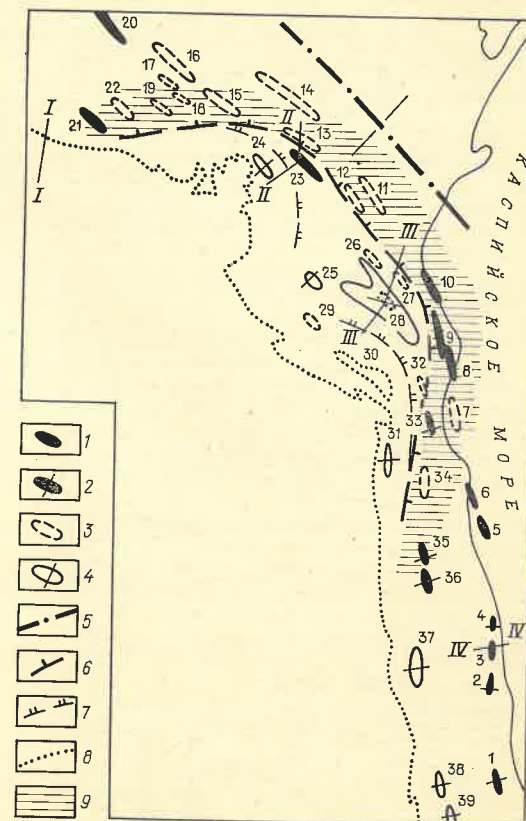


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема размещения месторождений нефти и газа

1 — выявленные залежи УВ; 2 — выработанные залежи УВ; 3 — перспективные площади; 4 — бесперспективные площади; 5 — ось Терско-Сулакской депрессии; 6 — внешние границы Дагестанского клина; 7 — внешние границы Сулакского, Губденского выступов; 8 — граница кровли верхнемеловых отложений на поверхности; 9 — внешнее обрамление Дагестанского клина; цифры на рисунке — Восточная антиклинальная зона: 1 — Хошмензил, 2 — Дагестанские Огни, 3 — Дузлак, 4 — Берикей, 5 — Инче-море, 6 — Избербаш, 7 — Ачису-море, 8 — Турали, 9 — Дмитриевская, 10 — Махачкала (Тарки); Погребенная антиклинальная зона: 11 — Красноармейск (Сафаралиевская), 12 — Алмало, 13 — Чир-Юрт, 14 — Байрамаул; Терская антиклинальная зона: 15 — Аджанат-Отар, 16 — Аташ, 17 — Аркабаш, 18 — Новолак, 19 — Чапаевская, 20 — Гудермес; Черногорская моноклинали; 21 — Бенюй, 22 — Дагбаш (Северный Бенюй), Дагестанский клин: 23 — Шамхалбулак, 24 — Миатлы (Сулакский выступ), 25 — Чубар-Арка, 26 — Ленинкент, 27 — Агач-Аул, 28 — Кукурт-Тау (Талги), 29 — Буглен; Губденский выступ: 30 — Эльдама-Иргартбаш, 31 — Шекебек; Западная антиклинальная зона: 32 — Манас, 33 — Ачису, 34 — Шамшаар, 35 — Гаши, 36 — Селли, 37 — Балхас-Хунук, 38 — Аджинаур, 39 — Экендиль

ной антиклинальной зоны возник в позднеюрское время под влиянием предкелловейской тектонической фазы [5]. В тектонически напряженных участках палеосвода антиклинальной зоны к началу накопления осадков мелового возраста сложились благоприятные условия для нарушения сплошности пород с образованием своеобразных зон дробления.

Более отчетливые очертания Восточная антиклинальная зона приобретает в конце позднего мела в связи с усилением процессов сжатия и складкообразования. Углы падения по-

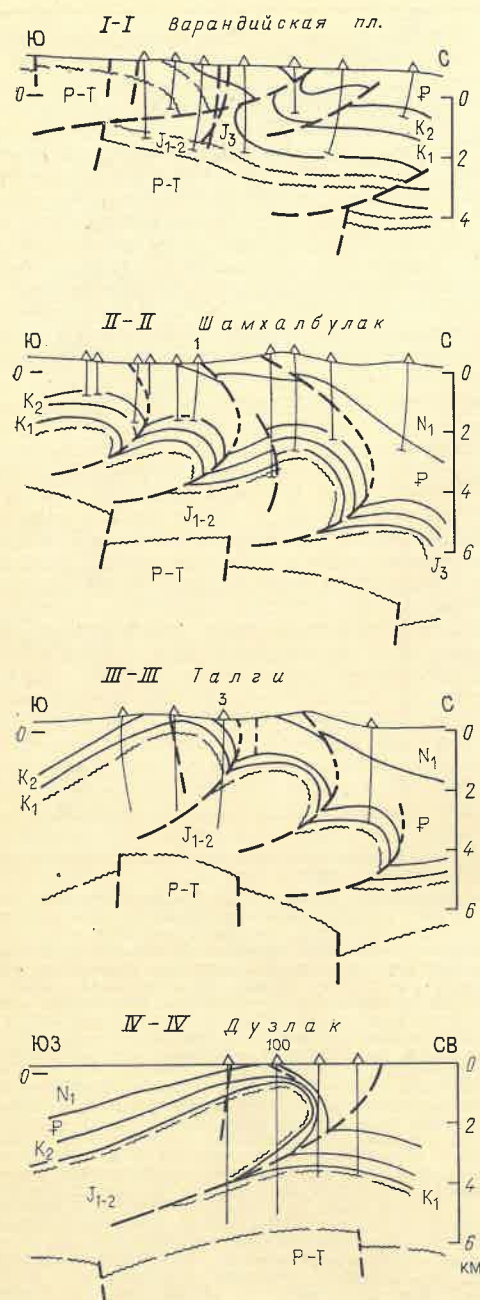


Рис. 2. Геологические профили

род на крыльях достигли 10—12°, увеличилась одновременно и высота антиклинальной зоны. При этом замечено, что в своде зоны происходило сокращение мощности отдельных горизонтов и в целом всей толщи меловых отложений, на основании чего сделан вывод об унаследованном развитии складчатых движений данного района в меловое и палеоценовое время. Первые признаки зарождения горизонтального сдвига пород относятся к нижнему палеогену, что выразилось в появлении более крутых углов на северо-восточ-

ном погружении зоны; в других районах (Губденский выступ и др.) это было одной из причин накопления в нижнемейкопском бассейне фораминиферовых и верхнемеловых подводных оползней (олистостром). Формирование типичного надвига в пределах Восточной антиклинальной зоны началось только после сармата. Надвиг активно развивался в плиоцен-антропогеновое время, когда от передовых складок при нарастающем их общем подъеме начали обособляться Терско-Сулакская депрессия и ее юго-восточное продолжение в акватории Каспия, заполнявшиеся по мере погружения осадками верхней молассы.

Кроме Варандийской антиклинали и Восточной антиклинальной зоны надвиговый тип складок вырисовывается и в отдельных поперечных геологических разрезах предгорьев Дагестанского клина, чем подчеркивается повсеместное проявление данного вида складкообразовательных движений на миогеосинклинальном борту краевого прогиба. Ожидается, что надвиги развиты на значительной части Дагестанского клина, претерпевшего более крупные структурно-тектонические преобразования по сравнению с другими районами Предгорного Дагестана. Надвиги различаются длительностью развития и структурно-геологическими параметрами. Наряду с этим весь осадочный комплекс Дагестанского клина, вероятно, сорван с доюрского основания. Размеры только поперечного смещения мезозойской толщи, не считая общего горизонтального перемещения аллохтона, достигают 4—5 км. Общая протяженность эшелонированной системы надвигов Дагестанского клина приближается к 200 км, длина отдельных надвигов, размещающихся вокруг Сулакского и Губденского выступов, 40—70 км. К бортовым частям Дагестанского клина надвиги сближаются, горизонтальное смещение по ним уменьшается и постепенно исчезает.

Среди признаков горизонтального сдвига следует отметить крутое падение мезозойских отложений в сторону Терско-Сулакской депрессии во фронтальной части Дагестанского клина на отдельных участках различных разведочных площадей (Миатлы, Шавдан, Бавтугай, Шамхалбулак, Талги, Уйташ и др.). В этом отношении определенный интерес представляет поперечный разрез северо-западной части Сулакского выступа через разведочные площади Шавдан — Андрейаул, где буровыми работами установлен резкий коленчатый уступ амплитудой 3000 м, осложненный продольными разрывами. Поставленные на голозу мезозойские отложения свидетельствуют о горизонтальном сдвиге осадочного чехла от Хадумского купола в сторону погружающейся Терско-Сулакской депрессии; возможны обратные падения пород, как в Восточной антиклинальной зоне. Буровыми скважинами на Талгинском поднятии также пройдена поверхность надвига (скв. 3, глубина 2630 м). По керну здесь наблюдалась резкая смена крутых углов (45°) пологими (12—15°).

Другим важным признаком надвиговых дислокаций в мезозойских отложениях может служить установленная между внешним обрамлением Дагестанского клина и крутыми склонами его фронтальной части узкая зона, в которой мощность майкопских (олигоцен-

нижнемиоценовых) отложений достигает предельных значений. Так, скв. 1 Димитровская, пробуренная в этих условиях вблизи крутого северо-восточного склона Талгинского поднятия, прошла по майкопским отложениям почти двойную мощность (2380 м), так и не вскрыв (при забое 3950 м) верхнемеловые отложения. Талгинская и Димитровская структуры имеют много общего с северо-восточным крылом Дузлакской складки. Аналогичные структурные условия вырисовываются и в других разведочных районах, поэтому предполагается, что зона сдвоенных мощностей майкопских отложений огибает фронтальную часть Дагестанского клина на всем протяжении Нарат-Тюбинского надвига.

Учитывая, что большинство выявленных поднятий соответствует наиболее возвышенным участкам надвигов, в пределах слабо изученных надвигов возможно открытие новых структурных ловушек. Благоприятны также изолированные тектонические блоки и ловушки в местах сгущения трещин в верхнемеловых карбонатных коллекторах. Выявление закономерностей размещения мезозойских надвигов позволит установить объекты для бурения поисково-разведочных скважин. Для изучения литолого-стратиграфического и тектонического соотношения осадочного чехла с породами доюрского основания рекомендуется разработать рациональный комплекс глубокого параметрического бурения и сейсмического зондирования до глубин 6—7 км. Это позволит расширить накопленные знания о тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности передовых структур Дагестана и уточнить дальнейшее направление нефтепоисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М., Наука, 1980.
2. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности района сочленения складчатых структур Чечено-Ингушетии и Даге-

стана/В. В. Стасенков, Г. Г. Гасангусейнов, В. Н. Коновалов и др. — РНТС ВНИИОЭНГ. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика, 1980.

3. Геология Большого Кавказа/Г. Д. Аджигрей, Г. И. Баранов, С. М. Кропачев и др. М., Недра, 1976.
4. Коршенбаум Ф. М. К вопросу геологического развития Губденского выступа в связи с перспективами нефтегазоносности глубоких горизонтов мезозоя. — Темат. науч.-тех. обзор ВНИИОЭНГ. Перспективы открытия нефтегазовых месторождений на больших глубинах. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М., 1973.
5. Коршенбаум Ф. М. Формирование юрской структуры Восточной антиклинальной зоны Дагестана. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала, 1977, с. 71—75. (Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 1, 10).
6. Нефтегазоносные провинции СССР/И. М. Алиев, Г. А. Аржевский, Ю. Н. Григоренко и др. М., Недра, 1983.
7. Новые данные по геологии юрских — палеозойских отложений юго-восточной части районов Чечено-Ингушетии/В. А. Станулис, В. И. Коновалов, О. П. Булгакова и др. — В кн.: Геология нефтегазоносных комплексов мезозоя Дагестана. Махачкала, 1979, с. 11—12. (Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 4, 23).
8. Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов/М. И. Варенцов, С. М. Дорошко, И. К. Королук и др. М., Недра, 1973.
9. Соколов Б. А., Хаин В. Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений. — Сов. геология, 1982, № 12.
10. Структурные и формационные особенности краевых прогибов и их нефтегазоносность/И. К. Королук, Н. А. Крылов, Н. Т. Куренков и др. М., Наука, 1983.
11. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.323.5

Н. А. РУМЯНЦЕВА (ВСЕГЕИ)

Систематика базальтовых формаций (на петрохимической основе)

На современном этапе развития учения о геологических формациях последним отводится важная роль как средству тектонического и металлогенического анализа. При этом большое значение имеет способ определения принадлежности исследуемого объекта

к той или иной формации. Чаще всего она устанавливается путем сопоставления с эталонами — типичными представителями видов формаций. Практические трудности в этом случае связаны с неопределенностью свойств, по которым объект сравнивается с этало-

ном; обычно эти свойства не задаются заранее, а выбираются произвольно. Более правильными представляются выявление и оценка в изучаемом комплексе необходимого минимума заранее заданных признаков, которые используются как классификационные и позволяют однозначно определить его принадлежность к определенному виду формаций. Такой путь невозможен без создания единой научной систематики магматических формаций.

