

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

2 / 1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 2 / 1985 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

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



МОСКВА, «НЕДРА»

АНТАРКТИКА — ЗОНА МИРА
И СОТРУДНИЧЕСТВА

Иванов В. Л. Геологические предпосылки прогноза нефтегазоносности недр Антарктики . . .	3
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Хаимов Р. Н., Борисов О. М., Ахмеджа- нов М. А., Борисов С. О. Вопросы нефтегазоносности рифей-па- леозойских отложений Средней Азии	14
Сапрыгин С. М., Тронов Ю. А. Гидродинамическая структура скоплений углеводородов и нефтегазоносного про- гиба (о. Сахалин) . . .	20
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Стромов В. А. О роли сульфидоносных горизонтов про- дуктивной толщи Печенги в размеще- нии медно-никелевых месторождений	29
Кудрин В. С., Павловский А. Б., Ста- винский В. А. Сонгкель-Кенсуйская молибден-вольфра- моносная зона Тянь-Шаня . . .	36
Грязнов О. Н., Мельников Е. Н. Измененные породы хрусталеносных кварцевых жил Урала . . .	41
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Павлюткин Б. И., Климова Р. С., Царь- ко Е. И. Новые данные по фитостратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго- Западного Приморья . . .	47
Боровко Н. Г., Сергеева С. П., Абаимо- ва Г. П. Конодонтовые зоны нижнего тремадока северо-запада Русской плиты . . .	55
Ващенко Е. М., Бессолицын А. Е., Бе- лов Е. Н. К стратиграфии среднекаменноугольных отложений Малоботубинского района	60

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТНИКА

Шеин В. С. Геодинамическая модель нефтегазонос- ных территорий юга СССР . . .	64
Ковылин В. М. Блоковое строение Западно-Сибирской плиты и ее нефтегазоносность . . .	77
Немцович В. М. Формационный анализ при региональных геологических и прогнозно-металлогени- ческих исследованиях . . .	86
Кукушкин Д. А., Кузнецов О. Л., Му- равьев В. В., Кутуков Д. А., Уру- лов А. К. Линеamentный анализ аккумулятивных равнин . . .	100

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

Бакиров А. Б., Балбачан А. Р., Кото- ва Л. С., Котов В. В., Петрийчук Г. А. Условия формирования эфлогитовых комплексов Тянь-Шаня . . .	105
--	-----

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журавель Н. А. Карта мощности зоны интенсивного во- дообмена территории БССР . . .	116
--	-----

ХРОНИКА

Нурлыбаев А. Н., Ефремова С. В. III Казахское региональное петро- графическое совещание . . .	120
---	-----

РЕЦЕНЗИИ

Никаноров А. М., Федоров Ю. А. О книге «Основы гидрогеологии. Гео- логическая деятельность и история воды в земных недрах» . . .	123
---	-----

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

Сдано в набор 24.12.84. Подписано в печать 18.01.85. Т-04724. Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая.
Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,55. Тираж 3260 экз. Заказ № 1416

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

УДК 553.98(99)

В. Л. ИВАНОВ (ВНИИОкеангеология)

Геологические предпосылки прогноза
нефтегазоносности недр Антарктики

1 декабря 1984 г. исполнилось 25 лет со дня заключения Договора об Антарктике, положившего начало широкому международному сотрудничеству ученых по изучению этого региона планеты на основе принципа свободы научных исследований. Серьезный вклад в дело изучения южной полярной области Земли внесли советские геологи, которым за эти годы удалось не только выявить главные особенности строения земной коры Антарктики, но и заложить научные основы прогноза ее минеральных ресурсов.

В отношении нефтегазоносности интересны осадочные бассейны, занимающие крупные депрессии в современной структуре земной коры и географически приуроченные к шельфам окраинных и внутренних морей или прибрежным низменностям, в значительной части перекрытым ледниковым покровом. Общая площадь открытого и скрытого (под ледниками) шельфа Антарктики 6—6,5 млн. км².

Еще 10—15 лет назад проблема нефтегазоносности Антарктики не могла быть предметом рассмотрения в геологической литературе. Исследования ограничивались исключительно коренными выходами пород, которые занимают не более 1 % поверхности материка (остальное покрыто ледяным щитом средней мощностью более 2000 м) и тяготеют к областям устойчивого воздымания. Это либо орогенные зоны, либо участки докембрийского щита, иногда с фрагментами чехла древних плит. Следовательно, накопление информации шло исключительно по обрамлению потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов, тогда как сами они оставались вне изучения.

С начала 70-х годов Министерство геологии СССР силами объединения «Севморгеология», а также геологические службы ряда зарубежных стран приступили к планомерному изучению

крупных участков Антарктики, включая акватории и подледные пространства, с широким применением геофизических исследований (аэромагнитная и гравиметрические съемки, радиолокация ледовой толщи, ГСЗ, наледные и морские сейсмические работы МОВ и МПВ и др.). В результате на шельфах морей Антарктики и под ледяным щитом на материке оконтурен ряд крупных (до 1 млн. км² и более) осадочных бассейнов, занимающих различную тектоническую позицию и обладающих значительной (от 2 до 10 км и более) мощностью недислоцированного чехла. В ряде случаев получены сведения и о внутренней структуре чехла.

Таким образом, несмотря на то что на сегодня в Антарктике еще не выявлено месторождений или хотя бы прямых признаков нефти и газа, имеющийся геолого-геофизический материал дает основу для прогнозных построений по нефтегазоносности недр Антарктики. Это отразилось в недавнем появлении ряда зарубежных публикаций по данной проблеме [7, 8, 13]. Большинство из них носит обзорный характер и не содержит углубленного анализа геологических предпосылок, ограничиваясь констатацией данных о мощности осадочного чехла и некоторыми аналогиями на базе «гондванских» реконструкций. Отечественные и зарубежные специалисты едины во мнении, что проблема нефтегазоносности Антарктики является не только геологической, но и технической, экономической, экологической и международно-правовой. Настоящая статья посвящена лишь ее геологическим аспектам. Все авторы названных публикаций утверждают, что сейчас не существует приемлемых технологий и технических средств для освоения минеральных ресурсов Антарктики, однако ранее всего будут найдены решения для освоения

нефтяных ресурсов ее шельфов, которые поэтому и должны рассматриваться как наиболее практически значимый объект геологического изучения.

Общая характеристика бассейнов. Отечественными исследователями первое систематическое описание потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов Антарктики дано в работах [2, 14]. На современной стадии изучения можно выделить 8—10* самостоятельных осадочных бассейнов (рис. 1), каждый из которых представляет собой отдельный объект для прогноза нефтегазоносности. Если горное обрамление бассейнов изучено геологически иногда весьма полно, то их осадочное наполнение исследовано только геофизическими методами, давшими сведения о его параметрах и отчасти внутренней структуре. Прямой геологической информации о веществе чехла нет, если не считать нескольких скважин в море Росса, вскрывших верхние первые сотни метров кайнозойского разреза. Такая ситуация, в общем типичная для новых закрытых регионов, еще усугубляется для Антарктики, где чехол неинверсированных осадочных бассейнов не доступен для наблюдения ни в одной точке. Из общепринятого набора прогнозных критериев — структурно-тектонические, стратиграфические, геохимические, гидрогеологические — полноценно могут использоваться только первые, а остальные параметры должны реконструироваться методами историко-геологического анализа на базе имеющейся косвенной информации. Подобное «двухступенчатое» прогнозирование в условиях высокой степени неопределенности, естественно, повышает вероятностный характер выводов.

Геологическое строение материка, включая его континентальный шельф, определяется наличием двух генеральных элементов: докембрийского Восточно-Антарктического кратона и антарктического отрезка Тихоокеанского подвижного пояса — Западно-Ан-

тарктической геосинклинально-складчатой системы. Многолетняя дискуссия геологов о точном положении границы платформы с геосинклинально-складчатой областью представляется нам в известной мере схоластической, поскольку объективно эти геоструктурные области связаны в пространстве и времени постепенным переходом. Положение границы, безусловно необходимой для тектонического районирования, зависит таким образом от того критерия, который примет исследователь: характер завершающих тектонических событий, наличие проявлений геосинклинального процесса и т. п. Для целей нефтегеологического анализа важнее реконструировать реальный палеотектонический режим и те параметры, которые влияли на нефтегазообразование.

Геологическая история Антарктиды, начиная с позднего докембрия до кайнозоя, суть история взаимодействия указанных геоблоков с различными, а иногда противоположными геодинамическими тенденциями. Соответственно строение и характер потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов определяются их принадлежностью к одному из данных элементов либо к переходной области между ними. С другой стороны, существенное влияние на формирование бассейнов (вероятно, кроме внутрикратонных) оказали процессы образования окружающих материк океанических впадин, вовлекающие в погружение периферийные области его и обуславливающие деструкцию континентальной коры.

Таким образом, намечается первая особенность осадочных бассейнов Антарктики: они развиваются как бы по двум программам, из которых одна определяет эволюцию системы платформ — геосинклинально-складчатый пояс, а другая — деструкцию материковых масс с формированием океанической коры.

Вторая особенность заключается в том, что в силу приполюсного положения Антарктики континентальные окраины Тихого, Атлантического и Индийского океанов здесь пространственно тесно сближаются. Это приводит к частичной гибридизации тектонотипи-

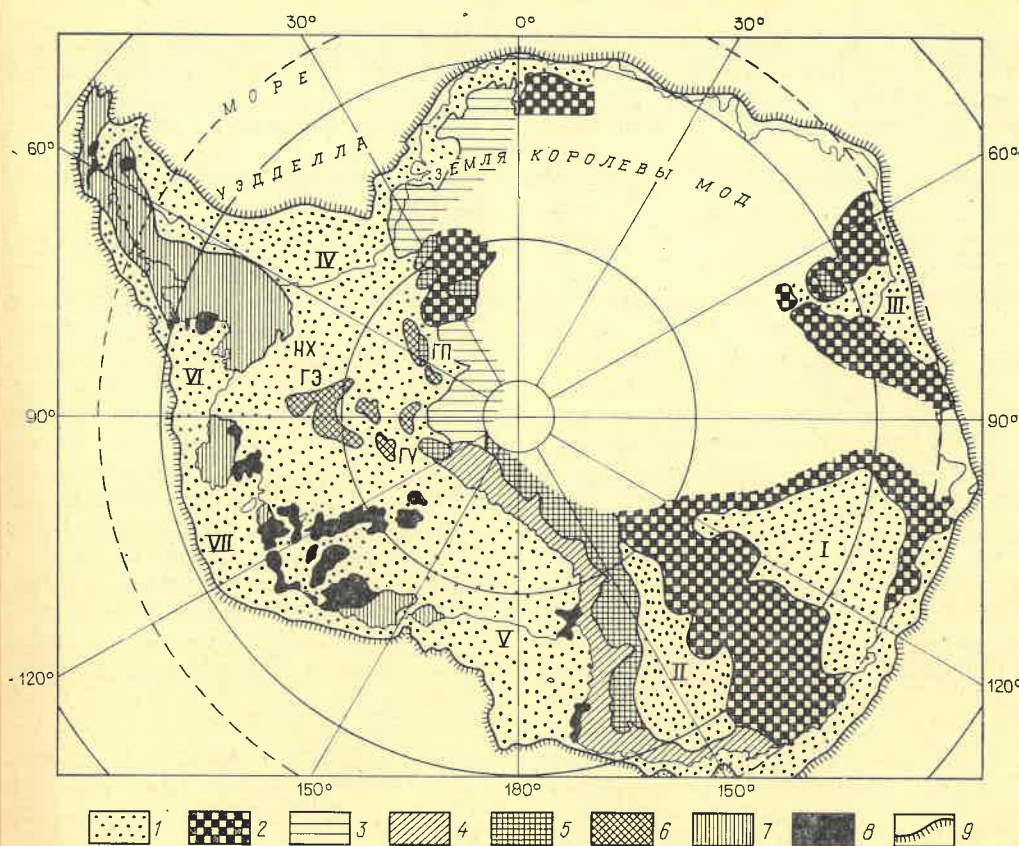


Рис. 1. Схема размещения осадочных бассейнов в современной структуре Антарктиды

1 — комплексы чехла осадочных бассейнов (I — Земля Уилкса, II — Земля Виктории, III — залива Приуда — шельфового ледника Эймера, IV — моря Уэдделла, V — моря Росса, VI — моря Амурдсена, VII — моря Беллингаузена); 2—8 — комплексы обрамления бассейнов (2 — докембрийские кристаллические комплексы, 3 — плитный комплекс древней платформы, 4 — позднегокембрийско-раннепалеозой-

ских свойств пассивных (атлантического типа) и активных (тихоокеанского) континентальных окраин. Формируется новый тип окраин — южноокеанский, — который будет кратко охарактеризован ниже.

Если первая особенность свойственна многим окраинным бассейнам, то вторая является специфической для Антарктики и усложняет структурно-тектоническую классификацию рассматриваемых бассейнов. Для целей нефтегеологического анализа можно основываться на классификации В. Д. Наливкина и др. [3], согласно которой нефтегазоносные бассейны любого ранга по режиму тектонического развития подразделяются на три главных класса: платформенных областей, краевых систем и подвижных поя-

сов, — не забывая об особенностях тектонического режима, налагаемых «океанической программой».

Бассейны платформенной области. В Восточной Антарктиде осадочные бассейны (см. рис. 1) тяготеют к периферической зоне докембрийского щита (интракратонные бассейны Земли Уилкса и Земли Виктории) либо к его шельфовому обрамлению (перикратонный бассейн залива Приуда).

Бассейн земли Уилкса занимает подледную депрессию площадью до 1 млн. км² и глубиной до 1000 м. По ограниченным геофизическим данным [11]*, поверхность кри-

* Неоднозначность цифры объясняется тем, что в ряде случаев соподчиненность бассейнов не ясна, а также еще совершенно не изучены обширные, главным образом подледные пространства.

* Автор работы [11] именует рассматриваемый бассейн бассейном Аврора, а Земли Виктории — бассейном Уилкса. Это не отвечает принятым географическим названиям.

таллического фундамента здесь погружена до 5 км при глубине коренной поверхности 0,5—1 км ниже уровня моря. Бассейн, очевидно, можно рассматривать как пример простой платформенной структуры типа синеклизы, т. е. область длительного и устойчивого прогибания с накоплением осадочных толщ непосредственно на кристаллическом фундаменте. Данный бассейн наиболее свободен от воздействий как Тихоокеанского геосинклинального пояса, так и процессов океанизации. О последнем свидетельствует тот факт, что от современного шельфа бассейн отгорожен полосой высоко (частично выше уровня моря) приподнятого кристаллического фундамента. О возрасте и составе чехла бассейна, который достигает здесь мощности 3—5 км, можно судить лишь по косвенным соображениям. На Тектонической карте Антарктиды масштаба 1:10 000 000 [5] показано предположительно, что в основании осадочного разреза бассейна Земли Уилкса залегают недислоцированные биконские (средний палеозой — ранний мезозой) толщи, согласно перекрытые койлогенным мезо-кайнозойским чехлом.

В тех районах Антарктиды, где известны выходы биконского комплекса, он представлен субконтинентальными грубообломочными, преимущественно угленосными и ледниковыми фациями, мало благоприятными в отношении нефтегазоносности. Однако можно предполагать, что если в биконское время в рассматриваемом регионе существовало внутреннее море, то разновозрастные толщи должны иметь морской генезис. В отношении койлогенного чехла следует иметь в виду следующее: по [12], литосфера Восточной Антарктики погружена гляциоизостатически более чем на 1000 м (аналогичные расчеты, выполненные во ВНИИОкеангеологии Р. Г. Курининым и другими исследователями, дали близкие результаты), т. е. при снятии ледовой нагрузки сегодняшнее «дно» бассейна Земли Уилкса оказалось бы на отметках от 0 до +500 м. Отсюда возможно, что до начала оледенения (ранний миоцен) здесь была суша и, следовательно, койлогенный чехол слагают достаточно зрелые отложения, по возрасту не моложе палеогена.

Материала для подбора прямых геологических аналогий бассейну Земли Уилкса пока недостаточно. По размерам рассматриваемый объект представляет собой крупнейшую потенциально нефтегазоносную провинцию [3].

Бассейн Земли Виктории занимает сходную позицию на периферии Восточно-Антарктического кратора, отделяясь от бассейна Земли Уилкса обширной областью подледных поднятий коренных пород. По данным аэроадиолокационного зондирования [22], поднятия имеют резко расчлененный рельеф с максимальными отметками до +900 м и представлены докембрийскими кристаллическими образованиями. С севера, со стороны шельфа, бассейн обрамлен цепью выходов росского (поздний докембрий — ранний палеозой) складчатого комплекса, который, очевидно, служит фундаментом бассейна на северной и восточной его части. Восточной границей бассейна является западный пологий склон горной системы Трансантарктических гор, сложенный слабо дислоцированными биконскими платформенными толщами. Последние, простираясь внутрь бассейна Земли Виктории, вероятно, играют существенную роль в строении его осадочного чехла, что подтверждается как геофизическими данными, так и выходом пород биконского комплекса на побережье моря Д'Юрвиля. Бассейн занимает меридиональную депрессию в рельефе размером 1300 на 100—300 км. Сравнительно выровненная поверхность дна лежит на отметках в среднем около —500 м (максимум —1670 м). В западной части бассейна закартирован субмеридиональный подледный хребет протяженностью более 350 км с относительными превышениями до 500 м, крутыми склонами и плоской поверхностью, который отвечает [22] валообразной антиклинальной структуре, выводящей на поверхность нижние горизонты бикона. Можно предположить, что эта цепь образует совместно с Трансантарктическими горами генетически единую систему горных сооружений.

Верхние горизонты чехла бассейна, очевидно, слагают молассоидные толщи мелового или палеогенового (возраста, связанные с формированием

горных сооружений Трансантарктических гор и их подледного «мини-двойника». При донном опробовании на шельфе [18] были подняты вынесенные ледником из внутренней области бассейна обломки красноцветных артезиальных песчаников и бурых углей, что может свидетельствовать о недозрелости отложений для нефтеобразования.

Сейсмическими методами мощность осадочного чехла бассейна Земли Виктории не установлена, по аэромагнитным данным [7] мощность немагнитных пород 4—8 км. Относительно оценки перспектив нефтегазоносности бассейна можно повторить те же общие соображения, что были высказаны выше применительно к бассейну Земли Уилкса. Дополнительная благоприятная предпосылка — признаки крупных пликтивных дислокаций платформенного типа.

Интересно, что внутри подледной горной области, разделяющей рассмотренные бассейны, в поле докембрийских пород выявлен [22] резкий разлом средней глубиной 1500 м (максимум 2230 м), также имеющий субмеридиональную ориентировку. Авторы рассматривают этот «полуграбен» как западный борт субвертикальный по разлому; восточный — без разрыва (лоев) как молодой рифт типа Байкальского.

Перикратонный бассейн залива Прюдс, в отличие от двух описанных выше, сформировался в первую очередь под воздействием процесса образования прилегающей впадины Индийского океана. Бассейн расположен на шельфе окраинного моря Содружества, имеет размеры около 100×100 км и ориентирован в северо-восточном направлении, грубо подчиняясь очертанию берега. Шельф имеет ряд типичных черт «пассивной» континентальной окраины. В поверхности дна отмечаются прямолинейные ступы, параллельные береговой линии; внешний край шельфа представляет собой приподнятое сглаженное плато [16]. Наиболее погруженная часть бассейна приурочена к внутренней зоне шельфа; крылья воздымаются в сторону как материка, так и континентального склона. Австралийской

экспедицией [21] в 1981—1982 гг. на шельфе моря Содружества выполнен значительный объем 6-канальных сейсмопрофилей МОВ. При этом установлено, что минимальная мощность чехла (2—3 км) приурочена к континентальному склону, а внутрь бассейна она существенно увеличивается. Точные параметры определить здесь не удалось из-за наличия сильных кратных отражений (жесткое дно). По отечественным аэромагнитным данным, магнитный фундамент погружен до 10—12 км. Бассейн подстилается докембрийским кристаллическим основанием, причем наиболее древними, архейскими, его горизонтами.

Возраст южной окраины Индийского океана, примыкающей к рассматриваемому региону, определяется как поздняя юра — ранний мел. Соответственно к этому интервалу следует отнести и время проявления главной фазы формирования чехла бассейна залива Прюдс, если рассматривать его как рифтогенный окраинно-шельфовый бассейн. Однако в последние годы установлено, что собственно рифтогенному распаду коры обычно предшествует длительный (до 1—2 геологических периодов) этап доразломного (трогового) развития, когда существуют крупные речные долины, лагуны, мелкие моря и т. д. Особенно хорошо это изучено на примере детально разбуренных шельфов Западной Австралии [17], которые имеют большое сходство в строении с рассматриваемым регионом (обычно сочленяются с ним на реконструкциях Гондваны) и где известны крупные месторождения нефти. Начало процесса здесь относится к позднему палеозою — раннему мезозою. По В. В. Белоусову [1], на многих континентальных окраинах этого типа такие события начинались с перми.

Предложенная модель подтверждается материалами трехлетних (1971—1974 гг.) отечественных геолого-геофизических исследований в районе континентального рифта ледника Ламберта [4]. Последний через шельфовый ледник Эймери сочленяется с бассейном залива Прюдс и связан с ним единством развития, являясь внутриматериковым продолжением рифтогенной структуры. Рифт отчетливо

выражен в рельефе коренного ложа системой ступенчатых грабен с погружением поверхности до 1,5 км, а кровли консолидированной коры — до 8 км ниже уровня моря. Мощность земной коры в осевой зоне снижается до 22—25 км при 40 км на флангах. Главный разлом сечет недислоцированные пермские отложения и залечен щелочно-ультраосновными интрузиями раннемелового возраста. Первые могут рассматриваться как базальные слои доразломной фазы, вторые маркируют собственно рифтогенные события. Поскольку, как установлено, развитие структуры ледника Ламберта шло в направлении от побережья в глубь материка, можно полагать, что низы разреза в бассейне залива Прюдс по крайней мере не моложе перми.

Таким образом, осадочный чехол бассейна может иметь широкий возрастной диапазон (с перми?) и разнообразный фациальный состав, включая мелководные морские, лагунные (в том числе эвапориты, косвенным свидетельством чего могут служить наличие акустически жесткого дна, а также возможное скопление газогидратов), дельтовые и другие отложения. Такая фациальная картина в совокупности с наличием большого количества несогласий, обильным поступлением органики в бассейн седиментации, повышенным тепловым потоком, преобладанием активных нисходящих движений над восходящими и т. п. создает весьма благоприятные предпосылки для генерации, миграции и накопления углеводородов.

В целом бассейн залива Прюдс имеет весьма благоприятные перспективы нефтегазоносности, подкрепляемые надежными «гондванскими» аналогиями (западный и северо-западный шельфы Австралии), но несколько снижаемые ограниченными параметрами бассейна.

Бассейны краевой системы. Осадочные бассейны, приуроченные к переходной области между Восточно-Антарктическим кратоном и Западно-Антарктической складчатой областью, представляют наибольший интерес в отношении нефтегазоносности. Это крупные бассейны, пространственно контролируемые региональной шовной

зоной докембрийского заложения* пережившие длительную и контрастную историю тектонического развития, что обеспечило формирование мощного и структурно выразительного осадочного чехла. Бассейны занимают гигантскую депрессию Западной Антарктиды, ранее представлявшую единую, но ныне разделенную на несколько самостоятельных морфологических элементов, отвечающих крупным структурно-тектоническим элементам. Бассейн моря Уэдделла занимает впадину площадью около 1,4 млн. км² на Атлантической окраине Западной Антарктиды, включающую как скрытый шельф под ледником Фильхнера—Ронне, так и открытое море Уэдделла. Есть данные, свидетельствующие о распространении мощного осадочного чехла и в пределах глубоководной части моря.

Рассматриваемый бассейн наиболее полно изучен отечественными исследователями: почти весь шельф покрыт аэромагнитной съемкой, частично радиолокацией; значительные площади охвачены аэро- и авиадесантными гравиметрическими съемками; по краевому шельфовому леднику пройден профиль ГСЗ суммарной протяженностью около 800 км (включая САЭ 1983—1984 гг.); на открытом шельфе, прибрежной полынью, выполнены около 3000 км сейсмопрофилей МОКМПВ; изучено геологами горное обрамление бассейна.

Анализ структурной позиции и особенностей строения осадочного чехла убеждает в том, что бассейн развивается как бы по двум программам. Касадочного чехла. С юго-востока синематериковая структура (бассейн континентальной коры мощностью 30—35 км, минимум 25 км — в рифтогенном грабене ледника Фильхнера) представляет собой типичную краевую систему между платформой и геосинклинальным поясом мезозойского складчатого пояса. С другой стороны, структура, как ранее указывалось Г. Э. Грикуровым и др.

* Этот главный линеамент материка, маркирующий рубеж между платформой и геосинклинальной областью, проходит в Тихом океанском секторе по восточной периферии Трансантарктических гор, в Атлантическом океане по грабену шельфового ледника Фильхнера.

[6], развивалась под влиянием процесса формирования южного сегмента Атлантического океана и должна рассматриваться как континентальная окраина атлантического типа, хотя и рядом особенностей, которые будут отмечены ниже.

Морские сейсмические исследования выполнены в пределах почти непрерывной, но узкой полосы вдоль всей южной границы открытой части шельфа моря Уэдделла, что в совокупности с гравимагнитными данными позволило коллективу специалистов объединения «Севморгеология» (В. А. Поселов, Ф. А. Шелестов, И. Н. Кадмина, Г. Куринин и др.) составить сводный геолого-геофизический разрез. Его упрощенная схема, подготовленная в первом, приводится на рис. 2. В этом разрезе бассейн состоит из двух самостоятельных мульд: синеклизы Ронне—Фильхнера* (60—35° з. д.) и прогиба Бранта (25—18° з. д.), разделенных крупным поднятием фундамента в районе Берега Луитпольда.

Осадочный бассейн моря Уэдделла развивается на гетерогенном фундаменте. Основанием прогиба Бранта и восточного борта синеклизы Ронне—Фильхнера служит западная окраина платформы — докембрийская плита Лодхейм. Развитые здесь сильно уплотненные докембрийско-раннепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи платформенного ряда, покоящиеся на докембрийском кристаллическом основании, очевидно, входят в состав высокоскоростного фундамента бассейна, а биконские слои могут представлять собой нижние горизонты осадочного чехла. С юго-востока синематериковая структура (бассейн континентальной коры мощностью 30—35 км, минимум 25 км — в рифтогенном грабене ледника Фильхнера) представляет собой типичную краевую систему между платформой и геосинклинальным поясом мезозойского складчатого пояса. С другой стороны, структура, как ранее указывалось Г. Э. Грикуровым и др.

* В работе [6] эта структура была названа синеклизой Ронне, однако предлагаемое название более приемлемо, так как структура охватывает оба одноименных шельфовых ледника.

формации, смятые в напряженные складки в раннем мезозое).

Продолжение складчатых сооружений гор Пенсакола—Элсуэрт по аэромагнитным данным отчетливо прослеживается в глубь осадочного бассейна, являясь его фундаментом. Далее к северо-западу, в районе нунатака Хааг, обнажается докембрийский кристаллический фундамент. Западным обрамлением бассейна служит Западно-Антарктическая мезозойская складчатая система. Непосредственный стык двух структурных зон сейсморазведкой не изучен. По гравимагнитным данным намечается узкий (десятки километров) прогиб непосредственно вдоль побережья Антарктического п-ова, отделенный от основной мульды цепью поднятий фундамента с сокращением мощности чехла до 2—3 км, образующей как бы водораздел между предгорным прогибом и собственно синеклизой Ронне—Фильхнера. Кроме того, характерное резко контрастное магнитное поле Западно-Антарктического орогена резко обрывается точно по границе гор. Поэтому возможно, что мезозойские не играют большой роли в сложении фундамента бассейна.

Севернее, ближе к окончанию Антарктического п-ова, развиты верхнемеловые — палеогеновые молассы, представленные в разрезах о. Джеймса Росса слабо литифицированными песчаниково-конгломератовыми и карбонатными породами. Вероятно, крайний северо-западный борт осадочного бассейна моря Уэдделла представляет собой предандский передовой прогиб. Здесь же имеют место проявления кайнозойского базальтоидного вулканизма, основной пояс которого приурочен к противоположному склону Антарктического п-ова. По-видимому, молодые горизонты чехла на северо-западе обогащены вулканогенным материалом, что несколько снижает перспективы их нефтегазоносности. Таким образом, здесь намечается наложение элементов активной окраины тихоокеанского типа на пассивную атлантическую окраину.

В целом синеклиза Ронне—Фильхнера представляет собой крупную мульд с мощностью осадочного чехла на большей ее части 10—12 км. За-

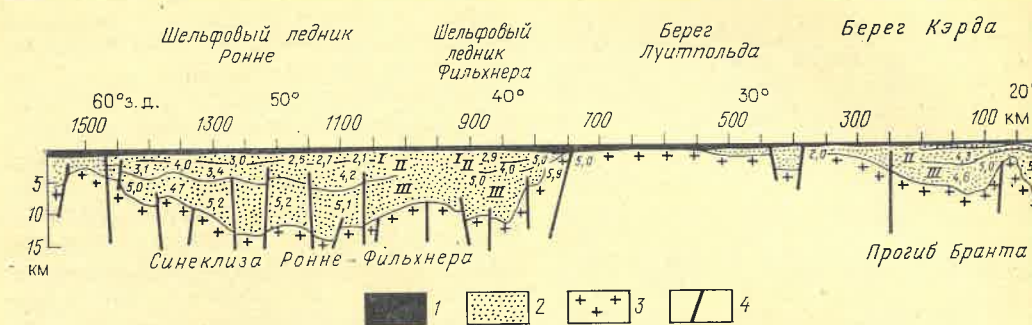


Рис. 2. Схематический сейсмогеологический разрез вдоль южного побережья моря Уэдделла
1 — водный слой, 2 — осадочный чехол, 3 — кровля акустического фундамента, 4 — разрывные нарушения, по геофизическим данным

западный ее борт разбит серией разрывов со смещениями не только кровли фундамента, но и слоев в разрезе чехла. Поверхность фундамента в пределах всего разреза осложнена крупными поднятиями и впадинами с относительно амплитудами до 2—3 км. В ряде случаев им соответствуют структурные формы в чехле (по крайней мере, по кровле нижнего сейсмогеологического горизонта), имеющие амплитуды 1—2 км при размахе крыльев в десятки километров.

Существенную роль в строении восточного крыла синеклизы играет рифтогенез. Под ледником Фильхнера и далее на открытую акваторию до континентального склона протягивается на 1100 км некомпенсированная каньонообразная морфоструктура (кэри-трог, по зарубежной терминологии) с погружением поверхности до 1,5 км, сопровождающаяся боковыми каньонами-спутниками. Поверхность М под впадиной вздымается с глубины 35 до 25 км. Поверхность фундамента на нашей схеме для простоты показана волнистой линией, однако сейсмическая запись указывает скорее на ступенчатое, горстово-грабеновое ее погружение на глубину до 12—13 км. Не исключено, что эта линейная зона устойчивого погружения на определенном этапе развития была долиной крупной реки с дельтой и сетью притоков, что придает ей особое значение с позиций нефтегазоносности.