Известные и описанные в настоящее время виды вулканических формаций выделены по неодинаковым, часто недостаточно четким признакам (вещественным, структурным, ситуационным и др.). Поэтому систематизация формаций потребует некоторой ломки сложившихся представлений. Вместе с тем систематизация необходима не только для более уверенной идентификации изучаемых вулканических комплексов. Она позволит установить несоответствия в объемах уже выделенных формаций, случаи их перекрытия, сходство и различия между ними, упорядочить данные об их свойствах, предсказать новые свойства (например, металлогенические), а также вероятность выявления новых видов формаций с заранее известными признаками.

Разработка систематики магматических формаций проводится коллективами ведущих научно-исследовательских институтов нашей страны [1, 4, 7, 9, 10, 13 и др.]. Однако пока не достигнуто единого мнения ни в определении понятия «магматическая формация», ни в подходах к их систематике. В большинстве петрологических работ применяется традиционная классификация вулканических серий (ассоциаций) на известково-щелочные, толеитовые и щелочные [8, 14], которая не охватывает всего разнообразия естественных объектов и не имеет единых классификационных критериев, вследствие чего один и тот же объект может быть отнесен одновременно к разным типам серий, т. е. нарушается требование непересекаемости классов [1—3, 12].

В работе [9] магматические формации предложено подразделять на семейства, классы, группы и виды. Охарактеризованные здесь виды форма-

ций выделены в результате сравнительного изучения и типизации магматических комплексов территории СССР с учетом максимально полного набора структурно-вещественных и ситуационных признаков. Задача дальнейших исследований заключается в уточнении систематики в рамках отдельных семейств и групп формаций, в нахождении необходимого и достаточного минимума структурно-вещественных признаков, которые позволили бы разделить наметившиеся виды формаций и легли бы в основу их систематики.

Автором сделана попытка решить эту задачу для обширной группы базальтовых формаций с помощью петрохимических признаков как наиболее универсальных и доступных, поддающихся объективной и однозначной количественной оценке. При этом необходимо: 1) определить структуру геохимической системы, объединяющей все виды базальтовых ассоциаций, в частности, проверить наличие в ней дискретности, которую можно было бы использовать для проведения границ между формациями; выявить главные вариации состава всей совокупности пород базальтовых формаций и оценить их как возможные дискриминаторы; 2) найти отличительные признаки между формациями, в том числе на обширном аналитическом материале проверить действительность предложенных ранее [9] классификационных признаков; 3) оценить относительное таксономическое значение разных признаков, генетически их истолковать, обосновать граничные значения отдельных признаков для разделения видов формаций.

При разработке систематики базальтовых формаций наряду с известными требованиями [2, 3, 12] учитывались частные положения, вытекающие из специфики и состояния изученности объекта и отражающие позицию автора. Исходя из вышеизложенных целей формационных исследований в основу выделения и систематики формаций должны быть положены признаки, независимые от существующих тектонических построений и относящиеся к внутренним свойствам формаций — составу и структуре.

Состав формации определяется составом входящих в нее пород. Однако

следует отметить, что при формационных исследованиях диагностика пород с точностью до семейства и вида (базальт, андезит и т. д.) или до породной группы [1] оказывается недостаточной, так как позволяет выделять лишь более крупные, чем виды, подразделения, которые малоинформативны для тектонических и металлогенических выводов. При формационном анализе необходимо опираться в основном на те петрографо-минералогические и петрохимические особенности пород, которые учитываются на уровне выделения их разновидностей.

Под структурой формации понимаются форма и способ сочетания слагающих ее составных частей. При использовании петрохимических данных структура может рассматриваться как характер распределения химических элементов между составными частями формации. Иными словами, если состав формации определяется положением соответствующего ей многомерного эллипсоида изменчивости в пространстве петрохимических признаков, то строение — его ориентировкой, формой, размерами, а также особенностями распределения составов пород внутри него. При этом формации, являясь образованиями более высокого уровня организации, чем породы, отличаются от них новым качеством — наличием определенной корреляции между петрохимическими признаками, или петрохимического тренда, связывающего породы в единую серию. В последние годы наметилась тенденция рассматривать формации как совокупность генетически самостоятельных дискретных породных групп. Вместе с тем сторонники такого подхода не отрицают существование корреляции между петрохимическими признаками породных групп внутри одной формации, хотя и не используют ее в качестве классификационного признака [1].

При выборе признаков для петрохимической систематики формаций необходимо учитывать, что состав пород и магм обуславливается процессами плавления — кристаллизации, в которых химические элементы участвуют в определенных пропорциях, соответствующих стехиометрии минералов. Поэтому при классификации пород и формаций должны учитываться

не содержания отдельных химических элементов, а значения их определенных комбинаций. Последние могут быть получены статистически или исходя из данных о составе минералов и последовательности их плавления — кристаллизации. Именно такую цель преследовало создание многочисленных систем пересчетов и использование пересчетных характеристик как классификаторов [6].

Граничные значения классификационных признаков не должны задаваться произвольно. Они могут устанавливаться статистически или на основе петрологических моделей. Это особенно важно при классификации серий пород, граничные значения признаков которых должны быть скользящими ввиду того, что каждая из серий многовариантна, т. е. изменение содержания одного компонента (например, SiO_2) определяет изменение концентраций всех остальных. Использование для пород разной основности одних и тех же граничных значений затрудняет обнаружение общих для серий «сквозных» петрохимических признаков.

Для систематики базальтовых формаций проведена статистическая обработка 974 средних составов пород*, представляющих около 450 магматических комплексов или их территориально обособленных частей. Ряд средних составов, относящихся преимущественно к формациям океанов и континентальных рифтов, характеризует магматические ассоциации более крупного ранга, чем комплексы. Средние составы подсчитаны приблизительно по 20 тыс. химических анализов. Все комплексы разбиты на группы, существенно различающиеся по совокупности структурно-вещественных и ситуационных признаков и относящиеся к разным видам формаций. Кроме пород базальтовых формаций в выборку включены породы андезитовой, базальт-андезитовой, трахиандезитовой и щелочно-базальтоидных формаций.

Средние составы обрабатывались с помощью метода главных компонент,

* Для комплексов, развитых на территории СССР, данные заимствованы из монографии [9], для комплексов зарубежных территорий и океанов использованы средние составы, приведенные в литературе или полученные автором в результате обработки частных анализов.

который позволяет разложить дисперсию составов пород на отдельные независимые компоненты, оценить относительную значимость последних, а также вклад каждого анализа в общую дисперсию [5]. Компоненты являются комбинациями содержаний элементов, вычисленных с учетом их взаимосвязей. Формулы компонент выражаются в виде набора элементов, максимально скоррелированных с данной компонентой. На компонентных диаграммах элементы, положительно скоррелированные с компонентой, представляются у одного конца соответствующей координатной оси, отрицательно скоррелированные — у другого; в формулах компонент они разделены стрелкой. Для каждого элемента указывается нагрузка — коэффициент корреляции с данной компонентой (значения нагрузки, умноженные на 100, приведены в формулах после символа элемента). Для каждой компоненты вычисляются дисперсия (λ), размах вариаций в направлении компоненты ($2\sqrt{\lambda}$), относительный вклад («вес») компоненты в суммарную дисперсию составов ($W = \lambda \cdot 100 / \nu$, где ν — число главных компонент).

Указанным методом обрабатывались вся совокупность анализов и отдельные их группы, соответствующие одному виду формации, с целью проверки однородности группы и уточнения ведущего для нее тренда. Кроме

того, отдельно исследовалась выборка, включающая только базальты всех формаций. В ходе обработки все выборки корректировались путем исключения анализов, не удовлетворяющих требованиям отнесения к данной совокупности [5]. Из общей выборки отбрасывались анализы пород (меланефелинитов, анкармитов, пикритов, меламарианитов), точки которых на диаграммах отклоняются от общего компактного фигуративного поля, образуя длинные шлейфы.

Для разных по объему и характеру выборок получены сходные формулы главных компонент, что дает основание рассматривать последние как следствие дифференциации элементов в соответствии с их геохимическими свойствами. Дифференциация может осуществляться в процессах, различных по масштабу и природе, т. е. петрологическая интерпретация одинаковых компонент может быть различной.

Для выборки, включающей все виды пород (табл. 1, вариант 1), более половины общей изменчивости (I компонента) составляет «боуэновский» тренд, противопоставляющий фельсифильные (Si, K, Na) и фемафильные (Mg, Fe, Ca, Ti) элементы. Компоненты II и III выражают вариации в содержании главным образом щелочей, с которыми положительно коррелируют титан и окисное железо, и резко

Таблица 1

Главные компоненты изменчивости состава пород базальтовых формаций

Вариант задачи	Компонента	W, %	Формула
1	I	53,1	$\text{Ca}95\text{Mg}90\text{Fe}^{2+}86\text{Ti}76\text{Fe}^{3+}60\text{Al}23 \rightarrow \text{Si}95\text{K}50\text{Na}43$
	II	15,6	$\text{Si}28\text{Fe}^{2+}18\text{Mg}17 \rightarrow \text{Al}75\text{Na}50\text{K}49\text{Fe}^{3+}44\text{Ti}13$
	III	9,5	$\text{Al}59 \rightarrow \text{Ti}43\text{K}42\text{Fe}^{3+}34$
	IV	9,1	$\text{Na}72\text{Fe}^{2+}21\text{Ti}20 \rightarrow \text{K}41\text{Al}13\text{Fe}^{3+}12\text{Ca}11$
2	I	32,9	$\text{Mg}79\text{Ca}74\text{Fe}^{2+}72\text{Ti}49 \rightarrow \text{Si}71\text{Al}67\text{Na}40\text{K}34\text{Fe}^{3+}24$
	II	20,2	$\text{Si}46\text{Fe}^{2+}20\text{Al}15 \rightarrow \text{Fe}^{3+}79\text{Ti}70\text{K}58\text{Na}47$
	III	10,8	$\text{Fe}^{2+}52\text{Na}44\text{Ti}22 \rightarrow \text{Ca}43\text{K}38\text{Mg}22\text{Fe}^{3+}14$
	IV	9,6	$\text{Mg}24\text{Na}21\text{Si}13 \rightarrow \text{Al}43\text{Ca}27$
3	I	49,0	$\text{Al}6\text{Si}6\text{Na}5\text{K}3\text{Fe}^{3+}3 \rightarrow \text{Mg}13\text{Ca}8\text{Fe}^{2+}6\text{Ti}1$
	II	13,9	$\text{Ca}7\text{Al}6 \rightarrow \text{Na}4\text{Mg}3\text{Fe}^{2+}2\text{Si}2\text{Fe}^{3+}1\text{Ti}1$
	III	11,7	$\text{Mg}6\text{Al}5\text{Na}2 \rightarrow \text{Fe}^{2+}5\text{Ca}2\text{Si}2\text{Ti}1$
	IV	10,0	$\text{Si}6\text{Mg}1\text{Fe}^{2+}1 \rightarrow \text{Fe}^{3+}5\text{Ti}3\text{K}3\text{Na}2$

Объем выборок: 1 — все виды пород, 949 средних анализов; 2 — базальты и щелочные базальтоиды, 487 средних анализов; 3 — базальты, 423 средних анализа. Режим обработки анализов: 1, 2 — на основе корреляционной матрицы, 3 — на основе ковариационной матрицы.

различаются поведением глинозема. В компоненте II, разделяющей в основном силикатные члены серий, титан, окисное железо и щелочи ассоциируют с глиноземом, а в компоненте III, имеющей наибольший размах для мафических членов, эти же элементы отрицательно коррелируют с глиноземом. В компоненте IV противопоставлены в основном калий и натрий. В сумме компоненты I—IV отражают 90 % всех вариаций состава выборки анализов.

Для выборки, включающей анализы мафических членов формаций (см. табл. 1, вариант 2), в качестве трех главных компонент выступают вариации химизма, свойственные общей выборке. Компонента IV отражает возрастание содержаний глинозема и кальция за счет уменьшения количества магния, натрия и др. («анортзитовый» тренд). Для рассмотрения изменчивости состава базальтов использован также вариант обработки данных на основе ковариационной матрицы — модификации метода главных компонент, позволяющей изучать поведение преимущественно главных породообразующих элементов, причем нагрузки элементов измеряются количеством атомов на 10 атомов кислорода. В этом случае (см. табл. 1, вариант 3) «анортзитовый» тренд выступает в качестве компоненты II.

На всех диаграммах, построенных в координатах главных компонент, фигуративное поле точек анализов однородно. Это исключает возможность проведения границ между формациями на основании дискретности «формационного пространства». Отсутствие статистических максимумов и минимумов в размещении точек внутри поля несомненно связано с характером выборки: при ее составлении не учитывалась относительная распространенность разных ассоциаций и отдельных пород внутри каждой ассоциации. Однако можно уверенно говорить об отсутствии «пор» в «формационном пространстве» и резких границ между формациями.

Оконтуривание точек комплексов, относящихся к одному или нескольким видам формаций, сходных по тектонической позиции, разбивает диаграмму на ряд полей (рис. 1, 2). Если поля

формаций полностью совпадают, сильно перекрываются или контур одной формации оказывается полностью включенным в более обширный контур другой, то формации обводятся единым контуром. Как правило, на разных диаграммах одна и та же формация объединена то с одной, то с другой, что позволяет уверенно разделить все три формации.

Диаграмма компонент I—II (см. рис. 1, а) отражает главным образом вариации общей мафичности пород в рамках отдельных формаций и в меньшей мере межформационные различия пород одинаковой основности, особенно значительные для силикатных членов, изменяющихся от риолитов до фонолитов. Наиболее интересны диаграммы, построенные в координатах компонент II, III и IV, на которых устранены вариации в основности пород, вошедшие в компоненту I, и выявляются «сквозные» свойства формаций, общие для всех членов. В частности, в плоскости компонент II—III (см. рис. 1, б) поля с небольшими перекрытиями разграничились по диагонали к осям координат. Формула разделяющего параметра — $\text{Si, Mg, Ca, Fe}^{2+} \rightarrow \text{Ti, K, Na, Fe}^{3+}$ (линия $a'a''$).

На диаграмме компонент I—II, относящейся к выборке базальтов (см. рис. 2), с небольшими перекрытиями разделились формации, сходные по степени и типу щелочности. Проанализировав положение на ней составов породообразующих минералов, а также сравнив взаимное расположение фигуративных полей базальтов на компонентной диаграмме и треугольной ($Ab+Or$)— An — ц. и., построенной с использованием нормативных составов (рис. 3), можно заключить, что компонента I отражает возможное «скольжение» составов вдоль линии котектики $Di-Pl$, а компонента II — степень отклонения от этой линии к вершине An .

С помощью компонентных диаграмм могут быть выявлены также различия между формациями по структуре — форме, размерам, ориентировке фигуративных полей, характеру распределения точек внутри них, степени выдержанности главного направления анизотропии. Разнообразие структуры формаций особенно хорошо выражено

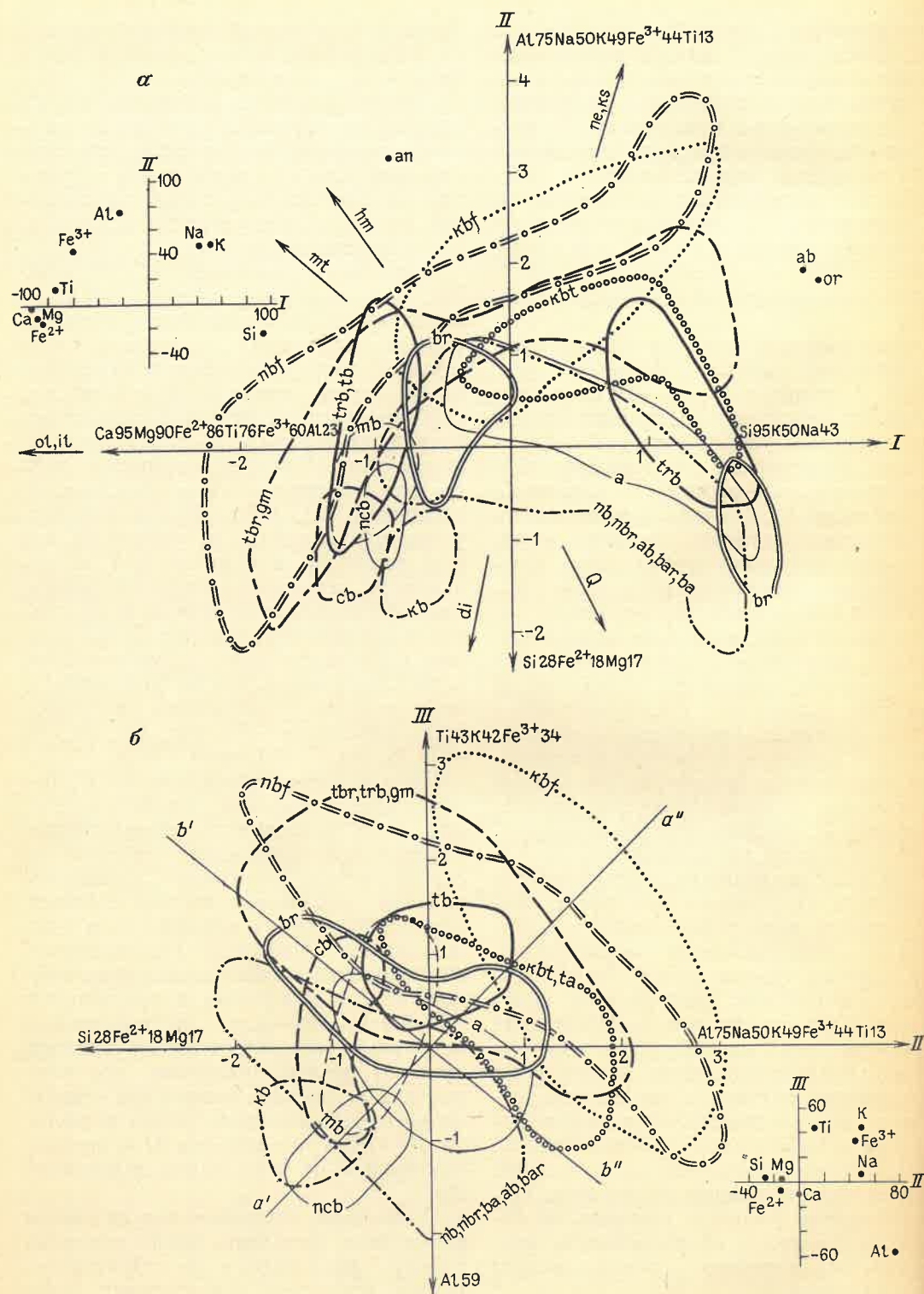


Рис. 1. Диаграммы составов пород вулканических формаций в координатах компонент I—II (а) и II—III (б).

На диаграмму нанесены точки составов минералов и стрелки, показывающие направления от центра диаграммы к этим точкам. Индексы формаций см. в табл. 3, индексы минералов — в соответствии с [6].

$a'a''$ — направление максимальных различий между составами формаций, $b'b''$ — направление максимальных вариаций внутри формаций.

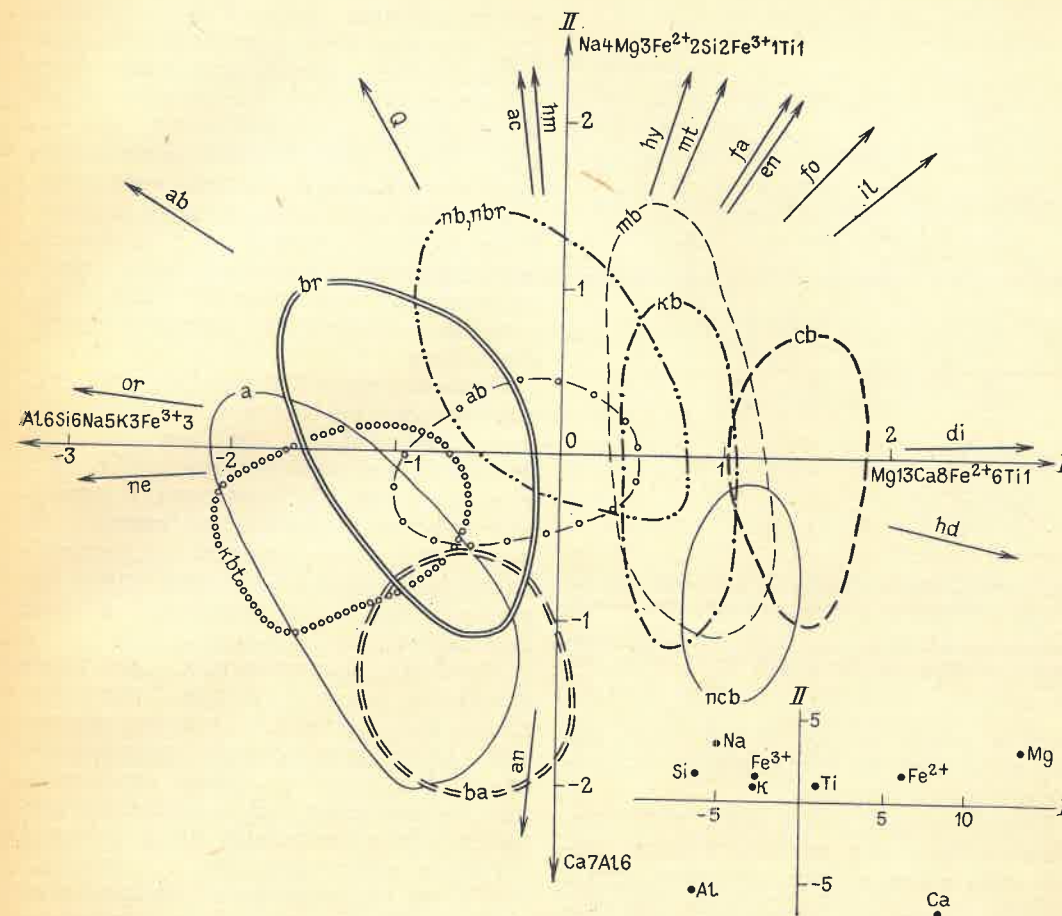


Рис. 2. Компонентная диаграмма составов базальтов вулканических формаций. Усл. обозн. см. рис. 1.

в плоскости компонент I—II (см. рис. 1, а). Наряду с почти изометричными полями (mb, nb, cb, ncb) наблюдаются сильно вытянутые, причем максимальные размеры и степень анизотропии имеют поля формаций щелочных пород (nbf). Анизотропные поля различаются и по ориентировке главной оси: одни поля (nbf, kbf, tbr, gm) вытянуты от третьего к первому квадранту, другие (a, ba, ab) почти ортогональны к этому направлению.

По распределению составов в пределах фигуративных полей выделены последовательно дифференцированные (непрерывные) и контрастно дифференцированные (прерывистые) формации. Последние характеризуются не только разрывом между полями мафических и салических членов, но и разной их ориентировкой (br, trb). Среди непрерывных формаций установлены

две группы: в одной — длинные оси полей почти прямолинейны (a, ba, bar, kbf), в другой — они имеют один (kbf) или два (nbf, gm, tbr) перелома, которые разбивают осевую линию поля на различно ориентированные отрезки. Различия в ориентировке фигуративных полей отмечаются и на диаграмме базальтов (см. рис. 2), причем в одних случаях наиболее вариабельной оказывается известковистость базальтов (mb, br), в других — степень меланократовости (kbf, ab).