Прогиб Бранта в рассматриваемом сечении представляет собой мульду глубиной до 8—9 км, разделенную резким выступом фундамента, над которым мощность чехла снижается до

2—3 км с одновременным утонением. Это, конечно, не исключает развития покровного оледенения, как формирования современных ледяных систем Антарктиды и др. Тот же осадочный бассейн моря Уэдделла окончательно приобрел свой облик лишь в кайнозойской перестройке региона, обусловившей такие принципиальные события, как раскрытие пролива Дрейка (олигоцен) с образованием циркумантиарктического течения и, следовательно, развитием покровного оледенения. Таким образом, осадочный бассейн моря Уэдделла обладает благоприятными условиями нефтегазоаккумуляции.

В разрезе обеих депрессий отчетливо выделяются три сейсмогеологических комплекса: 1) большие размеры бассейна; 2) значительная мощность осадочного чехла; 3) предположительно широкий диапазон скоростей (1,7—3,0 км/с), II — средняя (3,3—4,5 км/с) и III — нижняя (4,6—5,5 км/с) возрастной диапазон чехла, разнообразие фаций, возможное наличие погребенных дельт и русел, а также эвапоритов; 4) наличие крупных положительных структур, признаков локальных разрывов, а также признаков несогласий и перерывов, 1,5 км носит койлогенный характер. Таким образом, осадочный бассейн моря Уэдделла обладает благоприятными условиями нефтегазоаккумуляции.

Исходя из особенностей строения чехла и историко-геологических представлений, нижний комплекс мы считаем «доокеаническим». Возможно, он состоит из возрастных аналогов бранского чехла (средний палеозой — ранний мезозой) в мелководных фазах, отлагавшихся в области перикратонного опускания на периферии платформ. В западном направлении возраст подошвы чехла должен подниматься в соответствии с омо-

ложением фаз складчатости от росид Трансантарктических гор к мезозойским западной окраины материка. Второй комплекс связывается с формированием океанической впадины между шельфом моря Уэдделла и Фолклендским плато и соответственно датируется как поздняя юра — мел. Дно южного сегмента Атлантики имеет раннемеловой возраст [19]. Наконец, верхний горизонт связан с кайнозойской тектонической перестройкой региона, обусловившей такие принципиальные события, как раскрытие пролива Дрейка (олигоцен) с образованием циркумантиарктического течения и, следовательно, развитием покровного оледенения.

Таким образом, осадочный бассейн моря Уэдделла обладает благоприятными условиями нефтегазоаккумуляции. В разрезе обеих депрессий отчетливо выделяются три сейсмогеологических комплекса: 1) большие размеры бассейна; 2) значительная мощность осадочного чехла; 3) предположительно широкий диапазон скоростей (1,7—3,0 км/с), II — средняя (3,3—4,5 км/с) и III — нижняя (4,6—5,5 км/с) возрастной диапазон чехла, разнообразие фаций, возможное наличие погребенных дельт и русел, а также эвапоритов; 4) наличие крупных положительных структур, признаков локальных разрывов, а также признаков несогласий и перерывов, 1,5 км носит койлогенный характер. Таким образом, осадочный бассейн моря Уэдделла обладает благоприятными условиями нефтегазоаккумуляции.

Иными словами, в бассейне есть все совокупность предпосылок, необходимых для генерации, миграции и накопления углеводородов. При этом следует помнить, что некоторые параметры не подтверждены прямыми наблюдениями и являются предположительными.

Из «гондванских» аналогов бассейна моря Уэдделла можно упомянуть район Магелланова пролива, где крупные месторождения в сходной геологической обстановке приурочены к отложениям юры и мела. Еще более обещающими примерами являются просторанно удаленные, но геологически родственные Мексиканский залив (сходная структурная позиция — крупный рифтогенный прогиб на фоне об-

ласти перикратонного опускания и др.), а также Восточно-Шотландский (Северный) суббассейн Северного моря (серия рифтогенных грабенов, развивавшихся в триасе — мелу и выполненных мощной толщей терригенных пород, перекрыта поздне меловым — палеогеновым койлогенным чехлом Третичной впадины, где уникальные месторождения приурочены как к тектонически экранированным ловушкам рифтов, так и к простым антиклинальным ловушкам койлогенного чехла).

Бассейн моря Росса отечественными геологами не изучался. Экспедициями США, Новой Зеландии, ФРГ и других стран на открытом шельфе выполнен большой объем геофизических исследований, включая около 10 тыс. км 48-канального профилирования МОВ—ОГТ и около 90 точечных зондирований МОВ и МПВ (к сожалению, не все сейсмические материалы опубликованы), а в 28-м рейсе «Гломар Челленджер» было пробурено четыре скважины максимальной глубиной до 439 м (по породам). На шельфовом леднике Росса США по 50-километровой прямоугольной сети выполнены авиадесантные съемки, включающие зондирования МОВ, дополненные несколькими профилями МПВ, радиолокацией льда и гравиметрией [20].

Бассейн моря Росса принадлежит к бассейнам краевой системы и при этом имеет существенные черты активной тихоокеанской окраины. Пространственно он приурочен к тихоокеанскому побережью подобно таким типично пригеосинклинальным объектам, как бассейны морей Беллинсгаузена и Амундсена, однако в отличие от них глубоко вдается в глубь материка, разрывая прибрежные горно-складчатые сооружения. Западным бортом бассейна служит поздне докембрийско-раннепалеозойская (росская) геосинклинально-складчатая система Трансантарктических гор, которая в биконтинентальное время была частью платформы, а в мелу — палеогене испытала поднятие с образованием мощной горной цепи. По данным бурения и сейсморазведки, росиды играют ведущую роль в сложении фундамента бассейна. На северо-востоке (Земля Мэри Бэрд) и по примыкающей к шельфу периферии

Трансантарктических гор бассейн обрамляет пояс позднемезозойских — кайнозойских вулканитов, включающий также действующие вулканы и символизирующий завершающие стадии энергетической разрядки геосинклинально-складчатой системы.

Как показали радиолокационные исследования [15], такой же пояс окаймляет бассейн и с востока, протягиваясь от Земли Мэри Бэрд в сторону Южного полюса. Все это свидетельствует об относительной молодости седиментационного бассейна моря Росса как самостоятельной структуры: его заложение связано с формированием горных сооружений мезозойского и датируется поздним мелом — началом кайнозоя. Об этом говорит и наличие перетолженных меловых фораминифер в палеогеновых разрезах шельфа [23]. Мощность осадочного чехла также меньше, чем на море Уэдделла. По данным [10], на открытом шельфе моря Росса выделяются три субмеридиональных осадочных трогов, разделенных линейными выступами фундамента, т. е. общая структура бассейна нормальна береговой линии и срезается последней, что характерно более для атлантических, чем для тихоокеанских окраин. Максимальная для бассейна мощность чехла в трогах не превышает 4 км, а под шельфовым ледником Росса 1,5 км.

Скважины глубоководного бурения (*DSDP*) вскрыли до 439 м гляциально-морских осадков не древнее миоцена и зафиксировали конседиментационный характер структуры чехла с увеличением мощностей в стороны от выступа фундамента. Наряду с осадками, отмечаемыми типичной средней сейсмической скоростью около 2,4 км/с, под шельфовым ледником Росса локально фиксируются породы, характеризующиеся скоростями 4,2—4,5 км/с [20], которые интерпретируются как либо биконские песчаники, либо кайнозойские вулканиты, либо даже слабо метаморфизованные породы фундамента. По данным исследовательской скважины *MSSTS-1* в проливе Мак-Мердо [23], кайнозойский разрез содержит существенную долю вулканогенного обломочного материала и в нем отмечается ряд перерывов с глубоким размывом осадков, свидетель-

ствующих о неоднократных подъемах Гаузера и Амундсена расположены на и осушении бассейна. Упомянутые выфронтальном фланге западноантарктические линейные осадочные трогов имеют мезозойских мезозойских. В поздней юре — явные признаки рифтогенного развирания мелу они представляли собой тия: утонение коры с 35 до 25 км, поперечные бассейны вулканической нижения в рельефе коренных пород дуги. Мезозойские молассы могут играть магнитного фундамента, гравитационную существенную роль в составе ные максимумы в редукции Буге. чехла бассейнов. Прямой геофизической информации почти нет. Японское

В целом бассейн моря Росса имеет благоприятные предпосылки нефтегазодно «Накурей—Мару» выполнило в зонности: крупные размеры, достигающие 1980—1981 гг. сейсмические исследования точная мощность чехла, признаки рифирования на небольшом участке шельфа тогенных структур, наличие в скважинах моря Беллинсгаузена, где выявлен нах *DSDP* на глубинах в первые сотни тонкий осадочный покров, увеличива метров проявлений метана и его гомогонный до 2 км у континентального логов*. Некоторые факторы могут усложнения и до 3—4 км — на склоне и иметь двойное значение. Так, пояс меловой подножии [13]. Скважинами *DSDP* в лодях вулканитов является генератором глубоководной части моря Беллинсгаузера вскрыты осадки не древнее однако присутствие эффузивов может быть истощена. Детальное изучение и снижать коллекторские возможности оценка перспектив нефтегазоносности разреза (хотя некоторые разности турбулентных бассейнов еще впереди.

Итак, к настоящему времени на шельфах Антарктики выявлены, преобладающие геологическими методами, по крайней мере три потенциальных формирования неструктурных ловушек, с другой, — может неблагоприятно влиять на накопление и сохранение ОВ и т. д.

Граничащий с бассейном моря Росса с востока подледный бассейн Бэрда изучен аэромагнитной и радиолокационной съемками [15]. Эта область изобилует крупными положительными аномалиями, связываемыми с проявлениями основного вулканизма. Сейсмондированиями *МОВ* отмечено наличие примерно двухкилометрового слоя, характеризующегося скоростью 4,1 км/с (переслаивание осадочных вулканогенных пород?). В центре впадины протягивается подледный хребет, сложенный основными вулканитами. Впадина может рассматриваться как подледная область с океаническим строением коры (глубина моря здесь до 1000 м, толщина льда 3000—4000 м). Предпосылки нефтегазоносности ограниченные.

Бассейны подвижных поясов. Меньшие по размерам (0,3—0,4 млн. км²) бассейны окраинных морей Беллинс-

* Хотя, как указано в [7], эти газы в слабо литифицированных гляциоморских толщах могут иметь и диагенетическое происхождение, они в любом случае указывают на реальность образования УВ в данном регионе.

газоносность. При росте ледника нагрузка на нижележащие слои растет намного быстрее, чем при нормальном осадконакоплении, что может обеспечить катастрофически быстрое погружение чехла и стимулировать генерацию углеводородов. Заслуживает изучения влияние гляциоизостазии на миграцию, перераспределение и сохранность залежей, образование залежей с АВПД и т. д.

Вторая проблема — возможная газогидратоносность недр Антарктики, к чему имеются благоприятные термобарические предпосылки и косвенные признаки (жесткое дно, наличие отражающих горизонтов неясного происхождения в верхах разреза на шельфе, газирование в скважинах *DSDP*). Понятно, что сегодня в условиях Антарктики газовые гидраты интересуют нас не как энергетическое сырье: эта проблема далеко не решена и для обжитых регионов. Важно оценить их роль в общем углеводородном балансе и определить возможность существования газогидратных покрышек, экранирующих залежи обычной нефти и газа на небольших глубинах.

Самостоятельное значение имеет проблема органического вещества возможно нефтематеринских толщ. Принято считать, что богатством органической жизни отличаются теплые моря (в Антарктике последний раз теплый климат господствовал от триаса до начала кайнозоя). Однако наблюдения последних лет показывают, что хотя сегодняшняя антарктическая суша практически бесплодна в отношении ОВ, окружающие ее моря изобилуют планктонными и бентосными организмами. Это заставляет пересмотреть привычный отрицательный взгляд на потенциал ОВ толщ, отвечающих холодным, в том числе и ледниковым этапам геологического развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982.
2. Иванов В. Л., Грикуров Г. Э., Каменева Г. И. Тектоническая эволюция и строение осадочного чехла шельфовых бассейнов Антарктики. — В кн.: Тезисы докладов на Втором Всесоюзном съезде океанологов. Вып. 7, ч. 2. Л., с. 83—84.
3. Происхождение и прогнозирование скоплений газа, нефти и битумов. Под ред. В. Д. Наливкина. Л., Недра, 1983.

4. Равич М. Г., Соловьев Д. С., Федоров Л. В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л., Гидрометеиздат, 1978.
5. Тектоническая карта Антарктиды. Ред. Г. Э. Грикуров. М-б 1: 10 000 000. Л., изд. Аэрогеология, 1978.
6. Тектоническое строение бассейна моря Уэдделла/Г. Э. Грикуров, И. Н. Кадмина, Е. Н. Каменев и др. — В кн.: Геофизические исследования в Антарктиде. Л., изд. НИИГА, 1980, с. 29—43.
7. Behrendt J. C. Are there petroleum resources in Antarctica? — In: Petroleum and mineral resources of Antarctica. — Geological Survey Circular 1983, № 909, p. 3—24.
8. Bergsager E. Basic conditions for the exploration and exploitation of mineral resources in Antarctica: options and precedents. — In: Vicuna F. O. (ed.) Antarctic resources policy. Cambridge University Press, 1983, p. 77—96.
9. Craddock C. Tectonic Map of Antarctica. — In: Bushnell V. C. and Craddock C., eds. Geologic maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Se., American Geographical Society, New York, 1970, pl. XXI.
10. Davey F. J., Hinz K. and Schroeder H. Sedimentary basins of the Ross Sea, Antarctica. — In: Oliver R. L., James P. R. and Jago J. B. (eds.). Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, Canberra, 1983, p. 523—538.
11. Drewry D. J. Sedimentary basins of the East Antarctic craton from geophysical evidence. — Tectonophysics, 1976, № 36, p. 301—414.
12. Drewry D. J., Jankowski E. J. and Steed R. H. N. Isostatic displacement of Antarctic lithosphere. — In: Oliver R. L., James P. R. and Jago J. B. (eds.). Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, 1983, Canberra.
13. Gjelsvic T. The mineral resources of Antarctica: progress in their identification. — In: Vicuna F. O. (ed.). Antarctic resources policy. Cambridge University Press. 1983, p. 61—76.
14. Ivanov V. L. Antarctic sedimentary basins and their preliminary structural and morphological classifications. — In: Oliver R. L., James P. R. and Jago J. B. (eds.). Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, Canberra, 1983, p. 539—544.
15. Jankowski E. J., Drewry D. J. The structure of West Antarctica from geophysical studies. — Nature, 1981, 291, N5810, p. 17—21.
16. Jonson G. L., Vanney J. R., Hayes D. The Antarctic continental shelf. — In: Grad dock C. (ed.). Antarctic Geoscience. Univ. Wisconsin Press, Madison, 1982, p. 995—1002.
17. Jonston M. H. The importance of continental fragmentation history to petroleum accumulation. — In: Cresswell M. M. and Wella P. (eds.). Gondwana Five, A. A. Balkema/Rotterdam, 1981, p. 329—334.
18. Mawson D. Sedimentary rocks. Rep. Australian Antarctic Exped., 1940, Ser. A, 4, pt. 2, p. 347—367.
19. Norton I. O. Paleomotion between Africa, South America, and Antarctica, and implications for the Antarctic Peninsula. — In: Craddock C. (ed.) Antarctic Geoscience. Univ. Wisconsin Press, Madison, 1982, p. 99—106.
20. Robertson J. D., Bentley C. R., Clough I. W., Greischae L. L. Sea-bottom topography and crustal structure below the Ross Ice Shelf Antarctica. — In: Craddock C. (ed.) Antarctic Geoscience Univ. Wisconsin Press. Madison, 1982, p. 1083—1090.
21. Stagg H. M. J., Ramsay D. C. and Whitworth R. Preliminary report of a marine geophysical survey between Davis and Mowson stations. — In: Oliver R. L., James P. R. and Jago J. B. (eds.). Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, Canberra, 1983, p. 527—532.
22. Steed R. H. N., Drewry D. J. Radio-echo sounding investigations of Wilkes Land, Antarctica. — In: Craddock C. (ed.) Antarctic Geoscience. Univ. Wisconsin Press, Madison, 1982, p. 969—975.
23. Webb P. N. A review of Bate Cretaceous — Cenozoic stratigraphy, tectonics, paleontology and climate in the Ross sector. — In: Oliver R. L., James P. R. and Jago J. B. (eds.). Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, Canberra, 1983, p. 545



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 551.351.2 : 553.981/982(575)

Р. Н. ХАИМОВ (СредазНИПИнефть), О. М. БОРИСОВ (ИГиГ АН УзССР),
М. А. АХМЕДЖАНОВ (ТашПИ), С. О. БОРИСОВ (САИГИМС)

Вопросы нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Средней Азии

Академик И. М. Губкин еще в 1934 г. писал: «Для нас находка нефти в силуре Средней Азии имеет огромное

теоретическое и практическое значение. Значит, в Средней Азии нефть имеется не только в третичных и мезозое, но и

в палеозое (силур). Этот факт надо учесть для более широкого подхода к нашим поискам в Средней Азии. Надо пересмотреть и палеозой с точки зрения его возможной нефтеносности» [8, с. 2]. Однако проблеме нефти в палеозойских отложениях до настоящего времени не уделено должного внимания, хотя в них известны многочисленные нефтегазопоявления и даже промышленные залежи (месторождения Бостон, Ниязбек и Северный Каракчикум в Ферганской впадине и др.). В Ферганской и Афгано-Таджикской орогенных впадинах геологоразведочные работы проводились в основном в мезо-кайнозойском комплексе, а на Туранской плите — в мезозойском.