Следует подчеркнуть относительную независимость признаков состава и строения формаций: фигуративные поля отдельных видов формаций могут быть разобщены, но иметь одинаковую ориентировку и, наоборот, при разной ориентировке и размерах в значительной степени перекрывать друг друга. С другой стороны, существует законо-

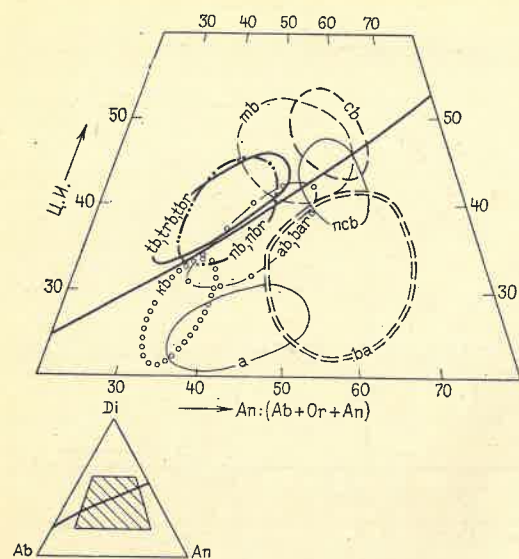


Рис. 3. Поля составов базальтов различных формаций на диаграмме $(Ab+Or)-An$ — цветной индекс (ц. и.)

Жирная линия — линия котектики $Di-Pi$ для безводной системы $Ab-An-Di$ при $P=0,1$ МПа; усл. обозн. см. табл. 3

мерная связь между положением полей формаций на диаграмме и их преобладающим трендом.

Компонентные диаграммы могут использоваться как диагностические путем нанесения на них составов пород любого исследуемого вулканического комплекса. Проекция анализа на координатную ось j ($j=I, II, III, \dots, v$ компоненты) вычисляется по формуле *:

$$x_j = \sum_{i=1}^{10} C_i A_i^j - B^j,$$

где C_i — содержание элемента i ; A_i^j — коэффициент; B^j — среднее значение компоненты j (табл. 2).

Элементы, представленные у положительного конца координатной оси, входят в формулу со знаком «плюс», у отрицательного — со знаком «минус». Концентрации элементов должны быть выражены количеством атомов на 10 атомов кислорода, как и в исходной выборке, на основании которой построены диаграммы. Если точки составов на всех диаграммах попадают в поле перекрытия или общий контур двух и более формаций, то для получения однозначного решения следует

учесть данные табл. 3 или дополнительные признаки формации [9].

Полученные результаты могут быть использованы для построения общей классификации базальтовых формаций. Поскольку главные компоненты дают оптимальную систему координат, в которой вариации составов отражаются наиболее полно, то в плоскости компонентных диаграмм могут быть найдены петрохимические показатели, которые наилучшим образом делят формации.

Относительная независимость признаков состава и строения формаций дает возможность построить классификационную таблицу (см. табл. 3) в виде матрицы. По горизонтали формации классифицированы по составу, по вертикали — по строению. Классификация формаций по составу может использоваться одновременно и как классификация базальтов.

Изучение компонентных диаграмм показало, что в качестве дискриминационных признаков состава формаций удобно использовать направления главных компонент (реже диагональные направления). Эти признаки вводятся последовательно на различных ступенях классификации в соответствии с их статистически выявляемым относительным «весом» и геологической значимостью.

Для всех выборок ведущей (с относительным «весом» более 50 %) является компонента общей мафичности пород. Поскольку для серий в целом этот признак как классификатор не «работает» (он отражает вариации составов в рамках отдельных формаций), то в качестве классификационного признака наиболее высокого ранга используется содержание щелочей, с которым положительно коррелирует количество титана и степень окисленности железа и отрицательно — содержания кремния, магния, кальция. Этот дискриминатор выступает в качестве компоненты II для выборки базальтов (см. табл. 1), а для общей выборки образует биссектрису угла между осями компонент II и III (см. рис. 1, б, линия a' , a''). Он может быть назван степенью насыщенности пород кремнеземом, так как тесно связан с содержаниями в породах нормативных кварца и фойдов.

* Развернутые формулы приведены в работе [5].

Таблица 2

Параметры для вычисления проекций анализов на диаграммах

Компонента	Коэффициенты для химических элементов									Среднее значение компоненты
	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	

Для диаграмм всех видов пород

I	0,517	-3,762	-0,309	-1,775	-1,283	-0,637	-0,832	0,716	0,813	0,3558
II	-0,511	2,122	3,469	4,479	-0,918	-0,417	-0,677	2,801	2,720	4,063
III	0,185	11,895	-4,478	5,562	-5,573	0,221	-0,459	0,751	3,819	-2,075

Для диаграммы базальтов

I	-1,527	0,245	-1,572	-0,664	1,513	3,273	2,087	-1,241	-0,671	-3,452
II	1,657	0,943	-5,119	1,098	1,665	2,835	-5,815	3,155	1,142	-0,441

В качестве следующего по значению признака используется компонента, в которой противопоставлены калий и натрий (III в выборке базальтов и IV в общей выборке). Применение этого признака (типа щелочности), как и предыдущего (степени насыщенности кремнеземом), для классификации серий пород является традиционным. Проведенные исследования лишь подтвердили их ведущую роль в общей изменчивости составов пород (более 70 % вариаций, не зависящих от основности).

На следующих ступенях классификации используются признаки, характеризующие в основном особенности состава базальтов — главных и преобладающих пород рассматриваемой группы формаций. Они соответствуют компонентам I и II для выборки базальтов и могут быть интерпретированы с точки зрения положения точек составов в базальтовом тетраэдре (см. рис. 3) как степень известковистости (I) и степень меланократовости (II).

Как видно из табл. 3, для разделения формаций по составу достаточно ввести две — три градации каждого признака. При практическом использовании классификации перечисленные признаки можно упростить с тем, чтобы облегчить их количественную оценку. Степень насыщенности кремнеземом можно оценить по содержанию нормативных минералов Q и $Ne+Le$ (%): в насыщенных базальтах $Q>0$, в недосыщенных $Q=0$, $0<Ne+Le<5$, в ненасыщенных $Ne+Le>5$. Для се-

рии пород в целом целесообразно пользоваться диаграммой кремнезем — сумма щелочей [11], где границы пород разной степени насыщенности даны для всего интервала составов. Компонента, отображающая антагонизм калия и натрия, может быть заменена отношением этих элементов (при известном значении окиси кремния). Рассчитано, что к калиевому типу относятся породы, в которых отношение $(1,5 SiO_2 - 100 K_2O) : (Na_2O + 0,7 K_2O)$ менее 30, к натриевому — более 60, а к калиево-натриевому — от 30 до 60 [11]. В калиево-натриевых и натриевых базитах степень насыщенности кремнеземом коррелируется с содержанием титана: в насыщенных $TiO_2 \leq 2\%$, в недосыщенных и ненасыщенных $TiO_2 > 2\%$ (чаще 2,5—4 %). В калиевых базитах $TiO_2 < 1\%$.

Степень известковистости и меланократовости базальтов можно определять по положению нормативных составов на треугольной диаграмме $(Ab+Or)-An$ — цветной индекс (см. рис. 3). В качестве граничных значений между известковистыми, щелочно-известковистыми и известково-щелочными базальтами рекомендуются значения отношения $An : (Ab+Or+An)$, равные 50 и 35 %. Базальты, располагающиеся на линии котектики, могут быть названы мезобазальтами (или просто базальтами); смещенные в поле кристаллизации темноцветных минералов — меланобазальтами, а находящиеся с противоположной стороны от данной линии — лейкобазальтами. По-

Классификация базальтовых, щелочно-базальтоидных и андезитовых формаций

Структура формаций				Состав главных	
Степень дифференцированности	Распределение составов в направлении главного тренда	Формула главного тренда	Степень выдержанности главного тренда	Насы	
				Натри	
				Известковистые	
				Мезократовые	Лейкократовые
Недифференцированные	—	—	—	cb	ncb
Умеренно дифференцированные	Последовательно дифференцированные	Al, Si, Na→Mg	Прямолинейный		
		Mg, Fe, Ca→Si, K, Na			cab
		Ca, Mg, Fe→S, K, Na, Al			
		Mg, Fe, Ca→Si, K, Na	Ломаный		
	Контрастно дифференцированные	Al, Si, Na→Mg		kb	
Высокодифференцированные	Последовательно дифференцированные	Ca, Mg, Fe, Al→Si, K, Na	Прямолинейный		
		Ca, Mg, Fe→Si, K, Na, Al			
		Mg, Ca, Fe, Ti→Si, K, Na	Ломаный		
		Mg, Ca, Ti, Fe→Si, Na, K, Al			
	Контрастно дифференцированные	Ca, Mg, Fe, Al→Si, K, Na			

Формации, по [9] (в скобках — по другим авторам): cb — известковистых базальтов (базальтовая пб — натриевых базальтов (спилит-диабазовая), mb — долерит-базальтовая (трапповая), b — базальтовая андезит-базальтовая и базальтов (толеитовая островных дуг), ab — андезит-базальтовая, ta — трахиандезитит-базальтовая, bar — базальт-андезит-риолитовая, ba — базальт-андезитовая (известково-щелочная островных хириолитовая, gm — гавайит-муджнерит-трахитовая, nbf — щелочных базальтов — фонолитов, nbg — натририолитовая.

сколькxу понижение насыщенности кремнеземом расплава сужает поле кристаллизации темноцветных минералов, породы, поля составов которых смещены от линии котектики вверх, в случае повышенной щелочности могут соответствовать мезократовым базальтам. На основании диаграммы (см. рис. 3) рассчитано, что с учетом со-

держаний окислов степень известковистости может быть оценена по отношению $CaO/Na_2O + K_2O$ (в известковистых породах оно более 2, в щелочно-известковистых 1—2, в известково-щелочных менее 1), а степень лейкократовости — по содержанию Al_2O_3 (граничные значения между меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми

Таблица 3

видов пород													
Насыщенные							Недосыщенные					Ненасыщенные	
евые		Калиево-натриевые							Калиевые				
Щелочно-известковистые	Известковистые	Щелочно-известковистые				Известково-щелочные	Щелочно-известковистые	Известково-щелочные	Калиево-натриевые	Калиевые			
		Мезократовые	Лейкократовые	Мезократовые	Лейкократовые	Мезократовые	Лейкократовые						
nb			mb		b		tb						
			ub										
					ab								
								ta (š)					
										kbt			
	bar		ba		a								
												kbf	
							tbr	gm					
											nbf		
nbr				br		trb							

океанических плато), ncb — известковистых лейкобазальтов (базальтовая срединно-океанических хребтов), (трапповая молодых платформ), tb — трахибазальтовая, ub — пикрит-базальтовая, cab — известковистых андезитов (в том числе s — шошонитовая островных дуг), kbt — калиевых базальтов — трахитов, kb — коматитов, a — андезитовая, kbf — щелочных базальтоидов — лейцитифоров, tbr — трахибазальт-трахиандезит-трахитовых базальтов — риолитов (спилит-кератофировая), br — базальт-риолитовая, trb — трахибазальт-трахи-

ми разностями для насыщенных известковистых базальтов 13 и 16 %, для щелочно-известковистых 14 и 17 %, для недосыщенных щелочно-известковистых трахибазальтов 13 и 16 %).

По вертикали в табл. 3 перечислены характеристики конституционного строения вулканических формаций. Они определялись на общей диаграм-

ме (см. рис. 1, a) и уточнялись путем исследования с помощью метода главных компонент частных выборок, соответствующих отдельным видам формаций.

Как критерий степени дифференцированности использовалось значение $2\sqrt{\lambda}$ — размах вариации в направлении главного тренда. В качестве гра-

ничных между недифференцированными, умеренно- и высокодифференцированными формациями приняты значения $2\sqrt{\lambda}$, равные соответственно 4 и 5 (или 4 и 10 атомов на 100 атомов кислорода при использовании ковариационной матрицы). Низкая степень дифференцированности соответствует однородным базальтовым формациям, состоящим почти исключительно из мафических членов. Умеренная и высокая степени отвечают формациям, в которых базальты ассоциируют в первом случае с пикритами или андезитами (трахиандезитами), во втором — риолитами, трахитами, фонолитами.