В печати неоднократно высказывались идеи о большом значении палеозойских и рифейских отложений в деле увеличения прироста запасов нефти и газа в Средней Азии [1, 3, 4, 7 и др.]. Они базировались на новых фактических данных о строении, составе и геологическом развитии земной коры.

Несомненно, не весь рифей-палеозойский чехол представляет практический интерес, так как есть участки с широким развитием телеорогенных гранитоидных массивов и наложенных вулканогенных образований, с сильно дислоцированными и метаморфизованными породами и т. д.

К началу рифея в Средней Азии сформировалось кристаллическое основание — зрелая континентальная кора. Она предопределила, с одной стороны, широкое развитие процессов деструкции, выразившееся сначала (начиная с верхнего рифея) в заложении рифтовых, а затем геосинклинальных трогов (байкалит, каледонид, герцинит), а с другой — формирование седиментационных бассейнов в динамически спокойной обстановке с отложениями центральноотстойного и волноприбойного фациальных поясов. В результате домезозойский фундамент приобрел черты гетерогенного строения: узкие геосинклинальные орогены (около 30 % площади) перемежаются в пространстве с «обломками» эпикарельской платформы — срединными массивами (Северо-Устьюртский, Курамино-Ферганский, Мулюнку-

мо-Наратский и др.) и Каракумо-Таджикским краевым массивом.

В пределах жестких массивов рифей-палеозойские отложения мощностью 5—8 км (местами 10—12 км) образуют ряд структурных этажей (платформенный, квазиплатформенный, сингеосинклинальный, синорогенный и др.) с различной дислоцированностью (антеклизы и своды, синеклизы и желоба, выступы и тафрогены, горсты и грабены, приразломные и шовные структуры и т. п.). Иногда перечисленные структуры сочетаются с наложенными вулканическими линейными зонами и ареалами, очаговыми структурами повышенного метаморфизма.

В позднепротерозойскую эру преобладали процессы опускания, возникло обширное шельфовое море с повышенной соленостью, в котором накапливались углисто-глинистые и карбонатно-глинистые (кремнистые) осадки и строматолитовые рифы. Мощности рифовых органогенных пород увеличиваются к северу (Северный Тянь-Шань) и северо-западу (Устьюрт). В палеозойскую эру господствовал морской режим, по всему региону накапливались мощные карбонатные и терригенные образования, среди которых особое место занимают известняки, доломиты, песчаники и сланцы. В этих отложениях происходило образование ОВ и его превращение в жидкие и газообразные углеводороды. Наибольшее содержание ОВ в силурийских и девон-каменноугольных породах. Силур представлен почти километровой граптолитовой толщей с горючими битуминозными сланцами, широко распространенной в Зарафшанском и Туркестанском хребтах. Девон-каменноугольные отложения — это мощные темно-серые битуминозные известняки и доломиты в Алайском, Карачатырском, Ферганском и других хребтах. В разрезе нижней перми и верхнего карбона имеются типичные рифовые постройки, мощность которых от нескольких метров до 40 м. Биогермы, несомненно, могут быть нефтегазоматеринскими. Особенно широко они распространены в горном обрамлении Южной и Северо-Восточной Ферганы.

Наличие дисперсных битумов почти во всех породах — характерная особенность описываемого региона. Со-

держание свободных битумов в метаморфических толщах архея — нижнего протерозоя Памира и Южного Тянь-Шаня 20—30 г/т при равном соотношении хлороформенных и спирто-бензольных; в осадочно-метаморфических породах верхнего протерозоя оно составляет 30—40 г/т, а в образованиях палеозоя 50—70 г/т. Количество органического углерода возрастает от более древних к более молодым породам: 0,05 % в низах архея (хорогский комплекс Памира), 0,25 % в нижнем протерозое, 0,5 % в верхнем протерозое, 1 % и более в палеозое.

В интрузивных породах также обнаружены битумы, причем резко преобладает спирто-бензольная фракция. Содержание битумов в гранитах 10 г/т, оно несколько увеличивается в основных и ультраосновных породах и от более древних к более молодым. В самых молодых породах региона — неогеновых щелочных базальтоидах Памира — составляет в среднем 50 г/т.

Главные особенности метаморфизма пород Средней Азии отражены в работах А. А. Бакирова, Э. А. Бакирова, В. С. Князева, И. М. Мирходжаева, И. Х. Хамрабаева и др. Докембрийские и палеозойские породы являются в основном полиметаморфическими и несут на себе следы нескольких этапов структурно-вещественных преобразований, изменчивых как в пространстве, так и во времени.

Архей-нижнепротерозойские отложения отличаются многоэтапным, но относительно однотипным высокотемпературным метаморфизмом (преимущественно амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации). В Средней Азии сформировалась суперхрустальная толща, слагающая верхи консолидированной коры — кристаллическое основание. Благодаря повышенной плотности высокометаморфических пород (в среднем $2,75 \text{ г/см}^3$) основание толщи характеризуется большой граничной скоростью (5300—6200 м/с). Кровля прослежена на всей территории Средней Азии, залегающая на глубинах от 14 км в Ферганской и Афгано-Таджикской депрессиях, Предкопетдагском прогибе, Северном Устюрте до 3 км на большей части Туранской плиты и до нуля в горных сооружениях Тянь-Шаня и Памира и палео-

зойских поднятиях Центральных Кызылкумов.

В вышележащих рифей-среднепалеозойских отложениях довольно широко проявлен зеленосланцевый метаморфизм: в жестких массивах областям слабоактивных прогибов и поднятий присущи комплексы низких температур и давлений; в геосинклиналях с интенсивными процессами складкообразования проявлен зональный метаморфизм высоких температур и умеренных давлений; в областях глубинных разломов развит метаморфизм низких температур, но повышенных давлений. Верхнепалеозойские отложения не несут признаков регионального метаморфизма, но, как и в докембрийском фундаменте, в местах развития гранитоидных массивов имеются зоны контактового метаморфизма, ширина которых не превышает 5—6 км.

Прямой связи между количеством и составом свободных битумов и типами метаморфических пород не наблюдается. В то же время обращает на себя внимание повышенная концентрация органического углерода не только в отложениях рифея-палеозоя, но и в кристаллических породах архея-нижнего протерозоя. Следует полагать, что определенную роль здесь играет термический режим.

Как известно, тепло является одним из основных факторов, определяющих процессы формирования подавляющего большинства месторождений полезных ископаемых, в том числе месторождений нефти и газа (А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко, Т. З. Чадович, 1979 г., и др.). В то же время ряд авторов отмечают положительное влияние разломов на образование нефтяных и газовых месторождений в пределах Туранской плиты и эпиплатформенного орогена (А. А. Бакиров, Р. И. Быков, Н. Ю. Успенская, В. П. Гаврилов и др.).

Для оценки связи между глубинным тепловым режимом, распределением региональных глубинных разломов и нефтегазоносностью мы выполнили ряд построений, используя при этом опубликованные материалы (О. М. Борисов, 1982 г.; Н. А. Крылов, А. М. Силич, Д. С. Оруджева, 1975 г.).

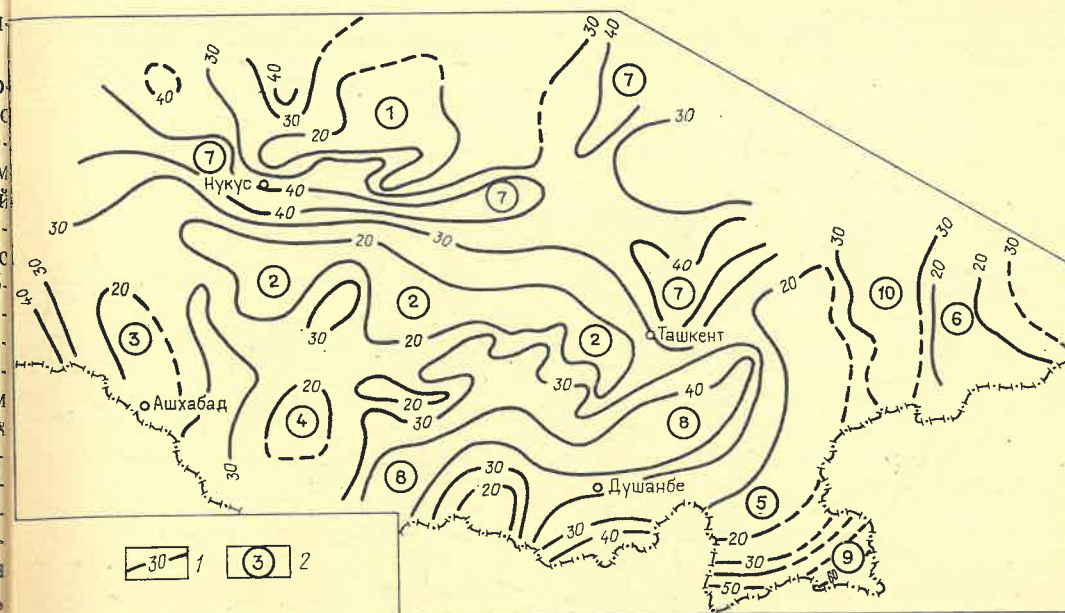


Рис. 1. Схема поверхности Кюри

1 — изогипсы поверхности Кюри, км; 2 — относительно холодные зоны: 1 — Приаральская, 2 — Каракумско-Кызылкумская, 3 — Предкопетдагская, 4 — Южно-

Каракумская, 5 — Памирская, 6 — Иссык-Кульская; относительно холодные зоны: 7 — Устюртско-Северокызылкумская, 8 — Гиссаро-Ферганская, 9 — Памирская, 10 — Мулюккум-Наратская

Схема поверхности Кюри (рис. 1) составлена на основании статистической обработки данных интерпретации значительного числа региональных и крупных локальных аномалий магнитного поля. При анализе результатов такой обработки широко использовались расчеты глубинных температур по материалам геотермических исследований в приповерхностной зоне. Это позволило установить связь распределения нефтегазоносных месторождений с глубинным тепловым потоком, а не с поверхностными его проявлениями, как это делалось ранее.

Сопоставлялись график и номограмма распределения месторождений нефти и газа в зонах с различной плотностью разломов (рис. 2). Комплексный подход к проблеме позволил выявить ряд закономерностей.

Так, из гистограмм (рис. 3) видно, что максимальное число месторождений приходится, с одной стороны, на участки со средней раздробленностью земной коры, а с другой — на области с повышенной активностью глубинного теплового режима. Следовательно, над сильно раздробленной и относительно монолитной корой, как и над зоной ее охлаждения, число месторождений нефти и газа уменьшается.

Центральная часть рис. 3 отображает зависимость распределения месторождений нефти и газа от двух названных факторов одновременно. Здесь выделяется несколько областей.

Область А разбивается на зоны A_1 и A_2 и характеризуется активным глубинным тепловым режимом (глубина залегания поверхности Кюри менее 35 км, средний геотермический градиент более 20 град/км) и средней раздробленностью коры ($0,025—0,055 \text{ км}^{-1}$). К этой области приурочено более 70 % всех разведанных в осадочном чехле месторождений нефти и газа.

Область Б разбивается на три зоны. Зона B_1 отличается высокими значениями глубинных температур (геотермический градиент более 20 град/км) и сильной раздробленностью коры (более $0,05 \text{ км}^{-1}$). Последнее приводит к тому, что к этой зоне приурочено всего 6 % месторождений нефти и газа.

В зоне B_2 также повышенная активность глубинного теплового режима, но плотность разломов здесь невелика (менее $0,025 \text{ км}^{-1}$). К этой зоне приурочено около 9 % общего числа нефтегазовых месторождений.

Зона B_3 характеризуется благоприятной плотностью разломов, но актив-

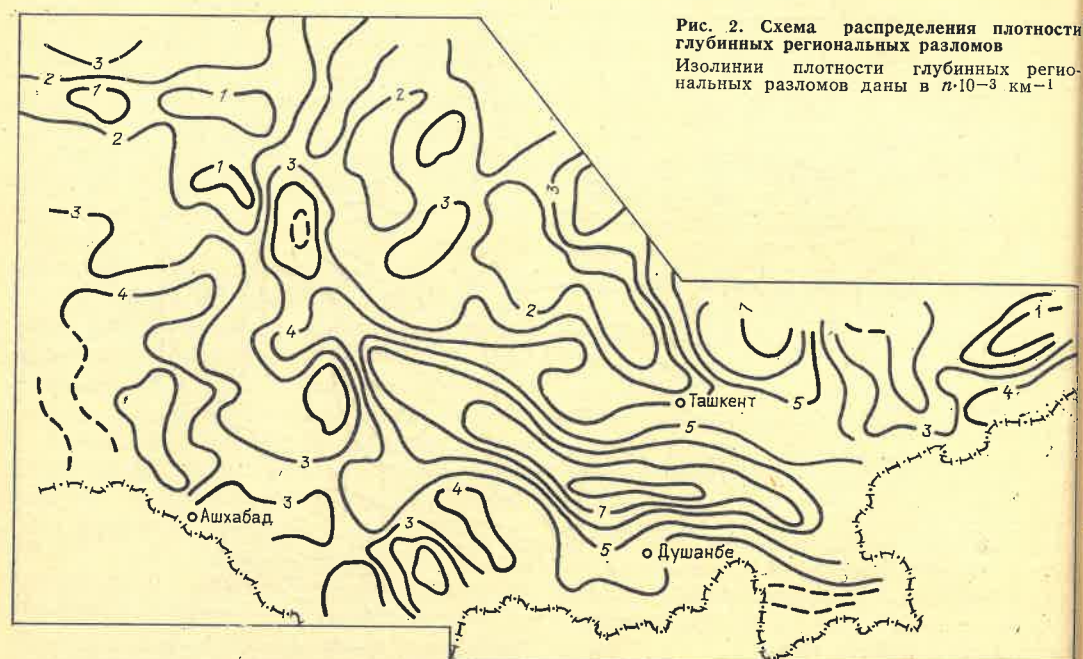


Рис. 2. Схема распределения плотности глубинных региональных разломов. Изолинии плотности глубинных региональных разломов даны в $n \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$.

ность глубинного теплового режима здесь понижена. Это приводит к тому, что здесь располагается 11% разведанных месторождений нефти и газа.

Соотношение плотности распределения региональных разломов и активности глубинного теплового режима в

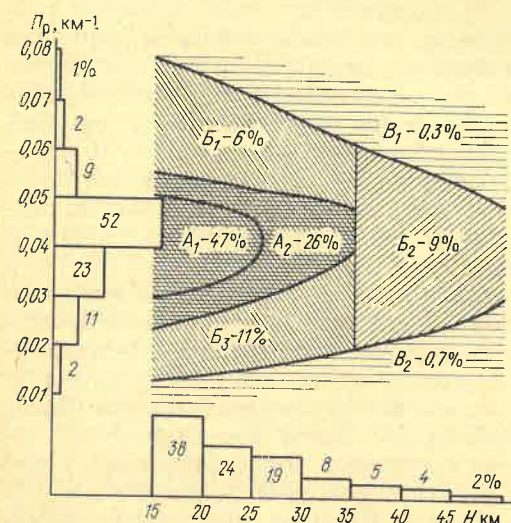


Рис. 3. Связь нефтегазоносности с глубинным тепловым режимом и региональными разломами.

По горизонтальной оси — распределение месторождений в связи с глубинным тепловым режимом, по вертикальной — распределение месторождений в зонах с разной плотностью региональных разломов; H — глубина залегания поверхности Кюри; P_R — плотность распределения региональных разломов; A_1, B_1, B_2, B_3 — области, соответствующие определенным группам перспективных территорий.

области B таково, что ее можно считать малоперспективной (1% разведанных месторождений нефти и газа).

Опираясь на полученные результаты, мы провели районирование территории Средней Азии с целью выделения перспективных в отношении месторождений нефти и газа площадей (рис. 4). Показательно практически повсеместное расположение территорий с уже разведанными и добывающими запасами нефти и газа в выделенных нами перспективных зонах.

Наиболее крупными перспективными площадями, относящимися к группе A_1 , следует считать восточную часть Туркменской системы прогибов, юго-восточную часть Северо-Кызылкумской синеклизы, Восточно-Аральскую впадину, Башми-Ашхабадскую депрессию, Барсакельмский прогиб, Багдажинскую ступень и Учаджинское поднятие.

Исследуя перспективные площади, охваченные на основании проведенных работ, не следует ограничиваться каким-либо одним комплексом отложений. Необходимо учесть, что месторождения могут быть связаны как с палеозойскими циклами нефтегазообразования, так и с миграцией нефти и газа из более молодых отложений по разломам и поверхностям несогласий.

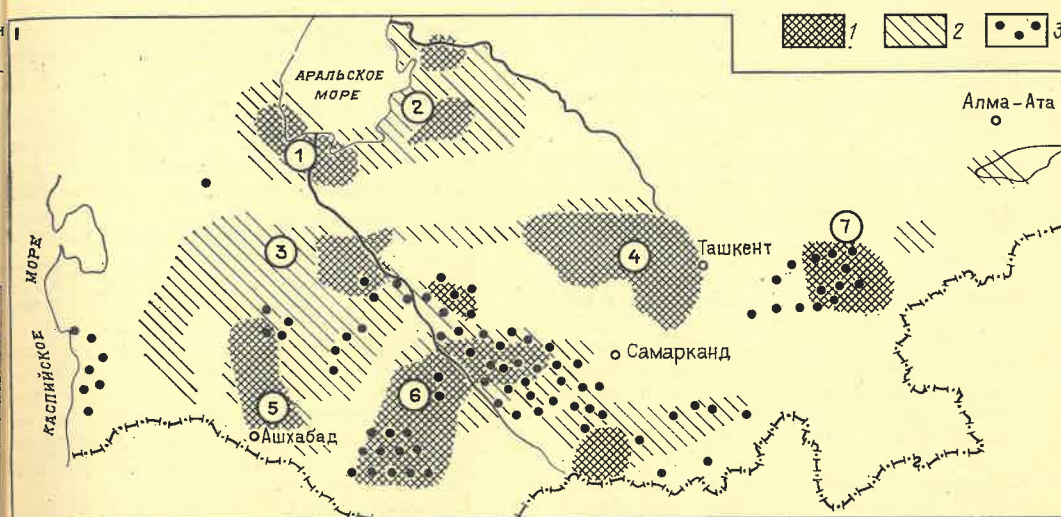


Рис. 4. Схема перспектив нефтегазоносности.

1 — перспективные территории группы A_1 ; 2 — перспективные территории группы A_2 ; 3 — площади с разведанными запасами нефти и газа; области, перспективные для поисков нефти и газа: 1 — Южно-Ус-

туртская, 2 — Восточно-Приаральская, 3 — Северо-Туркменская, 4 — Сырдарьинская (Приташкентская), 5 — Центрально-Каракумская, 6 — Амударьинская, 7 — Ферганская.

Изучение геологического строения месторождений Бостон, Ниязбек и Северный Каракичум, где в палеозойских отложениях имеются промышленные залежи нефти, конденсата и газа, показывает, что они, вероятно, образовались в результате перетока из нефтесодержащих палеогеновых пород, гипсометрически значительно ниже расположенных, чем ловушки в породах палеозоя, хотя не исключено образование их в течение палеозойского цикла.

Первоочередной интерес представляют выступы фундамента по периферии Центрально-Ферганской мегасинклинали, где необходимо проводить поиски ловушек, обращенных в сторону центральной части Ферганской впадины, т. е. непосредственно примыкающих к обширной области нефтегазообразования и находящихся на путях региональной миграции углеводородов (А. А. Бакиров, 1976 г.). Это те же самые районы, где в настоящее время известны месторождения нефти и газа в мезо-кайнозойских породах.

Известно несколько десятков нефтепроявлений в горных обрамлениях Средней Азии, связанных с палеозойскими породами. Они указывают на то, что эти отложения в геологическом прошлом были нефтегазопродводящими. Нефтепроявления встреча-

ются в центре горных сооружений, таких как Зарафшанский хребет (Кштут-Заурана), Карачатырский (Араван), Туркестанский (Иоры) и др. [15, 16].

Геолого-геохимические исследования, проведенные в ИГИРНИГМЕ, показали, что месторождения в нижне- и среднеюрских отложениях Устюрта вторичные, нефть и газ мигрировали из нижележащих палеозойских отложений [7]. Указанный регион является первоочередным объектом для поисково-разведочных работ (главным образом на нефть) в карбонатных отложениях верхнего и среднего палеозоя. Здесь имеются прямые признаки нефтеносности, связанные с палеозойским квазиplatformным комплексом отложений (месторождения Аймаша, Каракудук) [5, 6, 12].

Таким образом, рифей-палеозойские образования Средней Азии должны рассматриваться как перспективный нефтегазоносный комплекс. Не исключено, что в нем будут найдены новые типы ловушек, не известные в мезозойских и кайнозойских отложениях этого региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авазов Т. Н., Хашмов Р. Н., Шейн В. С. О возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Амударьинской впадины.

- Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 5, с. 6—8.
2. Амурский Г. И., Варенцов М. И., Васильев В. Г. О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии. — Геология нефти и газа, 1970, № 8, с. 47—51.
 3. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Хаимов Р. Н. Перспективы нефтегазоносности докембрийских отложений Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1983, № 2, с. 20—27.
 4. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Хаимов Р. Н. Результаты системного историко-геологического анализа рифей-палеозойского развития Средней Азии. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. конф. «Прогнозирование нефтегазоносности недр и совершенствование методики поиска и разведки нефти и газа». Восьмые Губкинские чтения в МИНХиГП им. И. М. Губкина. М., 1983, с. 133.
 5. Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта. — Сов. геология, 1968, № 2, с. 36—44.
 6. Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М., Недра, 1976.
 7. Валиев А. А., Юлдашев Ж. Ю., Хаимов Р. Н. Закономерности размещения скоплений углеводородов на Устюрте и о глубинных очагах их генерации. — Геология и разведка газ. и газоконденсат. месторожд., 1973, № 12, с. 3—9.
 8. Губкин И. М. Геологические перспективы нефтяной промышленности Средней Азии. — Нефтяное хозяйство, 1934, № 7, 8, с. 2—5.
 9. Ибрагимов З. С., Ахмедов П. У., Хаимов Р. Н. О наличии коллекторов в палеозойских отложениях Ферганской депрессии. — Узб. геол. журн., 1970, № 1, с. 73—75.
 10. Каримов А. К., Хаимов Р. Н. Некоторые геологические и битуминологические пред-

посылки возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Ферганской депрессии. — Геология нефти и газа, 1965, № 5, с. 41—47.

11. К вопросу о нефтегазоносности палеозойских отложений Устюрта и прилегающих к нему территорий/А. А. Арипов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. — Узб. геол. журн., 1964, № 4, с. 15—17.
12. Новые данные о геологии и нефтегазоносности Песчаномысского свода (Южный Мангышлак)/Л. П. Дмитриев, Д. С. Оруджева, В. П. Паламарь и др. — Геология нефти и газа, 1982, № 3, с. 21—23.
13. О нефтегазоносности палеозойских отложений Узбекистана и прилегающих территорий/И. Х. Хамрабаев, О. А. Рыжков, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964, с. 34—47.
14. Старобинец И. С., Хаимов Р. Н., Шейн В. С. О возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Западного Узбекистана. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 7, с. 18—23.
15. Хаимов Р. Н. Геология и нефтегазоносность палеозойских отложений Южного Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. М., ВНИГНИ, 1970.
16. Хаимов Р. Н., Шейн В. С. Нефтематеринские толщи палеозоя Средней Азии. — В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Семинар МГУ, 2—4 февраля 1977. Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1977, с. 122—123.
17. Шейн В. С., Клещев К. А., Хаимов Р. Н. Возможные критерии поисков залежей углеводородов в отложениях фундамента молодых платформ. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. совещ. «Критерии и методы прогнозирования нефти и газа», 14—18 декабря 1976. Л., Недра, с. 49—50.

потока жидкости. Последнему требованию в данной задаче отвечает нефтяная залежь, ибо нефтяная фаза в ней занимает более 45 % объема пористой среды, обеспечивая тем самым свою неразрывность в границах резервуара. Тогда в качестве рабочей модели может быть принята любая сахалинская залежь, например, залежь нефти XIV пласта месторождения Эхаби (рис. 1).

Вторая особенность касается оценки структуры обломочной среды того же XIV пласта. Она базируется на описании продуктивной толщи Эхабинского месторождения по керну с выделением различных литологических неоднородностей и применением шенноновской меры [9], позволившей охарактеризовать распределение литотипов по разрезу продуктивной толщи. Это дало возможность оценить структуру XIV пласта как однородную относительно всего разреза продуктивной толщи, что в свою очередь допускает постановку задачи в одномерной форме.

Третья особенность заключается в относительной подвижности фаз в пористой среде, где одновременно присутствуют нефть, газ и вода. Для XIV пласта месторождения Эхаби получена [9] линейная зависимость между водонасыщенностью обломочных пород и их дисперсностью (содержание алевроитовой и глинистой фракций породы по данным механического анализа), характеризующая гидрофильные свойства резервуара. Эта корреляция позволила рассматривать в данной задаче однофазный поток или движение газированной нефти.

Последняя особенность связана с выбором рабочего параметра, определяющего вид уравнения движения нефти в пористой среде. При разработке залежей углеводородов обычно используют пластовое давление, что приводит к уравнению типа уравнения теплопроводности (диффузии). Однако точность измерения пластового давления стандартными скважинными манометрами (± 30 кПа) не удовлетворяет при данном исследовании.

Другой возможный параметр — плотность нефти, массовые измерения которой с точностью $\pm 0,0001$ г/см³ позволяют оценивать состояние недр

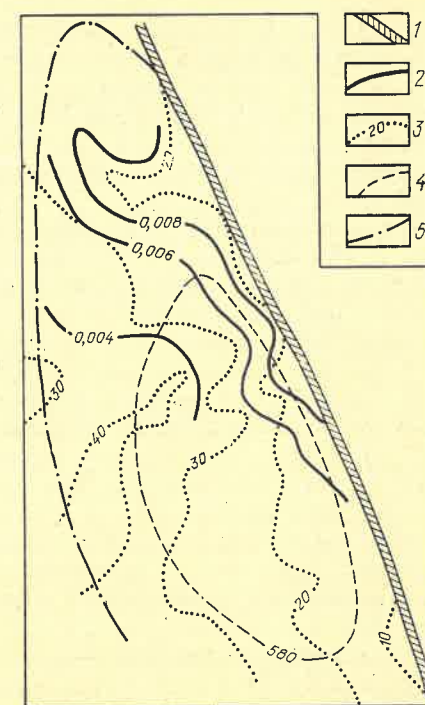


Рис. 1. Структурная схема XIV пласта месторождения Эхаби

1 — разлом; 2 — изометрия амплитуд гармоник плотности нефти, г/см³; 3 — изопахиты пласта, м; 4 — изогипсы кровли пласта, м; 5 — контур нефтеносности

многопластовых месторождений [9]. На некоторых месторождениях Поволжья и Сахалина плотность нефти использовалась в качестве индикатора различных стадий их разработки, причем отмечалось, что вариации плотности нефти адекватны градиенту пластового давления [5].

Динамическая модель залежи. Изменения плотности нефти на эхабинских скважинах, эксплуатировавших XIV и другие пласты месторождения в режиме растворенного газа, можно описать гармоникой вида

$$A_i = A_{oi} e^{bt} \sin \omega_i t, \quad (1)$$

где A_{oi} — амплитуда гармоник по i -скважине; ω_i — ее частота; b — коэффициент усиления, равный

$$\left. \begin{aligned} 0,0 \leq t \leq T \\ b, \frac{T}{2} < t^2 \end{aligned} \right\}$$

здесь T — период гармоник, t — временной интервал.

УДК 553.981/982.061.33(571.64)

С. М. САПРЫГИН (ИМГиГ ДВНЦ АН СССР),
Ю. А. ТРОНОВ (ВПО «Сахалинморнефтегазпром»)

Гидродинамическая структура скоплений углеводородов и нефтегазоносного прогиба (о. Сахалин)

Представление о механизме геологического процесса во многом основывается на изучении структуры природных объектов, образовавшейся в результате этого процесса. Для промышленных скоплений нефти и газа, миграционная природа которых сегодня очевидна, наиболее важна гидродинамическая структура, ибо она отражает флюидное состояние таких скоплений. Подобную структуру можно выявить

при анализе промысловых данных. Постановка задачи в подземной гидродинамике имеет ряд особенностей.

Первая особенность связана с выбором рабочей модели, который зависит от природы изучаемого физического поля. В частности, для гидродинамического поля необходимо, чтобы отобранное множество его значений находилось в пористой среде, где выполняется условие подвижности для

Колебательный характер этой кривой вызывается скорее всего различной глубиной хроматографического разделения нефти на фракции (при ее движении в пористой среде) вследствие переменного режима истечения газовой фазы.

Полученные частоты гармоник XIV пласта занимают полосу от 10^{-7} до 10^{-8} Гц, однако в первом приближении полагаем, что нефтяная залежь характеризуется частотой в среднем $5 \cdot 10^{-8}$ Гц. Из механических соображений следует, что всякую упругую систему можно уподобить маятнику, длине которого свойственна определенная частота колебаний*. Это позволяет оценить длину залежи УВ по значению частоты в скважине-открывательнице: принимая пьезопроводность в резервуаре $1100 \text{ см}^2/\text{с}^{**}$, определим протяженность залежи XIV пласта, равную 5,25 км, что только на 5 % превышает ее длину, установленную в результате детальной разведки.