Ведущий тренд определялся исходя из ориентировки длинной оси эллипсоидов изменчивости отдельных видов формаций. В формуле главного тренда слева приведена ассоциация элементов, свойственная базальтам и базальтоидам, справа — ассоциирующих с ними пород. Порядок элементов в каждой части формулы соответствует уменьшению нагрузок. В дифференцированных формациях ведущие тренды различаются в основном соотношением глинозема и кремнезема: в одних случаях эти элементы ассоциируют, в других — противопоставлены. В комплексах недифференцированных формаций выделить устойчивое главное направление вариаций не представляется возможным; в них чаще проявляется «феннеровский» тренд (Mg, Ca → Fe, Si, Na). Характер распределения составов вдоль тренда оценивался по густоте точек в разных частях фигуративных полей, а степень выдержанности тренда — по наличию (или отсутствию) переломов длинной оси. При наличии переломов оси, а также для контрастно дифференцированных формаций главный тренд определялся на диаграммах как линия, соединяющая центры отдельных различно ориентированных отрезков оси фигуративного поля.

Сочетание признаков состава и структуры определяет вид формаций. Перечисленных признаков оказалось достаточно, чтобы разделить все виды базальтовых, щелочно-базальтоидных и андезитовых формаций, выделявшихся ранее в континентальных структурах [9]. По ним же удается классифи-

цировать вулканические ассоциации океанических структур и современных островных дуг.

В классификационной таблице многие ячейки не заполнены. Одни из них могут отвечать такому сочетанию признаков состава и структуры, которое в природе, по-видимому, невозможно, другие — группам комплексов, выделяемым пока в ранге разновидностей формаций (например, недифференцированные комплексы тефритов), или неизвестным пока видам ассоциаций.

В заключение подчеркнем, что классы формаций, различающиеся по выбранным петрохимическим признакам, характеризуются и неодинаковыми геологическими условиями проявления, что позволяет приписывать этим признакам петрогенетический смысл. Так, низкая степень насыщенности пород кремнеземом при высокой титанистости — важный индикаторный признак вулканических ассоциаций континентальных рифтовых зон и подобных им структур (авлакогенов и др.), а также океанических островов. По натриевому типу щелочности обособляются базальтовые ассоциации древних эвгеосинклиналей и современных океанических и переходных к континентам структур, при этом как в эвгеосинклиналях, так и в современных островных дугах ассоциации натриевого типа характеризуют преимущественно ранние стадии их развития.

Степень известковистости базальтов — наиболее четкий дискриминатор базальтовых ассоциаций современных океанических структур и разновозрастных ассоциаций, встречаемых на континентах (по высокой степени известковистости к океаническому базальтам приближаются лишь некоторые базальты древних платформ и зеленокаменных поясов). Степень меланократовости базальтов — признак, отделяющий разновозрастные ассоциации подвижных областей (древних геосинклиналей на зрелой стадии развития, орогенов, островных дуг, срединно-океанических хребтов) от ассоциаций континентальных и океанических платформ. Признаки, характеризующие структуру формаций, коррелируют преимущественно с содержанием и составом летучих компонентов в магме

и режимом тектонических движений в период ее подъема к поверхности [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск, Наука, 1982.
2. Воронин Ю. А. К математико-логическому освоению геологических классификаций. — Геология и геофизика, 1963, № 9, с. 129—133.
3. Груза В. В. Методологические проблемы геологии. Л., Недра, 1977.
4. Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций. — Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 74—84.
5. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л., Недра, 1981.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
7. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических фор-

маций по составу. — Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 3—19.

8. Куно Х. Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 107—121.
9. Магматические формации СССР. Т. 1. Под ред. В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой и др. Л., Недра, 1979.
10. Проблемы магматических формаций / Д. С. Штейнберг, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская и др. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 75—93.
11. Румянцева Н. А. О классификации эффузивных пород. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1977, ч. 106, вып. 1, с. 53—61.
12. Шарапов И. П. О геологических классификациях. — В кн.: Вопросы геологии Приуралья и Зауралья. Пермь, 1966, с. 3—20.
13. Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Формационное деление магматических образований на Урале. М., Наука, 1964.
14. Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. — Quart. J. of the Geol. Soc., London, 1950, pt. 1, No 421, p. 37—61.

УДК 552.323.6(571.651)

Б. А. МАРКОВСКИЙ, Г. В. БОГДАНОВ (ВСЕГЕИ)

Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР)

Вулканические ультрамафиты — пикриты, выявленные в последнее время во многих районах мира, представляют продукты ультрамафических расплавов и несут ценную информацию о вещественном составе глубинных зон Земли. Изучение пикритов открывает новые возможности для решения ряда актуальных проблем мантийного магматизма и важно в практическом отношении в связи с потенциальной никеленосностью, а иногда и алмазосностью некоторых их разновидностей [6]. Присутствие пикритов в составе пород офиолитовой ассоциации демонстрирует определенную роль ультрамафических расплавов в их формировании и свидетельствует о несомненной связи этих образований с зонами глубокой магматической проницаемости, в отличие от полнокристаллических ультрамафитов, для которых нередко предполагается «вторичное», перемещенное положение.

Хребет Пекульней, расположенный на левобережье р. Анадырь между его притоками Танюер и Белая, относится к крайней северо-западной части Камчатско-Корякской складчатой об-

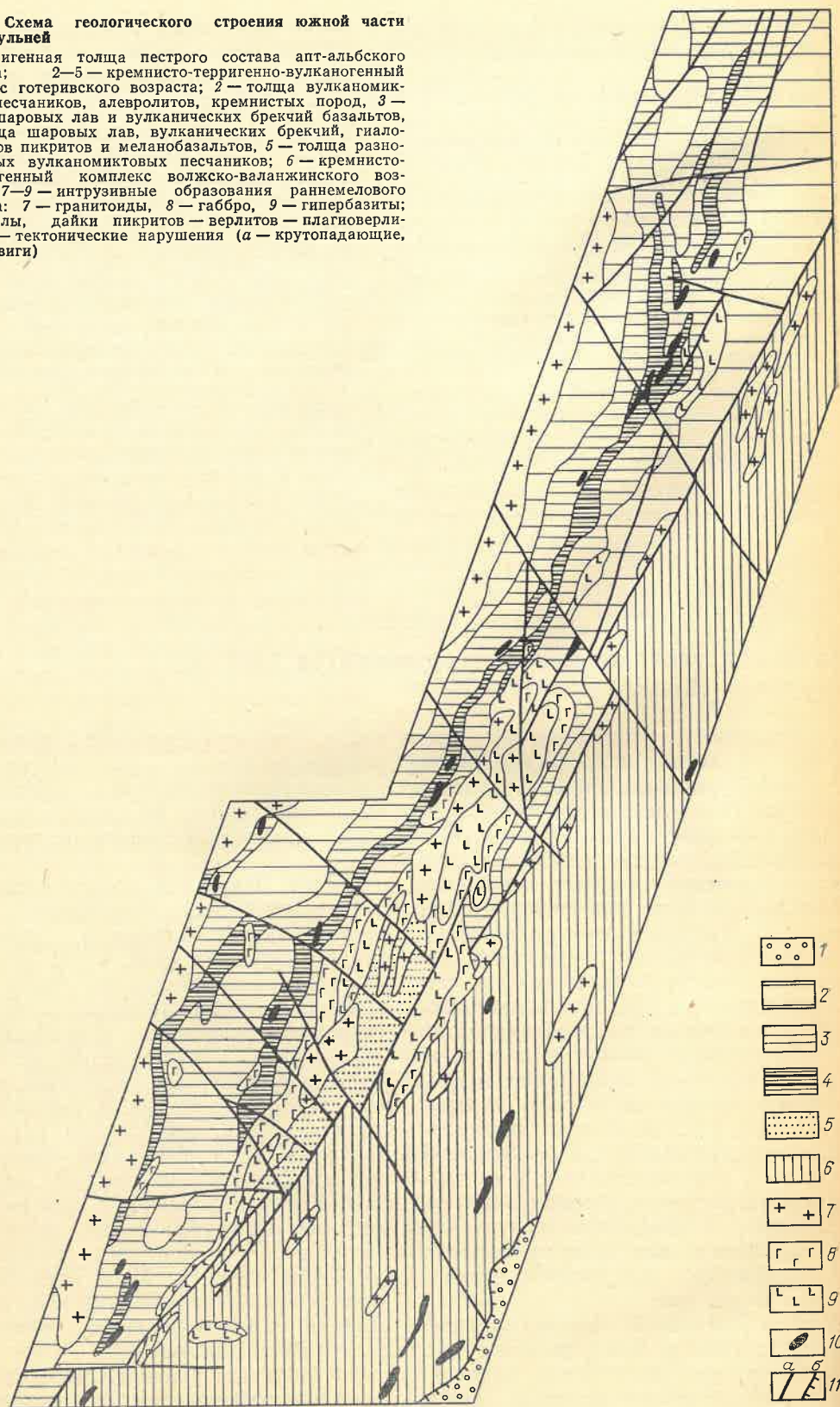
ласти, характеризующейся широким распространением разновозрастных ультрамафит-мафитовых (офиолитовых) комплексов, происхождение которых трактуется весьма неоднозначно.

Хребет Пекульней представляет собой крупный горст-антиклинарий сложного складчато-блокового, асимметричного строения (рис. 1). В его осевой части распространены юрско-раннемеловые кремнисто-вулканогенные и кремнисто-терригенно-вулканогенные образования, а также тесно ассоциирующие с ними тела полнокристаллических ультрамафитов и габброидов, которые Г. Г. Кайгородцев [4] рассматривал в составе единой офиолитовой ассоциации. Интенсивные, но неравномерно проявленные динамотермальные метаморфические трансформации всех пород привели некоторых исследователей [3, 8] к представлениям о присутствии в этой зоне образований и более древнего, возможно, палеозойского возраста.

На западных склонах хребта вскрываются синхронные кремнисто-терригенно-вулканогенным образованиям

Рис. 1. Схема геологического строения южной части хр. Пекульней

1 — терригенная толща пестрого состава апт-альбского возраста; 2—5 — кремнисто-терригенно-вулканогенный комплекс готеривского возраста; 2 — толща вулканомиктовых песчаников, алевролитов, кремнистых пород, 3 — толща шаровых лав и вулканических брекчий базальтов, 4 — толща шаровых лав, вулканических брекчий, гиалокластитов пикритов и меланобазальтов, 5 — толща разнозернистых вулканомиктовых песчаников; 6 — кремнисто-вулканогенный комплекс волжско-валанжинского возраста; 7—9 — интрузивные образования раннемелового возраста: 7 — гранитоиды, 8 — габбро, 9 — гипербазиты; 10 — силлы, дайки пикритов — верлитов — плагиоверлитов; 11 — тектонические нарушения (а — крутопадающие, б — надвиги)



его осевой зоны раннемеловые терригенно-вулканогенные отложения, в составе которых преобладают вулканиты среднего и кислого состава. С ними пространственно связаны многочисленные близкие им по возрасту интрузивы гранитоидов. Здесь же распространены терригенные, в том числе угленосные сеноман-туронские и сеноманские отложения, а также вулканогенные образования палеогенового возраста. Восточные склоны хребта сложены грубообломочными и флишными толщами апт-альбского возраста, молассоидного типа терригенными образованиями позднемерелового возраста и палеогеновыми базальтами.

В последнее время получили распространение представления о покровно-складчатой или чешуйчато-складчатоблоковой природе хр. Пекульней с широким распространением зон меланжа, а участвующие в его строении метаморфические породы, ультрамафиты и габбро стали рассматриваться в качестве выведенных на поверхность в зоне раздвига блоков дорифейской континентальной коры и мантии [5, 9].

Несмотря на относительно хорошую геологическую изученность района и проведенные на значительной части его территории средне- и крупномасштабные геологосъемочные работы, ультрамафические вулканиты были выявлены лишь недавно С. С. Зиминим и др. [8]. Они определены как меймечиты, пикриты, пикритовые порфириты, а позднее совместно с дунитами, верлитами и пироксенитами объединены под названием коматиитов условно кембрийского возраста [3]. В дальнейшем пикриты изучали О. К. Березнер (1979 г.) и В. С. Стерлигова (1980 г.), обосновавшие их раннемеловой возраст. Кроме того, краткие сведения о пикритах содержатся в работах С. А. Паланджяна и др., посвященных тектонике и офиолитам этого региона [5, 10].