Согласно промысловым наблюдениям, амплитуда гармоники A_{oi} , превышая на один-два порядка точность ее измерения, отражает величину депрессии в каждой радиальной зоне XIV пласта, а в начале его разработки (на режиме растворенного газа ($b=0$)) — газосодержание пластовой нефти. Эти свойства A_{oi} делают ее приемлемым рабочим параметром для описания динамической модели XIV пласта Эхабинского месторождения. Ее величина варьирует в пределах залежи, что видно из зависимости

$$A_{oi} = A_{\max} e^{-cN_i t}, \quad (2)$$

где $A_{\max}$ — амплитуда гармоники по скважине, дренирующей зону разлома; N_i — одномерная координата i -той скважины, оценивающая увеличение мощности XIV пласта от зоны разлома до этой скважины по линии градиента; c — эмпирический коэффициент. Подобная экспоненциальная функция (2) дает лучшее приближение к эмпирическим данным (коэффициент корреляции $r = -0,969 \pm 0,02$) по сравнению с другими.

* Подобное представление нефтегазонального пласта не ново [13].

** Средняя величина, определенная по 12 замерам XVII пласта (месторождение Колендо), сходного с рассматриваемым.

Если A_{oi} отражает в выражении (1) изменение пластового давления в зоне радиального притока, то с помощью формулы (2) такая оценка возможна для всего XIV пласта. Подставляя (2) в (1), получим

$$A_i = A_{\max} e^{bt - cN_i} \sin \omega_i t. \quad (3)$$

Эта зависимость представляет собой реакцию нефтяного пласта на определенные внешние «нагрузки» $A_{\max}$, изменяющие плотность нефти. В соответствии с основными законами термодинамики такая реакция направлена на восстановление равновесного распределения плотности нефти в изменившихся термодинамических условиях. Процессы подобного типа описываются параболическими уравнениями вида

$$\frac{\partial A}{\partial t} = k \frac{\partial^2 A}{\partial N^2} + f(N, t), \quad (4)$$

где k — коэффициент, постоянный в силу однородности пласта; $f(N, t)$ — функция, описывающая наличие источников (стоков) массы нефти. Зависимость (3) является частным решением уравнения (4) при некоторых начальных и граничных условиях, а также определенном виде функции $f(N, t)$.

Когда залежь не эксплуатируется, $f(N, t)$ в силу уравнения неразрывности тождественно равна нулю. Поэтому периодические колебания плотности нефти в скважине-открывательнице являются лишь следствием переменных граничных условий. Очевидно, что на контуре залежи

$$A(N, t)|_{N=30} = 0,$$

а вдоль зоны разлома, где $N=0$, необходимо положить

$$A(N, t)|_{N=0} = \varphi(t),$$

где $\varphi(t)$ содержит некоторую периодическую функцию с частотой, близкой к наблюдаемой (10^{-7} – 10^{-8} Гц). В начальный момент ($t=0$) плотность нефти следует полагать равновесно распределенной в тех термодинамических условиях, в которых находится залежь, т. е.

$$A = (N, t)|_{t=0} = \psi(N).$$

Остановимся на следствиях из решения уравнения (4).

1. Установленная динамическая модель залежи является диффузионной, она включает разлом и гидродинамически сопряженный с ним XIV пласт (см. рис. 1). Полость разлома в ней служит источником, откуда в залежь распространяется избыток плотности нефти $A_{\max}$. Этот процесс ограничивался в плане контуром нефтеносности, где происходило выравнивание давления в залежи относительно пористой среды, не содержащей нефти.

2. Приразломные участки залежи XIV пласта были более насыщены газом в начале разработки, чем приконтурные. Подобные факты отмечены на п-ове Мангышлак [1], где давление насыщения, определенное по глубинным пробам, также понижается к контуру нефтеносности залежи.

Уравнение (4) и его следствия позволяют отстроить гидродинамическую структуру XIV пласта — она отражена в плане залежи семейством изолиний A_{oi} (см. рис. 1), ортогонально которым происходит затухание гидродинамического потока. Это затухание адекватно распространению волн давления все меньшей амплитуды, фиксируемой на кривых (1).

Установленная гидродинамическая структура характеризует начальное состояние залежи, практически не искаженное разработкой, так как зоны радиального притока (скважин) при $b=0$ не взаимодействуют. Аналогичная структура обнаружена [9] и в других нефтяных залежах Сахалина. Закономерен вопрос, насколько она устойчива и каков характер ее изменений со времени образования сахалинских скоплений УВ в пастииоце (1–4 млн. лет назад). Подобного вопроса касался Э. Б. Чекалюк [14] при изучении кинетики термодинамических превращений нефти в условиях ее естественного залегаания. Он считает нефть устойчивой системой на протяжении геологических периодов при температурах, свойственных недрам Земли до глубины 5–6 км.

Такой вывод на первый взгляд кажется парадоксальным, поскольку в недренированном резервуаре могут протекать фильтрация (вследствие градиентов пластового давления) и диффузия, последняя в силу второго закона термодинамики будет нивели-

ровать (за время существования скоплений УВ) плотностные и тепловые неоднородности в нефтяной фазе. Однако для Сахалина характерны залежи, нефтяная фаза в которых пространственно неоднородна по плотности [9], причем эта особенность графически сходна с рис. 1, где изолинии плотности нефти (или A_{oi}) простираются аналогично изопактам продуктивного пласта. Кажущееся противоречие объясняется свойствами структуры пористой среды, где более вероятно наличие многочисленных и относительно замкнутых объемов, в пределах которых нефтяная фаза после возникновения залежи продолжает релаксировать в режиме фильтрации или диффузии. Но такие объемы невелики и сравнимы с распределением пор по их размерам, т. е. практически несущественны.

Выявленная гидродинамическая структура, заданная оператором (2) или изолиниями A_{oi} (см. рис. 1) представляет собой, скорее всего, устойчивое образование в условиях недренированной залежи (благодаря преобладанию капиллярных сил над всеми иными физическими факторами), хотя природа этого явления еще мало изучена.

Модель нефтегазонакопления прогиба. В качестве примера рассматривается Северо-Сахалинский позднекайнозойский прогиб, где открыто более 50 месторождений нефти и газа. Он занимает почти всю северную часть о. Сахалин, простираясь на расстояние до 300 км (рис. 2). Выполняющие его неогеновые толщи мощностью 6–8 км образованы в основном терригенными отложениями, иногда близкими по облику к молассоидным, и перекрывают различные по составу и структуре блоки консолидированных мезозойских пород [8]. Тектоническая структура неогеновых отложений проявляется в чередовании узких горст-антиклинальных поднятий и более широких грабен-синклинальных впадин, контактирующих друг с другом по разломам. Среди них особенно выделяется Северо-Сахалинский глубинный разлом в виде зоны взаимосвязанных дислокаций шириной до 10 км, включающей крупные сдвиги, оперяющие их взбросы и сбросы, грабены и

системы надвигов вдоль изогнутых участков зоны, а также приразломные складки волочения и горизонтальные флексуры [8]. Эта зона протягивается вдоль восточного побережья острова на 500 км и характеризуется неф-

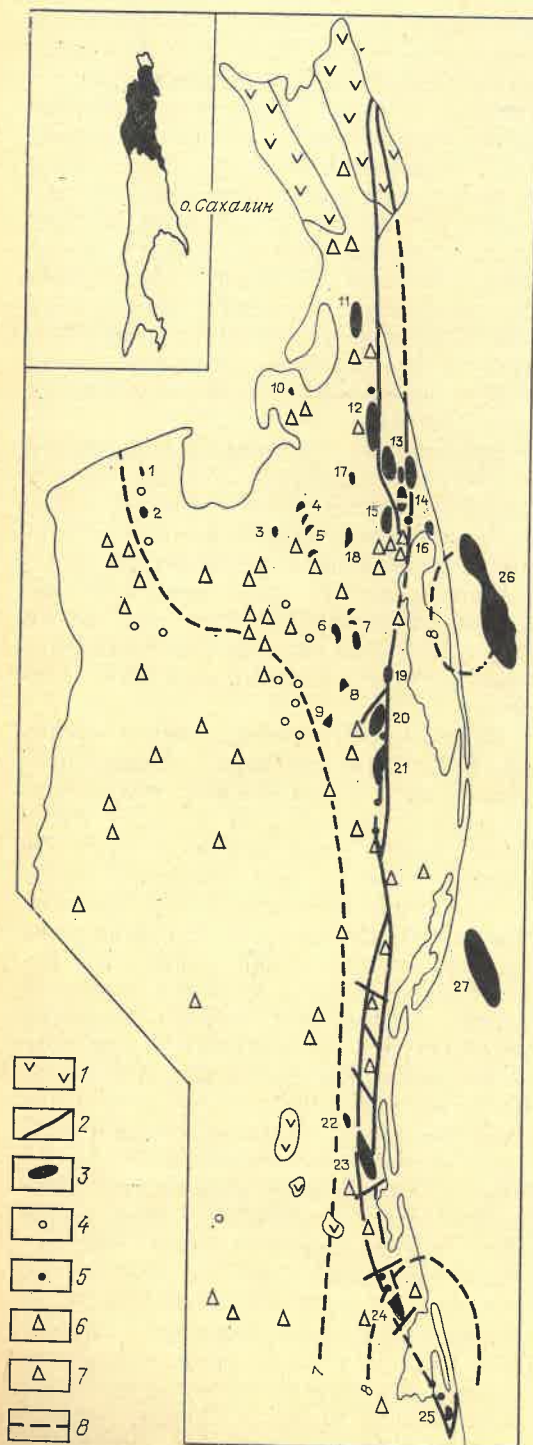


Рис. 2. Схема расположения месторождений нефти и газа Северного Сахалина

1 — нижнемиоценовые и более древние образования; 2 — нарушения, входящие в зону глубинного разлома; 3 — месторождения нефти и газа; 4 — зоны газовых месторождений; 5 — зоны нефтяных месторождений; 6 — опосредованные ловушки; 7 — ловушки с АВПД; 8 — изолинии сотрясаемости по Л. С. Оскарбину (1977 г.); на врезке показана площадь Северо-Сахалинского прогиба; цифры на карте — промышленные месторождения: А — газовые и газоконденсатные; 1 — Астрахановское, 2 — Узловое; газонефтяные: 3 — Шхунное, 4 — Тунгусское, 5 — Волчинка, 7 — Сабо, 8 — Малое Сабо, 9 — Крапивинское, 10 — Некрасовка, 11 — Колендо, 15 — Тунгор, 17 — Гиляк-Абунан, 18 — Нельма, 19 — Кыдылань, 22 — Восточное Даги, 23 — Монги; нефтяные: 6 — Западное Сабо, 12 — Оха, 13 — Эхаби, 14 — Восточное Эхаби, 16 — Одопту, 20 — Мухто, 21 — Паромай, 24 — Катангли, 25 — Набиль; нефтегазоконденсатные: 26 — Одопту-море, 27 — Чайво-море

тегазо- и грязевулканическими проявлениями, термальными источниками, дайками изверженных пород и повышенной сейсмичностью.

На Северном Сахалине известно около 500 залежей нефти и газа, приуроченных к сводам антиклиналей. Распространены в основном залежи неполного контура из-за ограничения их разломами. Промышленные скопления УВ обнаружены в самых молодых плиоцен-среднемиоценовых отложениях, содержащих коллекторы порового типа. Установлена зональность в размещении скоплений УВ на островной суше: зона газовых и газоконденсатных месторождений протягивается по западной окраине прогиба, восточнее ее в 25—40 км — зона нефтяных, а между ними — зона газонефтяных месторождений (см. рис. 2).

Относительный объем ресурсов УВ в них следующий: в газовой зоне 3 %, в газонефтяной 17 % и в нефтяной 80 % (в пересчете на условное топливо). Практика поисковых работ на Северном Сахалине показала, что вероятность открытия промышленного месторождения в газовой зоне оказалась равной 0,08, в газонефтяной 0,40, а в нефтяной 0,52 (для получения такой оценки в глубокое бурение было введено почти 120 антиклиналей). Необходимо добавить, что установленные фазовые границы в недрах совпадают с областями смены градиентов напряжений; зона газовых месторождений является границей сеимбальных землетрясений [11], а в зоне нефтяных месторождений происходят землетрясения в 7—8 баллов.

Изложенное выше характеризует неравномерное размещение ресурсов УВ

в плиоцен-среднемиоценовых отложениях Северного Сахалина. Отсюда вытекает предположение о существовании в постплиоцене некоторого механизма, регулирующего процесс диффузионного наполнения ловушек нефтью или газом в недрах Северо-Сахалинского прогиба. Но из приведенных данных также следует невозможность строгого физического подхода к выявлению такого механизма, поскольку нефть и газ образуют обособленные скопления УВ в толще плиоцен-среднемиоценовых отложений. Затруднительно, оставаясь на позициях детерминизма, получить содержательные представления о модели нефтегазонакопления для прогиба в целом.

Стремление к повышению эффективности нефтегазописковых работ способствовало изучению характера распределения ресурсов нефти и газа в опосредованных прогибах, и в этом направлении наиболее перспективным оказался вероятностный подход [2, 6, 16]. В перечисленных работах на примере нефтегазоносных районов СССР, США и Северного моря показано, что зависимость размера месторождения нефти или газа — его ранг среди других в прогибе — является логнормальной. На рис. 3 дается такая зависимость для Северо-Сахалинского прогиба. Фиксируются два максимума: левый — для забалансовых и правый — для промышленных месторождений (с запасами свыше 1 млн. т условного топлива). Основное значение имеет правое распределение, которое с вероятностью 0,9 близко к теоретически логнормальному (критерий согласия А. Н. Колмогорова $\lambda=0,57$). Его выборка включает 27 месторождений, параметры распределения: среднее 1,16 ($\lg 14,4$), стандартное отклонение 0,51. Следуя им, очевидно, что для прогиба более вероятны средние по запасам промышленные месторождения нефти и газа.

Статистика таких месторождений на Северном Сахалине описана логнормальной моделью, которую широко используют в геологических задачах [7], анализирующих распределение некоторого компонента (минерала, химического элемента) в горных породах. Интерпретация логнормального распределения в задаче, касающейся

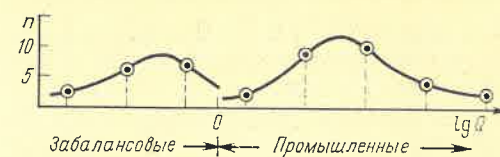


Рис. 3. Зависимость размер месторождения нефти (газа) — его ранг для Северо-Сахалинского прогиба

размеров месторождений нефти и газа в определенном прогибе, связана с представлениями той науки, к которой относится это эмпирическое распределение, т. е. нефтяной геологии. Для более широкого суждения об интересующем нас предмете рассмотрим два варианта интерпретации.

Вероятностное объяснение вытекает из графика логнормального распределения (см. рис. 3), в котором случайные величины не являются независимыми [4]. Это важное утверждение касается промышленных месторождений* и комментируется следующим образом. Величина промышленного месторождения УВ на Северном Сахалине зависит (с вероятностью 0,9) от его положения в той или иной зоне нефтегазонакопления: если в газовой зоне принять ее среднее значение за 1, то в газонефтяной она больше в 2 раза, а в нефтяной — в 6 раз. Иными словами, в этом прогибе наблюдается уменьшение размеров промышленных месторождений нефти и газа в направлении к западу от глубинного разлома, что описывается в первом приближении линейным трендом. Последнее иллюстрирует зависимость случайных величин (размеров скоплений УВ) в этом распределении.

Обращаясь к физической интерпретации логнормального распределения (см. рис. 3), напомним, что каждое скопление нефти или газа в этом прогибе является ореолом диффузионного рассеяния УВ вокруг питающего его разлома. Структура такого ореола линейна относительно упомянутого разлома (см. рис. 1), который служил гидродинамическим источником при образовании залежи нефти или газа. Особенности размещения промышлен-

* Характер распределения забалансовых месторождений остался невыясненным, поскольку в эту выборку не включено несколько небольших месторождений, запасы которых не определены.

ных скоплений УВ на Северном Сахалине (уменьшение их размеров и числа с расстоянием от глубинного разлома, а также группировка в УВ зоны) свидетельствуют о своеобразной гидродинамической структуре, проявляющейся отдельными пятнами—ореолами УВ. Ее основные свойства — линейность и зональность. Если линейная структура залежи образована в условиях неразрывности ее гидродинамического поля, то и гидродинамическая структура Северо-Сахалинского прогиба предполагает сходное физическое объяснение: в недрах этого прогиба к западу от глубинного разлома наблюдается уменьшение градиента напряжений, высвобождавшихся при землетрясениях или крипе [10, 11]. Именно этот параметр, для которого недра Земли — сплошная среда, при оценке состояния залежи означал перепад давления на разломе ($A_{\max}$). При интегральном описании недр прогиба, где находятся сотни залежей нефти и газа, физическая сущность данного параметра не изменилась.

Касаясь зонального размещения скоплений УВ, подчеркнем, что эта особенность тесно связана с предыдущей, отражая характер нефтегазоаккумуляции в условиях меняющегося в недрах поля напряжения: если давление насыщения нефти газом меньше давления в полости питающего ловушку разлома, то в этом случае формируются скопления газированной нефти; если равно, то возникают условия промежуточной (газонефтяной) зоны; если больше, то в продуктивных отложениях образуются скопления газа или дегазированной нефти. Наконец, линейность и зональность как свойства, принадлежащие совокупности скоплений УВ в этом прогибе и выраженные относительно зоны глубинного разлома, выделяют эту зону в качестве источника гидродинамического типа для всего прогиба тем более, что отдельные разломы в ней (см. рис. 1) служили непосредственными проводниками УВ в ловушках.

Говоря о градиенте напряжений между глубинным разломом и ловушкой, напомним, что такой градиент имеет физический смысл в этом прогибе для твердой фазы горных пород, так как она непрерывна на интересующем нас

расстоянии. Он передается в жидкую (газовую) фазу на границах гидравлических трещин. Подобная передача наблюдалась на месторождении Мухто в виде роста дебитов нефти в результате землетрясения на скважинах, дренирующих полости сбросов, т. е. сейсмическая сотрясаемость служила той природной помпой, которая продвигала УВ в недра месторождения. Но для объяснения накопленных ресурсов УВ в недрах Северо-Сахалинского прогиба требуется интегральная оценка, данная в [11] и приведенная на рис. 2 в виде изолиний сотрясаемости силой 7 и 8 баллов. Из него следует, что многократное повторение землетрясений на Северном Сахалине привело к сближению градиента нефтегазоаккумуляции и сотрясаемости: большие сотрясения, как и напряжения [10], наблюдаются в зоне глубинного разлома, а на запад от него сотрясаемость недр снижается. Эти качественные корреляции сохраняют общность физического объяснения гидродинамической структуры нефтяной залежи и нефтегазоносного прогиба.

Рассматривая следующий фактор — величину напряжений в ловушке, следует иметь в виду гидравлические напряжения, так как речь идет о разделении смеси УВ в недрах на отдельные фазы, которое лимитируется отношением давления насыщения к пластовому. Известно, что давление насыщения зависит от состава и количества растворенного газа, пластовой температуры и плотности нефти. Определения давления в сахалинских залежах УВ, выполненные А. П. Брагиным и другими, показали, что оно близко к гидростатическому.

Для обсуждения следующего параметра составлена таблица, в которой начальное пластовое давление задано его отношением к условному гидростатическому, что уже практиковалось [15]. Это отношение довольно устойчиво в ловушке и мало меняется по глубине [5]: на месторождениях Восточное Даги, Гиляк-Абунан и Нельма его градиенты от 0,001—0,01 на 100 м. Столь малые градиенты давления свойственны, видимо, всем газонефтяным месторождениям, они наблюдаются в ловушках, дислоцированных сбросами и потому про-

Начальные пластовые давления на месторождениях Сахалина

Зона УВ	Месторождение	Тип залежи, где измерялось пластовое давление	Отношение начального давления к гидростатическому [3]
Нефтегазоконденсатная Нефтяная	Чайво-море	Газоконденсатная	1,02
	Эхаби	Газированной нефти	1,09
Газонефтяная	Паромай	То же	1,35
	Пильтун*	«	1,63
	Набиль	«	1,09
	Колендо	Нефтяная с газовой шапкой	1,04
	Тунгор	Газированной нефти	1,02
	Монги	То же	1,08
	Восточное Даги	«	0,99
	Гиляк-Абунан	«	0,95
	Нельма	«	0,98
	Сабо	Газовая	0,99
Газовая	Тунгусское	Газированной нефти	0,99
	Шхунное	То же	1,00
	Узловое	Газоконденсатная	0,89
	Лангры*	Газовая	0,58

* Скопления УВ относятся к забалансовым.

ницаемых, что приводит к сглаживанию градиента по глубине. Их максимальное значение (0,01) мало соизмеримо с размером интервала гидравлических напряжений, в пределах которого обнаруживают газонефтяные месторождения в недрах Северного Сахалина. Этот интервал включает все вариации величины давления насыщения из-за различия скоплений УВ по составу и количеству растворенного газа и т. п., так как выполненные определения давления насыщения (А. П. Брагин и др.) относятся к середине интервала. Скопления УВ в газовой зоне характеризуются еще меньшим пластовым давлением, чем газонефтяные. Их ловушки также дислоцированы сбросами.

Выбранные нефтяные месторождения находятся в зоне глубинного разлома*. Они геологически сходны с Эхабинским, залежи которого ассоциируют с надвигом (зона сжатия). Обстановка сжатия, видимо, способствовала образованию и сохранению в них залежей газированной нефти даже на

* В таблицу не включены нефтяные месторождения Оха, Восточный Эхаби, Мухто, Западное Сабо и Катангли, ловушки которых дислоцированы сбросами, а пластовое давление в залежах равно гидростатическому [3].

сравнительно небольшой глубине, т. е. нижний предел гидравлических напряжений, начиная с которого газ полностью растворяется в пластовой нефти, равен для Северного Сахалина 1,09.

Предложенное объяснение зональности в недрах этого прогиба построено как на физических, так и на геологических соображениях: каждая зона УВ маркируется определенным интервалом гидравлических напряжений; скопления нефти вблизи глубинного разлома (гидродинамического источника УВ) выделяются наибольшими пластовыми давлениями. Сопоставляя таблицу со схемой сотрясаемости (см. рис. 2), нельзя не заметить их качественного сходства: максимальные гидравлические напряжения, как и сотрясения, фиксируются в зоне глубинного разлома, от которого на запад уменьшается пластовое давление (падение сотрясаемости).

Проанализируем особенности расположения месторождений Чайво- и Одопту-море. В 10—20 км к востоку от глубинного разлома они образуют отдельную зону — нефтегазоконденсатную. Полученное логнормальное распределение (см. рис. 3) естественным образом замыкается справа благодаря месторождениям Чайво- и

Одопту-море, т. е. основное свойство этого распределения — линейная зависимость случайных величин — распространяется и на эти месторождения. Иными словами, необходимо попытаться объяснить особенности расположения этих месторождений в рамках предложенной гидродинамической структуры для Северо-Сахалинского прогиба.

Если ограничиться наиболее значительными месторождениями нефти и газа, то видно, что они расположены с севера на юг отдельными группами в шахматном порядке: Охино-Эхабинская группа, Одопту-море, Мухтинская группа, Чайво-море и Монгинская. Упорядоченность связана с тем, что в некоторых секциях глубинного разлома не обнаружено промышленных месторождений, несмотря на наличие антиклинальных ловушек, нефтегазопроявлений и неоднократные попытки поисков. Отметим еще один факт: в недрах южной секции (см. рис. 2) зафиксированы аномально высокие пластовые давления (АВПД), превышающие гидростатические в 1,6 раза. Такого же рода явления в терригенных отложениях характерны для нефтегазоносных районов США, Мексики и Бирмы [12].

Полученная информация о гидравлических напряжениях (см. таблицу) имеет более широкий выход: если дополнить ее региональными геофизическими данными, то появляется возможность качественной оценки особенностей поля напряжений в недрах. При такой оценке, выполненной для сахалинских недр [10], выявляется Северо-Сахалинский глубинный разлом в качестве источника напряжений на границе между островным и охотоморским литосферными блоками. Поле напряжений в зоне этого разлома неоднородно и, если судить о нем по пластовым давлениям, то на месторождениях Эхаби и Паромай (см. рис. 2) оно превышает гидростатическое соответственно в 1,09 и 1,35, а на площади Пильтун (южная секция) — в 1,63 раза. Сопоставляя эти данные с информацией по юго-западной Туркмении и учитывая работу [12], можно эмпирически определить некоторый критический уровень напряжений: на Северном Сахалине при избыточном пла-

стовом давлении, превышающем гидро- статическое менее чем в 1,4 раза, в нем последовательно выделены все недрах обнаруживают (при прочих равных условиях) промышленные скопления нефти; при значениях АВПД, превышающих гидростатическое в 1,4 раза и более, вероятность открытия месторождений мала.

Вернемся к особенностям поля напряжений в недрах острова, которые были разделены [10] на статическую и динамическую составляющие. Первой является на глубинных разломах Сахалина как субширотное боковое сжатие, установленное по горизонтальных разломов [3, 8], тектоническими аномалиям физических свойств осадочных пород (плотность, скорость прохождения сейсмических волн) и зонам АВПД шириной до 5 км. Подобный стресс в южной секции Северо-Сахалинского глубинного разлома способствовал образованию песчано-глинистой толще (продуктивных отложениях) диапировой складчатости и сжатию полостей гидравлических трещин в ловушках. Однако зона АВПД боковое сжатие охватывал, по-видимому, только в нескольких километрах восточнее ее распространения обильные нефтегазопроявления (Нутовские озера, Нутовские проливы, Нутовские разломы). Ближайшей к этому участку нефтегазопроявлений является антиклиналь Чайво-море, где находится одно из самых значительных месторождений Северного Сахалина. Пластовое давление в его залежах равно гидростатическому или несколько превышает его (в 1,02 раза).

Анализ имеющихся данных показал, что локализацию таких ресурсов УВ, которые обнаружены на месторождениях Чайво- и Одопту-море, следовало ожидать в зоне глубинного разлома — гидродинамического источника УВ в Северо-Сахалинском прогибе. Однако в реальных условиях (наличие в зоне глубинного разлома участков с аномальным боковым сжатием) в недрах происходила миграция нефти и газа в ловушки, находящиеся в таких участках и выделяющиеся по сравнению с островной сушей минимальным избытком напряжений.

Ареалы нефтегазоносности по обе стороны от Северо-Сахалинского глубинного разлома (см. рис. 2) различаются размерами и структурой. Если



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.481'.432.078 (470.21)

В. А. СТРОМОВ (ВСЕГЕИ)

О роли сульфидоносных горизонтов продуктивной толщи Печенги в размещении медно-никелевых месторождений

Печенгское рудное поле — один из наиболее полно изученных геологических объектов. Результаты детального исследования его геологического строения и особенностей размещения медно-никелевого оруденения приведены в работах Б. К. Котульского, Д. В. Мурашева, Н. А. Елисеева, Е. К. Козлова, Г. И. Горбунова, Д. В.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белихова В. Ф., Лейбин Э. Л. Особенности изменения давления насыщения в нефтяных залежах острова Мангышлак. — Нефтепромысловое дело, 1972, № 4, с. 3—5.
2. Бураковский Л. А. Аналитические модели формирования запасов углеводородов. — Сов. геология, 1983, № 4, с. 22—31.
3. Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Л., Недра, 1974. (Тр. ВНИГРИ, вып. 328).
4. Крамер Г. Математические методы статистики. М., Мир, 1975.
5. Мхитарян З. С., Якунин И. А. Методика анализа и причины изменения удельного веса дегазированной нефти бобриковской залежи Коробковского месторождения. — Нефтепромысловое дело, 1973, № 6, с. 8—11.
6. Применение вероятностных моделей для подсчета газовых ресурсов/Т. А. Косенко, Е. В. Кудряшев, Ю. П. Мирончев, И. Я. Файнштейн. Экспресс-информация, ВИАМС. Сер. Математические методы исследования в геологии, 1973, № 4, с. 17.
7. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии. М., Недра, 1981.
8. Рождественский В. С. Сдвиги северо-восточного Сахалина. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 85—97.
9. Сапрыгин С. М. Динамические системы сахалинских нефтяных месторождений. Новосибирск, Наука, 1975.
10. Сапрыгин С. М. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина. — Тихоокеанская геология, 1982, № 4, с. 67—74.
11. Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С. Сейсмическое районирование Сахалина. — В кн.: Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977, с. 52—63.
12. Фертль У. Х. Аномальные пластовые давления. М., Недра, 1980.

Полферова, Л. И. Увадьева, М. А. Гиляровой, И. В. Ляхницкой, В. Г. Загородного, А. А. Предковского и др.

Описываемое рудное поле расположено на северном крыле одноименного синклиория, заложившегося в нижнем протерозое на архейском фундаменте и выполненного мощной ритмичной осадочно-эффузивной серией пород.

Синклиниорий асимметричен: его северо-восточное крыло образует крупную мульду подковообразной формы, а замыкающее ее юго-западное крыло круто наклонено и осложнено линейной зоной смятия, вытянутой вдоль Порыташского глубинного разлома.

Рудное поле находится в пределах туфогенно-осадочной толщи, лежащей между покровами вулканитов. Отложения этой толщи, названной продуктивной, представлены филлитами, алевролитами, песчаниками, гравелистами, туфами и туффитами.

Тонкое переслаивание пелитовых, песчаных и алевролитовых разностей, хорошая сортировка материала, наличие межформационных конгломератов и волноприбойных знаков в породах свидетельствуют об образовании ее в мелководных условиях, а широкое развитие туфогенных пород основного состава указывает на близость вулканических центров и их синхронную с осадкообразованием деятельность. Породы смяты в пологие, поперечные по отношению к общей структуре складки, разбитые многочисленными разломами, и падают на юг под углом 30—60°.

Весь разрез продуктивной толщи «заражен» сульфидами, в то же время в нем выделяются горизонты с очень богатой (от 20 до 50 % сульфидов) пирит-пирротиновой минерализацией, развитой в виде сплошных сульфидных прослоев и густой вкрапленности.

По данным исследователей, детально изучавших колчеданное оруденение на Печенге [3], оно представлено в основном пирротинном, который является вторичным минералом, образовавшимся путем непосредственного замещения раннего пирита при метаморфических (региональных, динамических и контактовых) процессах. Сульфидная минерализация продуктивной толщи имеет вулканогенно-осадочный генезис [7, 11].

Породы прорваны многочисленными ультраосновными интрузиями, с которыми генетически и пространственно связано медно-никелевое оруденение. Эти интрузии представляют собой небольшие силлоподобные тела, залегающие согласно с вмещающими отложениями. Среди интрузивов выделяются дифференцированные и недиф-

ференцированные массивы. Первые представлены (снизу вверх) перидотитами, пироксенитами и габбро, а вторые — перидотитами или габбро.