Проведенные нами исследования в приосевой части хр. Пекульней, от р. Бычей до р. Кривой — левого притока р. Сев. Пекульней, установили широкое распространение на этой территории ультрамафических вулканитов различных фациальных типов — массивных, подушечных и шаровых лав, вулканических брекчий и гиало-

кластитов, а также многочисленных силлов и даек пикритов. Слагая преимущественно автономные тела, пикриты тесно ассоциируют с меланобазальтами и формируют с ними единую толщу мощностью до 400 м в составе кремнисто-терригенно-вулканогенных образований с фауной готеривского возраста, которые согласно залегают на кремнисто-вулканогенных отложениях, содержащих в верхней части разреза фауну волжско-валанжинского возраста. Общая мощность вулканогенного комплекса, включающего пикриты, превышает 3000 м. В его составе преобладают шаровые, подушечные, реже массивные лавы натровых толентовых, преимущественно афировых базальтов и долеритов, отмечаются вулканические брекчий и гиалокластиты того же состава, широко распространены кремнистые породы.

В подчиненном количестве присутствуют разнозернистые вулканомиктовые песчаники, количество которых возрастает вверх по разрезу, встречаются также маломощные линзы известняков. Переслаиваясь с лавами и брекчиями меланобазальтов, собственно ультрамафические вулканиты образуют горизонты мощностью 50—60 м с различными, меняющимися по простиранию и разрезу соотношениями лав, вулканических брекчий и гиалокластитов.

Лавы пикритов формируют потоки мощностью 5—10 м. Они представлены массивными, чаще подушечными и шаровыми разновидностями, иногда с существенными вариациями размера «шаров» и «подушек» в отдельных потоках (от 1,5—2 до 0,2—0,4 м). Наиболее широко распространены вулканические брекчий пикритов. Они образуют отдельные горизонты мощностью 10—15 м и в ряде случаев связаны с шаровыми лавами постепенными переходами через лавобрекчий и брекчий с фрагментами лавовых шаров и подушек. В вулканических брекчиях наблюдается нечетко выраженная слоистость, изредка с постепенными переходами к грубозернистым гиалокластитам. Форма обломков, как правило, угловатая, полуугловатая; размер их, как и количество цементирующего мелкообломочного пикритового материала, существенно варьирует.

Гиалокластиты пикритового состава слагают до 20 % объема горизонтов ультрамафических вулканитов. Они образуют прослой мощностью 3—5 м, чередующиеся с вулканическими брекчиями и лавами пикритов. Гиалокластиты существенно различаются по зернистости, причем тонкообломочные их разновидности характеризуются хорошо выраженной слоистостью и иногда связаны постепенными переходами с тонкозернистыми вулканомиктовыми породами с примесью кластического материала базальтового состава.

Силлы и дайки пикритов преимущественно пространственно ассоциируют с пикритами собственно вулканических фаций. Реже они наблюдаются на более низких уровнях разреза, в том числе и среди кремнисто-вулканогенных образований. Показательно присутствие ксенолитов пикритов в габброидах, а также активные контакты последних с пикритами даек и силлов, что подчеркивает близкоодновременный характер формирования вмещающего пикриты вулканогенного комплекса, пространственно ассоциирующих с ним габброидов и связанных с ними в ряде тел постепенными взаимопереходами полнокристаллических ультрамафитов.

Дайки и силлы пикритов характеризуются значительной протяженностью при мощности в первые метры, редко первые десятки метров. Следует отметить, что фациальная принадлежность существенно тектонизированных и преобразованных пикритов пластообразных тел не всегда может быть однозначно установлена. Как правило, наиболее интенсивно расщеплены и изменены гиалокластиты, нередко превращенные в зеленые сланцы, менее преобразованы массивные пикриты даек и силлов.

Пикриты лав и обломки вулканических брекчий представлены мелко- и среднепорфировыми, в ряде случаев миндалекаменными разновидностями с вкрапленниками (15—40 %) оливина (0,5—2 мм), который образует идиоморфные, иногда удлиненные и скелетные кристаллы, часто нацело замещенные серпентином или агрегатом актинолита-тремолита и магнетита. Изредка к ним присоединяются субвкрапленники (1—1,5 мм) диопсид-авгита

($Ng=1,701-1,709$; $Np=1,671-1,681$). Основные массы пикритов этого типа витрофировые или микролитовые. Вулканическое стекло обычно полностью замещено серпентином и хлоритом или агрегатом зерен амфибола, магнетита и хлорита. Микролитовые основные массы сложены клинопироксеном — авгитом ($2V_{Ng}=58-60^\circ$; $Ng=1,711-1,717$; $Np=1,686-1,692$), рудным минералом и преобразованным вулканическим стеклом. Микролиты пироксена образуют удлиненные (1—1,5 мм), иногда скелетные кристаллы и разнообразные их сростки, формирующие в ряде случаев специфическую структуру, близкую структуре спинифекса.

Пикритовые гиалокластиты состоят из угловатых обломков мелкопорфировых оливинных пикритов, охарактеризованных выше, а также фрагментов в различной степени преобразованного, редко «свежего» ($N=1,611$) вулканического стекла, которое иногда существенно преобладает. Повышенное (до 50 %) содержание миндалин в обломках этих пикритов часто определяет «пузырчатый» характер некоторых разновидностей гиалокластитов.

Пикриты даек и силлов отличаются обилием (45—75 %) крупных (10—15 мм) серпентинизированных вкрапленников высокомагнезиального ($Ng=1,693-1,696$; $Np=1,656-1,658$) оливина, с которыми в отдельных телах ассоциируют (до 20—25 %) более мелкие (1—3 мм) вкрапленники диопсид-авгита ($2V_{Ng}=55-60^\circ$; $Ng=1,701-1,713$; $Np=1,671-1,690$). Они располагаются в серпентин-хлоритовом, хлорит-актинолит-тремолитовом мезостазисе, микролитовых основных массах, образованных клинопироксеном, или цементируются зернами авгита ($2V_{Ng}=57-60^\circ$; $Ng=1,714-1,721$; $Np=1,690-1,695$), битовнита ($Ng=1,579$; $Np=1,569$), магнетита и хлорита. Отдельные участки этих тел, преимущественно центральные их части, имеют нередко полнокристаллическое строение и близки по составу порфировидным верлитам и плагиоверлитам. В ряде даек и силлов наблюдается замещение пироксена бурой роговой обманкой ($2V_{Np}=60-68^\circ$; $Ng=1,674-1,681$; $Np=1,656-1,663$) и присутствие в их основной массе плас-

тинок флогопита. Следует отметить возрастание диапазона вариаций размера кристаллов оливина в более интенсивно раскристаллизованных породах и присутствие в краевых частях субвулканических тел пикритов оливина удлиненного и скелетного габиту-са.

Во всех разновидностях пикритов в незначительном количестве присутствуют мелкие зерна хромшпинелидов, образующие включения в минералах вкрапленников и рассеянные совместно с зернами магнетита в основной массе пород, причем размер и количество рудных минералов возрастают в пикритах субвулканических фаций. Кроме того в протоочных пробах пикритов отмечены единичные зерна ильменита, циркона и граната.

Общей особенностью минерального состава пикритов всех фациальных разновидностей, по данным микрозондового анализа* (табл. 1), является существенно магнезиальный характер вкрапленников оливина (Fe_{6-13}), отличающихся, как это установлено для оливинных даек и силлов, закономерным возрастанием содержания FeO , MgO к периферии зерен и изменением концентрации CaO с незначительным увеличением и последующим его уменьшением в краевых частях кристаллов. Показательно и общее повышенное ($>0,1\%$) содержание CaO в оливинах пикритов, что характерно для оливинных вулканических и субвулканических пород [6]. Представляют интерес и относительно повышенные содержания Cr_2O_3 (до 0,25 %) в отдельных кристаллах оливинных, а также NiO (0,28—0,33 %).

Состав клинопироксенов незначительно варьирует в зависимости от фациальной принадлежности пикритов, причем пироксены субвулканических тел отличаются от таковых собственно вулканических фаций повышенными содержаниями MgO , CaO , Sr_2O_3 , TiO_2 и пониженными FeO .

Хромшпинелиды пикритов представлены алюмохромитами с широкими вариациями Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO , MgO . Они характеризуются трендом изменчивости состава с отрицательной кор-

реляцией хромистости и магнезиальности, причем хромшпинелиды пикритов собственно вулканических фаций отличаются существенной однородностью состава и стабильно высокой хромистостью.

Магнетиты пикритов весьма однотипны по составу и лишь в отдельных случаях обогащены хромом или титаном, что характерно для пород даек и силлов.

Наиболее распространенные вторичные минералы пикритов — серпентин, хлорит и амфибол, что подтверждается результатами термического и рентгено-структурного анализов (рис. 2). В пикритах гиалокластитов, вулканических брекчий и лав преобладают хлорит и амфибол, а для менее преобразованных процессами динамометаморфизма пикритов даек и силлов характерен лизардит.

Особенности химического состава пикритов хр. Пекульней свидетельствуют об их принадлежности к ультрамафитам преимущественно нормально-го ряда с отношением $CaO/Al_2O_3 \leq 1$ (рис. 3), содержанием $TiO_2 \leq 1$ и постоянным преобладанием Na_2O над K_2O (табл. 2). Все их разновидности являются нормативно гиперстен-оливинными породами со значительным содержанием полевошпатовых компонентов независимо от содержания в них модалного плагиоклаза.

Петрохимическая и геохимическая специфика пикритов в значительной степени определяется их фациальной принадлежностью. Породы собственно вулканических фаций — лавы, вулканические брекчии и гиалокластиты — представлены главным образом низкомагнезиальными разновидностями, тогда как дайки и силлы сложены преимущественно пикритами высокомагнезиального типа. Соответственно первые характеризуются относительно повышенными содержаниями «базальтоидных» компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O+K_2O , в меньшей степени TiO_2 и $FeO+Fe_2O_3$, а также значениями нормативного цветового индекса, варьирующими в пределах 57—70 %, в отличие от высокомагнезиальных пикритов, цветовой индекс которых изменяется от 63 до 83 %. Отличаются они и по содержанию малых элементов (табл. 3).

* Анализы выполнены на электронном анализаторе «Камебакс» в стандартном режиме.

Таблица 1

Средний состав минералов пикритов хр. Пекульней, %

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃
1	1	41,33	—	0,15	6,26	0,06	52,21	0,12	—
2	11	40,25	0,10	0,40	9,14	0,13	49,78	0,24	0,10
3	16	40,04	0,07	0,67	10,21	0,20	48,69	0,30	0,10
4	7	50,71	0,56	3,12	8,77	0,28	15,69	20,33	0,29
5	3	49,92	1,28	3,74	8,02	0,23	14,87	21,31	0,45
6	4	51,64	0,43	2,68	5,14	0,13	17,38	21,52	0,84
7	7	—	0,11	15,94	22,76	—	10,57	—	49,08
8	12	—	0,29	38,22	13,00	—	18,54	—	28,74
9	8	—	0,30	15,87	28,98	—	10,16	—	42,47
10	4	—	—	0,14	92,65	0,22	1,01	—	0,16
11	7	—	0,56	0,14	91,73	0,22	0,16	—	0,10
12	3	—	2,45	0,17	82,13	0,78	0,50	—	8,59
13	2	—	52,63	0,20	45,36	1,85	0,19	—	0,25

1—3 — оливины, 4—6 — клинопироксены, 7—9 — хромшпинелиды, 10—12 — магнетиты, 13 — ильмениты; вмещающие породы: 1, 4, 7, 10 — шаровые лавы; 2, 5, 8, 11 — оливиновые пикриты силлов и даек; 3, 6, 9, 12, 13 — клинопироксен-оливиновые пикриты силлов и даек.

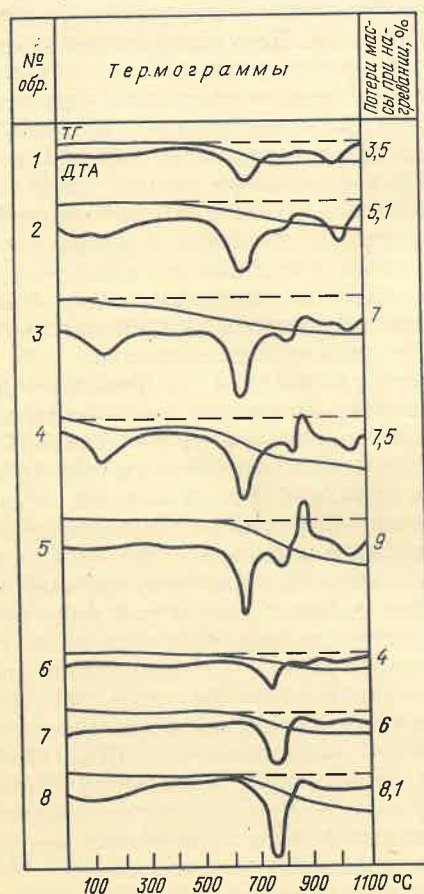


Рис. 2. Типичные термограммы пикритов
1—3 — гналокластиты; 4—5 — шаровые лавы; 6—8 — дайки и силлы; ТГ — термогравиметрическая кривая, ДТА — кривая дифференциально-термического анализа

Различия пикритов вулканических фаций выражены незначительно. Отмечается лишь относительно большая однородность состава гналокластитов по сравнению с более дифференцированными по составу пикритами вулканических брекчий и лав. Для последних в ряде случаев характерны существенные вариации состава даже в пределах отдельных лавовых «шаров» и «подушек». Так, от центра к периферии лавовых «шаров» возрастают содержания (окислы в %, элементы в г/т): SiO₂ 42—44; TiO₂ 0,36—0,56; Al₂O₃ 7,3—11,8; FeO 4,8—9,1; MnO 0,09—0,14; CaO 6,3—10,4; Na₂O 0,14—1,4; K₂O 0,01—0,16; V 110—250; Sc 18—36; Zn 43—58; Zr 8—27; Sr 6—68; Y 10—18; Ba 27—50, а убывают содержания: Fe₂O₃ 5,6—2,1, MgO 24—15, Cr 2400—1900; Ni 1250—530, Cu 89—19.

Вся совокупность пикритов хр. Пекульней представляет единую петрохимическую серию с постепенным изменением содержаний породообразующих и малых элементов (рис. 4). Наиболее магнезиальными ее членами являются существенно дифференцированные по составу пикриты субвулканических тел, образующие обособленную петрохимическую группу, которая лишь незначительно в низкомагнезиальной части перекрывается составами пикритов собственно вулканических фаций. Наименее магнезиальные пи-

Таблица 2

№ п/п	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
1	15	41,78	1,88	0,50	0,30	8,52	0,30	1,47	0,13	0,03	0,03	22,98	2,71	7,59	1,28	0,80	0,38	0,12	0,23
2	28	43,00	1,19	0,52	0,28	8,66	0,28	1,34	0,14	0,02	0,02	21,73	3,25	8,17	1,89	0,92	0,53	0,04	0,04
3	13	42,80	1,41	0,39	0,10	9,50	0,10	0,66	0,14	0,02	0,02	21,80	2,73	8,50	2,10	0,78	0,28	0,03	0,02
4	33	39,89	1,79	0,30	0,10	5,23	0,33	0,96	0,14	0,02	0,02	31,01	2,86	4,49	0,91	0,31	0,22	0,05	0,05
5	15	46,88	3,32	0,66	0,33	10,34	1,31	1,27	0,17	0,08	0,08	14,73	1,36	10,18	1,28	2,22	0,90	0,06	0,08
6	20	48,62	2,51	1,31	0,48	13,01	1,21	1,39	0,15	0,02	0,02	8,36	2,54	9,29	2,21	3,38	0,87	0,31	0,34
7	40	48,39	2,03	1,89	0,57	14,52	1,70	1,76	0,16	0,05	0,05	7,49	1,58	9,14	1,64	3,16	0,76	0,37	0,42

Здесь и в табл. 3: 1—4 — пикриты; 1 — шаровые лавы, 2 — обломки в брекчиях, 3 — гналокластиты, 4 — силлы и дайки; 5—6 — базальты кремнисто-терригенно-вулканической толщи, вмещающей пикриты; 5 — меланобазальты, непосредственно ассоциирующие с пикритами, 6 — базальты кремнисто-вулканической толщи.

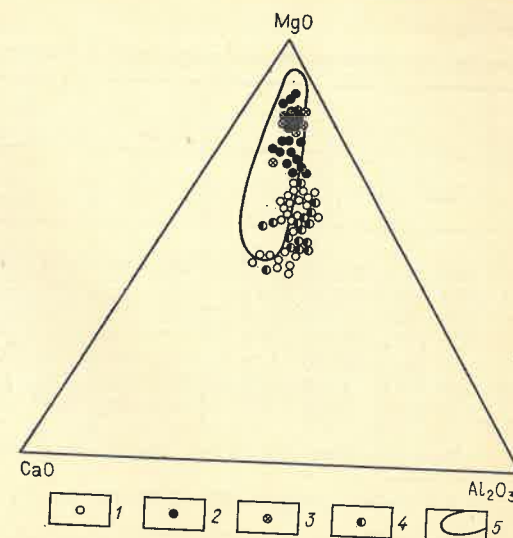


Рис. 3. Диаграммы Al₂O₃—CaO—MgO пикритов
1—2 — хр. Пекульней: 1 — лавы, вулканические брекчии, гналокластиты, 2 — дайки, силлы; 3 — хр. Пенжинского [1]; 4 — хр. Срединный на Камчатке [12, 13]; 5 — поле составов пикритов Восточной Камчатки

криты связаны промежуточными разновидностями с меланобазальтами, с которыми они чередуются в разрезе, иногда слагают совместно с ними обломки в отдельных горизонтах вулканических брекчий или участвуют в строении единых лавовых шаров и подушек. При этом единую с пикритами серию образуют лишь меланобазальты с содержанием MgO > 14 %, которые при общности их петрохимических особенностей с базальтами кремнисто-терригенно-вулканического комплекса отличаются от них «разрывом» по содержанию магния и иным характером трендов ряда компонентов (см. рис. 4).

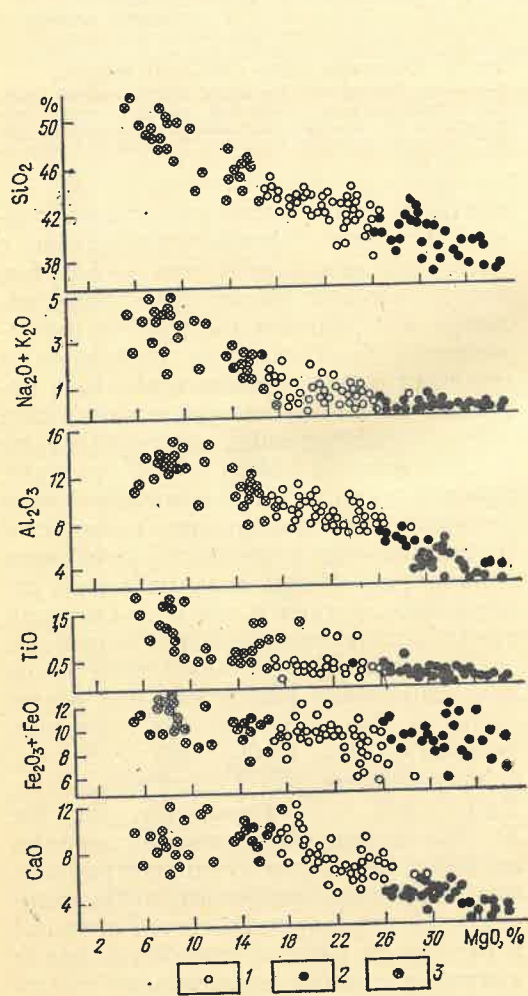
Для пород пикритовой серии в целом характерна положительная корреляция с MgO—Cr, Ni, Co и отрицательная — SiO₂, Al₂O₃, CaO, V, Sc, Cu, в меньшей степени FeO, Fe₂O₃, TiO₂, K₂O+Na₂O; содержания Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y не обнаруживают определенной зависимости от количества магния в породах. Следует отметить «компактное» расположение точек составов в различной степени преобразованных пикритов и четко выраженный характер большинства петрохимических и геохимических трендов, свидетельствующие о существенно изохимическом типе их вторичных преобразований, что определяет корректность интерпре-

Среднее содержание малых элементов в пикритах и базальтах хр. Пекульней, г/т

№ п/п	Ni		Co		Cr		V		Sc		Cu		Zn	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
1	957 (9)*	199	77 (9)	15	1983 (9)	274	189 (9)	51	22 (9)	4	66 (7)	42	64 (8)	18
2	1230 (20)	486	82 (23)	13	1949 (22)	632	196 (22)	36	24 (23)	7	93 (11)	20	70 (11)	12
3	879 (10)	212	73 (10)	21	2607 (10)	506	174 (10)	36	31 (10)	7	76 (8)	26	63 (8)	10
4	1570 (28)	1960	78 (28)	17	3179 (28)	1061	102 (28)	44	15 (28)	5	74 (24)	74	61 (24)	14
5	754 (9)	281	70 (14)	11	1894 (9)	299	234 (14)	25	33 (14)	34	103 (7)	56	70 (6)	13
6	137 (14)	35	49 (18)	10	276 (14)	111	250 (18)	45	36 (18)	7	105 (8)	53	86 (10)	14
7	130 (29)	54	45 (30)	7	278 (29)	152	247 (30)	52	31 (30)	8	75 (24)	39	100 (25)	26

Количественные определения Rb, Zr, Sr, Y, Nb, Ba, Cu, Zr выполнены во ВСЕГЕИ; Ni, Co, Cr, V, Sc

* В скобках указано число анализов.

Рис. 4. Вариационные диаграммы MgO — окислы пикритов
1 — лавы, вулканические брекчин, гиадокластиты;
2 — дайки, силлы; 3 — ассоциирующие с ними базальты

тации данных о составе пикритов с генетических позиций.

Очевидно, первичные ультрамафические расплавы близки относительно «примитивным» составам пикритов собственно вулканических фаций, тогда как ассоциирующие с ними меланобазальты и высокомагнезиальные пикриты даек и силлов являются продуктами дифференциации этих расплавов вследствие отсадки и кумуляции оливина как в промежуточных магматических очагах, так и на месте становления соответствующих тел. Присутствие в некоторых разновидностях пикритов амфибола и флогопита свидетельствует о наличии в ультрамафическом расплаве некоторого количества летучих компонентов. Вероятно, в обстановке становления субвулканических тел летучие компоненты благоприятствовали расширению температурного интервала кристаллизации расплава и наряду с относительно постепенным его охлаждением способствовали формированию крупнопорфировых структур, а иногда определяли и полнокристаллический характер этих пород.

Особый интерес представляет рассмотрение обстановки высокой магматической проницаемости, определившей поступление ультрамафического расплава к земной поверхности и формирование пикритов различных фациальных типов. Как было показано выше, пикриты хр. Пекульней входят в состав мощного вулканогенного базальтового комплекса позднемелового—

Таблица 3

Zr		Rb		Sr		Y		Nb		Ba	
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
15 (6)	6	3,1 (8)	0,4	28 (8)	16	13 (8)	3	7,2 (8)	3,6	44 (8)	13
25 (10)	15	4,2 (11)	3,2	88 (11)	145	14 (11)	4	6,1 (11)	1,4	41 (11)	14
13 (8)	10	3,2 (8)	0,7	26 (8)	11	14 (8)	2	5,2 (8)	0,5	39 (8)	15
18 (24)	39	6,0 (24)	13,6	20 (24)	15	9,8 (24)	4	7,1 (23)	2,3	32 (23)	12
54 (7)	32	3,1 (7)	0,4	134 (7)	107	18 (7)	2	8,3 (7)	2,8	126 (7)	145
97 (10)	31	3,6 (10)	1,3	147 (9)	91	25 (10)	6	9,3 (9)	2,5	60 (9)	16
146 (25)	71	13 (25)	19	221 (25)	120	33 (25)	11	17 (22)	11	111 (20)	91

— в ПГО «Севзапгеология».

раннемелового возраста, ассоциируют с небольшими телами полнокристаллических ультрамафитов (оливинитов, верлитов, клинопироксенитов) и интрузивами габброидов. В палеотектоническом плане вмещающий пикриты вулканогенный комплекс сформировался в пределах протяженного базальтового окраинно-океанического геосинклинального пояса, фрагменты которого прослеживаются в Корьякском нагорье, на Камчатке и Сахалине [11]. Район современного хр. Пекульней соответствует зоне непосредственного сочленения этой структуры с окраинно-континентальным поясом среднего и кислого вулканизма.

Следовательно, можно предполагать, что распространение пикритов контролировалось шовной зоной глубинной магматической проницаемости, соответствующей области сочленения континентального и океанического блоков земной коры юрско-раннемелового времени. Подтверждением общей приуроченности пикритов к приконтинентальной части геосинклинального пояса явилось их обнаружение в ассоциации с юрско-раннемеловыми вулканогенными образованиями в Пенжинском хребте Корьякского нагорья [1] и в Срединном хребте Камчатки [12, 13].

В Пенжинском хребте пикриты образуют дайки среди условно палеозойских метабазальтов, но относительно мало изменены, что позволяет предполагать их принадлежность к вулканогенным образованиям юрско-раннеме-

лового возраста, широко распространенным в районе. Пикриты представлены высокомагнезиальными разновидностями и близки по особенностям минерального и химического состава пикритам даек и силлов хр. Пекульней (см. рис. 3).

На Камчатке в Срединном хребте пикриты описаны в составе интенсивно метаморфизованных образований терригенно-вулканогенной толщи условно позднеюрского—раннемелового возраста. Они распространены в обрамлении Срединно-Камчатского массива метаморфических пород и ассоциируют с метабазальтами, в том числе с их высокомагнезиальными разновидностями. Пикриты образуют протяженные пластообразные тела и силлы мощностью от первых метров до 100—200 м. Они, как правило, интенсивно изменены, а участками превращены в амфиболиты. Представлены они преимущественно низкомагнезиальными разновидностями, близкими пикритам вулканических фаций хр. Пекульней.

Таким образом, провинция ультрамафических вулканитов хр. Пекульней представляет один из крупных и наиболее хорошо изученных ареалов ультрамафического вулканизма, характерного для юрско-раннемелового геосинклинального пояса. Данные о широком распространении пикритов в составе геосинклинальных вулканогенных образований позднемелового возраста на Восточной Камчатке [6] и в юго-восточной части Корьякского нагорья [2] свидетельствует о том, что

ультрамафический вулканизм проявлялся на разных этапах геологической истории Камчатско-Корякского региона и, очевидно, характерен для магматизма переходной зоны континент — океан.

Ультрамафические вулканы различного возраста ассоциаций закономерно различаются по составу. Среди пикритов позднемелового возраста [6] преобладают высокомагнезиальные разновидности с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1$, обогащенные K, Rb, P, Sr, Ba, причем ассоциируют они преимущественно с щелочно-оливиновыми базальтами калиевой специализации. Пикриты поздненюрского—раннемелового возраста характеризуются относительно пониженными содержаниями MgO и повышенными CaO, Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 , Nb, Y, Zr. Они образуют единые парагенезы с натровыми толеитовыми базальтами. Учитывая эти различия в составе разновозрастных ультрамафических вулканитов Камчатско-Корякского региона и их парагенезы с базальтами различных типов, можно предполагать изменение во времени условий генерации соответствующих ультрамафических расплавов, в частности, увеличение глубин их формирования, или допускать эволюцию состава исходных мантийных субстратов с относительным их обогащением литофильными элементами с большими ионными радиусами [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Меймечиты в Пенжинском хребте. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 928—932.
2. Грановский А. Г. Пикриты юга Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 4, с. 958—960.
3. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезы офиолитов, палеомантия и металлогения. М., Наука, 1983.
4. Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961, с. 93—104.
5. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджан С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М., Наука, 1982, с. 30—70.
6. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., Недра, 1981.
7. Марковский Б. А., Богданов Г. В. Геохимические особенности ультраосновных вулканитов (пикритов) Камчатско-Корякского региона и проблема исходных магм. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. симпозиума «Ультраосновные магмы и их металлогения». Владивосток, 1983, с. 100—101.
8. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР/С. С. Зимин, Э. И. Юсим, А. Г. Грановский, Ж. А. Шека. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 954—957.
9. Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хр. Пекульней (левобережье р. Анадырь). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433—1436.
10. Паланджан С. А., Чехов А. Д., Лаврова Л. Д. Тектоника и офиолиты хр. Пекульней. — Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 31—44.
11. Ротман В. К., Марковский Б. А. Базальтовые вулканические пояса окраинно-океанического типа и связанные с ними палеовулканогеологические реконструкции. — Сов. геология, 1979, № 4, с. 74—80.
12. Тарарин И. А. Коматит-базальтоидный комплекс Срединнокамчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5, с. 1226—1230.
13. Ханчук А. И. Новое тектоническое районирование юго-западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 5, с. 1208—1211.

Памяти Николая Ивановича Хитарова

На 82-м году жизни скончался известный советский геохимик, член-корреспондент АН СССР, член Бюро отделения геологии, геофизики и геохимии Президиума АН СССР, заведующий лабораторией магматогенных процессов ГЕОХИ АН СССР, член КПСС с 1949 г. Николай Иванович Хитаров.

Н. И. Хитаров прошел путь от коллектора до одного из лидеров советской геохимии. Н. И. Хитаров родился 3 октября 1903 г. в Пятигорске в семье служащего. В 1923 г. он поступил в Петроградский (Ленинградский) политехнический институт. После окончания ЛПИ в 1929 г. его направляют во Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСГЕИ), где с 1932 г. он становится руководителем лаборатории геохимии руд.

Все свои знания Николай Иванович отдает созданию сырьевой базы социалистической индустрии. Он ведет работы по поискам цветных металлов, изучает реальгар-аурипигментовые месторождения, исследует геохимию редких металлов, олова, молибдена и многих других полезных ископаемых. Отличительной чертой этих и всех последующих работ была их постоянная связь с практикой, нацеленность на решение задач, необходимых производству. Еще в предвоенные годы Н. И. Хитаров приобрел известность своими прикладными и фундаментальными исследованиями по использованию природных глауконитов в качестве смягчителя жестких вод, по утилизации рудничных вод, изучению критических явлений в водных растворах солей.

В годы Великой Отечественной войны Н. И. Хитаров по направлению Геолкома работал во Всесоюзной комиссии по запасам минерального сырья, возглавляя отдел металлов.

Наиболее плодотворные годы его деятельности связаны с Институтом геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, в котором он работал с 1943 г., руководил лабораторией магматогенных процессов; с 1963 по 1970 г. был заместителем директора института.

С именем Н. И. Хитарова связано создание школы экспериментальной геохимии, становление и развитие физико-химического направления в науках о Земле. Он был горячим пропагандистом этого направления и воспитал плеяду учеников и последователей, успешно развивающих и ныне начатое им дело в ГЕОХИ, а также в созданных при его непосредственном участии лабораториях в различных городах страны. В 1961 г. Н. И. Хитаров защитил докторскую диссертацию, в 1964 г. был избран членом-корреспондентом АН СССР.

Николая Ивановича Хитарова отличала необыкновенная широта интересов: сверхглубокое бурение и эксплуатация термальных вод, геохимические предвестники землетрясений и кремнебетон, строение мантии, магматические и гидротермальные процессы, цеолиты — вот далеко не полный перечень проблем, которыми он интересовался и в решение которых внес определенный вклад.

Разнообразна и научно-организационная деятельность Н. И. Хитарова: он был членом многих ученых советов, редколлегии журналов, в том числе и «Советской геологии», за-



местителем главного редактора журнала «Геохимия», почетным членом Всесоюзного минералогического общества, членом Общества испытателей природы. Более 25 лет назад им организован и регулярно проводится Всесоюзный семинар экспериментаторов, являющийся школой молодых ученых.

Н. И. Хитаров оставил богатое научное наследие: семь монографий и более 200 научных публикаций по широкому кругу вопросов, связанных с науками о Земле.

Заслуги Н. И. Хитарова высоко оценены партией и правительством. Он был награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Дружбы народов и медалями. Он лауреат премий АН СССР — им. В. И. Вернадского (1960 г.) и им. А. Е. Ферсмана (1970 г.), награжден Золотой медалью В. И. Вернадского.

Международным признанием заслуг Н. И. Хитарова в области наук о Земле является его избрание почетным членом Французского минералогического общества, членом Американского общества прикладной геологии.

Н. И. Хитаров был безгранично предан своему делу, отдавал служению геохимии весь свой талант исследователя и организатора. Его отличали неутомимая жажда нового, стремление находиться на переднем крае науки, требовательность к себе и окружающим, непримиримость к недостаткам и удивительная работоспособность.

Из жизни ушел доброжелательный, отзывчивый человек, умевший завоевывать сердца людей, зажигать молодежь любовью к науке. Память о Николае Ивановиче Хитарове навсегда сохранится в сердцах его многочисленных коллег и учеников.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, А. А. Рясной, Р. А. Сумба- тов, В. А. Ярмолюк, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Перваго, В. А. Чернов

Contents

Tasks aimed at increasing the efficiency of application of space and airborne information to geological exploration . . .	2	<i>Plokhikh N. A.</i> Appraisal of the skarn-magnetitic ore resources on the South Urals . . .	61
ENERGY RESOURCES		STATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Danilkin S. M.</i> History of formation and oil and gas presence in the Erisei—Lena foredeep system . . .	6	<i>Vashakidze I. G.</i> Stratigraphy of the Lower and Middle Jurassic sediments of the Big Caucasus . . .	66
<i>Sultanaev A. A., Nevskaya N. M., Starostina S. B.</i> Hydrocarbon migration conditions in the Timan—Pechora oil-and-gas province . . .	14	<i>Maslov A. V.</i> Types of sections of the strata overlying the Inzerian horizon and some aspects of the sedimentation in the late Riphean on the South Urals . . .	74
METALS AND NON—METALS		<i>Kartseva G. N., Kuznetsov L. L.</i> The Sukhodudinskaya series of the Lower Cretaceous of the western part of the Enisei—Khatanga Trough . . .	81
<i>Bilibina T. V.</i> Precambrian global metallogenetic and tectonic problems . . .	19	REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Kamenev E. A., Fayzullin R. M.</i> Apatite-nepheline type deposits geological model . . .	34	<i>Nevolin N. V.</i> Tectonic nature of and oil and gas presence in the Caspian Depression . . .	86
RESULTS OF THE WORK OF THE XXVII IGC		<i>Yakobson K. E.</i> Vendian tectonic reconstruction on the Russian Platform . . .	95
<i>Zhamoyda A. I., Baskov E. A., Gane-shin G. S., Ilin K. B., Mezhelovskiy N. V., Nikiforova G. Ya., Sokolov R. I., Unxov V. A.</i> Geological cartography presented at the XXVII-th session of the International Geological Congress . . .	39	<i>Korshenbaum F. M.</i> Overlapped-overthrust structures of the Submontane Dagestan . . .	101
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT		MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Koplus A. V., Pakhomov M. I., Gordeeva V. A.</i> Complex application of the geological and geophysical methods to the search-and-revision work for fluorite . . .	51	<i>Rumyantseva N. A.</i> Classification of the basalt formations on the petrochemical basis . . .	105
		<i>Markovskiy B. A., Bogdanov G. V.</i> Province of ultramafic volcanites of the Pecul'ney Ridge, the North-East of the USSR . . .	117
		In commemoration of Nikolay Ivanovich Khitarov . . .	127

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Книжный магазин «Недра» (Москва, Коровинское шоссе 20) переведен по адресу: **Москва, Ленинский пр., 40, Дом научно-технической книги.**

Все заявки на книги издательства «Недра» от организаций и индивидуальных покупателей города Москвы просим направлять по этому адресу.

Организации индивидуальных покупателей из других городов просим оформлять заказы в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказывать их через отделы «книга—почтой» ближайших магазинов — опорных пунктов издательства «Недра», адреса которых указаны в аннотированном плане издательства.

Напоминаем, что издательство книги не продает и не высылает иногородним покупателям, поэтому просим заявки в адрес издательства не присылать.

Заблаговременно заказывайте интересующие Вас книги в книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу. Только предварительный заказ гарантирует их получение.

Издательство «Недра»

ОПЕЧАТКА

На стр. 40 (правая колонка), 16-я строка сверху, следует читать «масштаба 1 : 1 500 000»...

Цена 1р. 60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, № 6, 1-128