В настоящее время нет единого мнения о периоде становления печенгских интрузий. Одни исследователи [7, 8] считают, что массивы складчатые по мнению других [4, 15], они внедрились в полого залегающие, не испытывавшие складчатости породы. Интрузии изменены процессами автометаморфизма и регионального метаморфизма эленосланцевой фации. На рудном поле известно свыше 200 массивов.

Сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено главным образом подошвам ультраосновных массивов, известны также руды внутри массивов (висячие залежи) и в подстилающих осадочно-туфогенных породах (отщепленные руды). Рудные тела сложены вкрапленными, брекчиевидными сплошными рудами. Оруденение во всех месторождениях Печенги однотипно представлено пирротинном, пентландитом и халькопиритом.

При анализе размещения медно-никелевых руд в разрезе продуктивной толщи было замечено, что в западной части рудного поля, где оруденение развито в верхах толщи, расстояние между рудными телами, измеренное вкост простирания вмещающих пород, приблизительно равно. Аналогичная закономерность проявляется и в восточной части поля, где оруденение встречается в низах продуктивной толщи. Эти факты позволили предположить наличие во вмещающих породах уровней, контролирующих размещение медно-никелевого оруденения.

Для проверки такого предположения, по данным скважин, были построены продольные (с запада на восток) палеогеологические разрезы Печенгского рудного поля. При построении их структура рудного поля реконструировалась на доскладчатый период. С этой целью породы были приведены в горизонтальное положение (уловно за горизонтальную линию были принята верхняя граница продуктивной толщи), складки были разглажены, и произведена стыковка смещенных разломами блоков рудного поля.

На продольных разрезах (рис. 1, 2) отчетливо выявились пять уровней

размещения медно-никелевых руд. Они занимают стратиграфически согласное положение в разрезе вмещающих пород и маркируются горизонтами вышележащих туфов основного состава. Особенно хорошо прослеживаются второй и третий (сверху) рудоконтролирующие уровни, которые перекрываются горизонтами туфов, выдержанными на всем протяжении рудного поля (в стратиграфической схеме деления продуктивной толщи А. П. Колесникова и др. [14] эти туфы служили границами подсвит).

Рудоносность ультраосновных массивов определяется их положением относительно уровней (рис. 1, 2). В интрузиях, подошвы которых размещаются в пределах выделенных уровней, располагается богатое оруденение (месторождения Каула, Котсельваара, Каммикиви, Семилетка, Спутник, Ждановское и др.). Ультраосновные массивы, занимающие секущее относительно уровней положение, несут оруденение в зонах пересечения с ними. Интрузивные тела между уровнями, как правило, безрудные.

Для выявления возможных различий в составе оруденения, контролируемого разными уровнями, был построен график распределения значений отношений Cu/Ni . На рис. 3 видно, что оруденение разных рудоносных уровней четко различается и в целом в разрезе продуктивной толщи намечается вертикальная зональность, заключающаяся в увеличении значений отношения Cu/Ni снизу вверх по разрезу. Полученные данные свидетельствуют о специфике медно-никелевой минерализации разных уровней.

Выделенные рудоконтролирующие уровни представляют собой стратиграфически согласные горизонты пород с богатой сульфидной минерализацией и фиксируются при химическом опробовании по высоким содержаниям серы (см. рис. 2, 4). Их мощность колеблется от 5 до 20 м, а содержание серы варьирует от 5 до 24 %.

Данные о содержании серы в породах продуктивной свиты (см. рис. 4) правильно указывают на положение рудоконтролирующих уровней, но не отражают первоначальных ее значений. Это связано с тем, что при метаморфических процессах первичный пи-

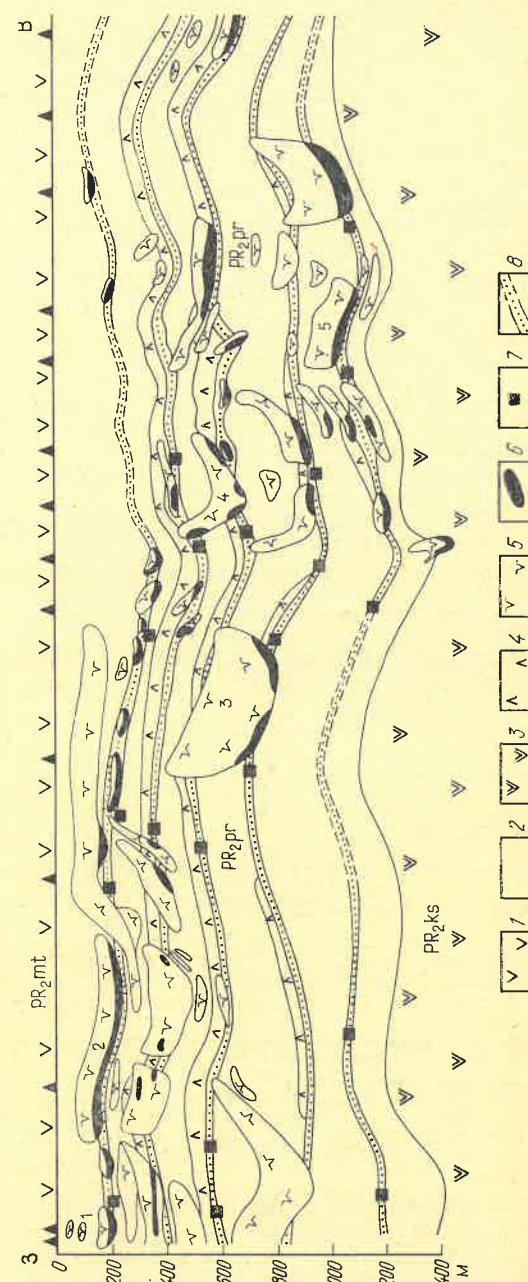


Рис. 1. Продольный палеогеологический разрез Печенгского рудного поля

1 — диабазы свиты матер; 2 — отложения продуктивной толщи; 3 — диабазы колосовской свиты; 4 — маркирующие горизонты туфов основного состава; 5 — массивы ультраосновных пород; 6 — залежи медно-никелевых руд; 7 — рудопроявления колчеданной минерализации в продуктивной толще; 8 — рудоконтролирующие горизонты; цифры в кружках — месторождения: 1 — Каула, 2 — Котсельваара, Каммикиви, Семилетка, 3 — Спутник, 4 — Райсоайви, 5 — Спутник

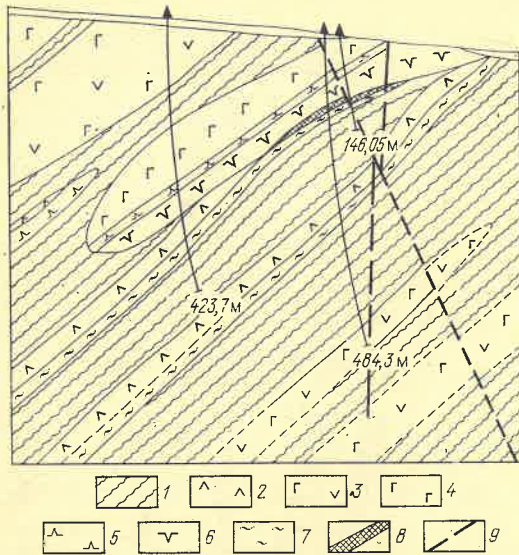


Рис. 2. Геологический разрез месторождения Райсо-айви

1 — отложения продуктивной толщи; 2 — маркирующие горизонты туфов; 3 — габбро-диабазы; 4 — габбро; 5 — пироксениты; 6 — перидотиты; 7 — рудоконтролирующие горизонты; 8 — медно-никелевые руды; 9 — разрывные нарушения

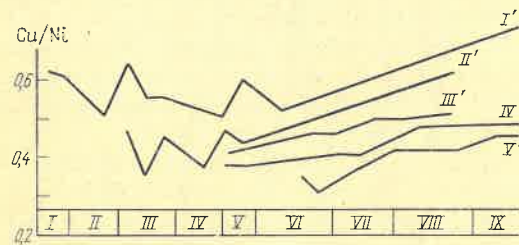


Рис. 3. Графики распределения отношений Cu/Ni на разных рудоносных уровнях продуктивной толщи. Месторождения и участки: I — Хангеслахденваара; II — Западный Каула; III — Каула — Котсельваара — Семилетка; IV — Ортоайви; V — Соукер; VI — Райсо-айви; VII — Мирона; VIII — Спутник; IX — Пильгуяр-винский; I'—V' — рудоносные уровни

рит замещался пирротинном и происходила значительная десульфуризация колчеданных руд. Особенно интенсивно пирротинизация пиритового оруденения проявлена в крупнозернистых породах, в связи с чем в нижней части разреза продуктивной толщи, сложной преимущественно песчанисто-гравийным материалом, не отмечается чисто пиритовых руд [3].

Экспериментальные данные (таблица) показывают, что растворимость серы, а следовательно, и сульфидная емкость в высокотемпературных мафит-ультрамафитовых расплавах очень малы.

Если серы недостаточно, то сульфидных медно-никелевых месторождений не образуется. Это подтверждается отсутствием промышленных руд ультраосновных массивов Урала Прибайкалья, в которых отмечаются высокие содержания никеля при высоком дефиците серы [11, 16].

В то же время исследователи [10, 14] отмечают, что в рудоносных интрузиях содержание серы часто порядка выше ее предельной растворимости в исходной магме (например в Печенге в Ждановском массиве содержание серы 1,14 %, в Каульском 2,2 %).

Следовательно, для образования медно-никелевых руд необходимо обогащение ультраосновных интрузий серой. Возможность формирования сульфидной жидкости в магме при взаимодействии с серой, генетически не связанной с расплавом, достаточно убедительно путем экспериментов и термодинамических расчетов показана в работах [1, 2]. О возможной ассимиляции магмой серы из вмещающих пород свидетельствуют также данные изотопного состава серы в рудах месторождений Норильского района [6].

На Печенгском рудном поле истинным серы, необходимой для образования медно-никелевых месторождений, могло быть колчеданное оруденение, так как 90 % серы во вмещающих породах содержится в сульфидах.

Исследователи [3, 7 и др.] отмечают, что непосредственно в экзокристаллах ультраосновных массивов наблюдается десульфидизация вмещающих пород, а в контактово-измененных породах, мощность которых достигает 20 м, отмечается резкая смена пиритовых и пирит-пирротинных руд чисто пирротинными в направлении к ультраосновным интрузиям. Эти факты также сходство изотопного состава серы руд печенгских месторождений сульфидов продуктивной толщи указывают на возможность обогащения магмы серой из вмещающих пород.

Полученные данные позволяют предложить новую модель образования печенгских медно-никелевых месторождений. В период отложения пород продуктивной толщи во время, предшествующее извержениям вулканов, в

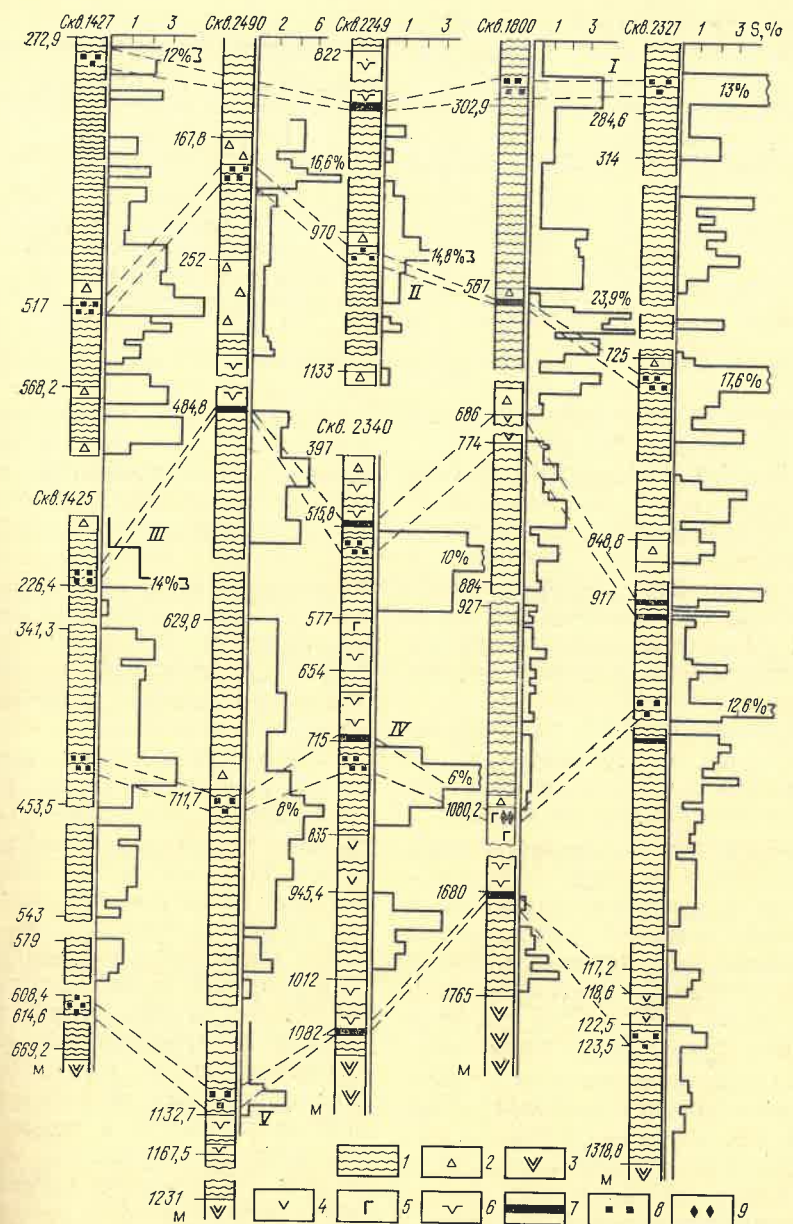


Рис. 4. Геолого-химические разрезы

1 — отложения продуктивной толщи; 2 — туфы основного состава, маркирующие рудоконтролирующие горизонты; 3 — диабазы колосейской свиты; 4 — габбро-диабазы; 5 — габбро; 6 — перидотиты; 7 — медно-

никелевая руда; 8 — богатая колчеданная минерализация; 9 — пирротинное безникелевое оруденение в габбровой части дифференцированных массивов; I—V — номера рудоконтролирующих горизонтов

результате интенсивной подводной газогидротермальной деятельности образовывались сингенетические колчеданные руды. Затем происходило извержение вулканов и рудообразование закончилось. Такой же характер процесса рудообразования характерен для каульских серноколчеданных месторождений [13].

В истории формирования продуктивной толщи эти процессы проявились неоднократно, и в результате возникло пять колчеданосных горизонтов. При внедрении ультраосновных интрузий в неуплотненные, полого залегающие [4] отложения продуктивной толщи массивы, внедрившиеся в сульфидоносные горизонты, обогаща-

Растворимость серы в силикатных расплавах [2]

Состав расплава	Температура, °С	Растворимость, %	Литературный источник
Основной	1000—1500	0,071—0,217	А. И. Альмухаммедов и др., 1974 г. T. Katsura, S. Nagashima, 1974 г. J. Connolly, D. Naughton, 1972 г. D. Naughton e. a., 1974 г. А. П. Лихачев, В. А. Кукоев, 1974 г. H. Shima, A. Naldrett, 1975 г.
	1250—1300	0,001—0,11	
	1200	0,104	
	1200	0,04—0,33	
Ультраосновной	1400—1600	0,03	
	1450	0,008—0,186	

лись серой, и в них формировались богатые сингенетические руды.

Для определения физико-химических условий образования медно-никелевых руд при сульфуризации магмы требуются специальные исследования, но контроль оруденения сульфидоносными горизонтами вмещающих пород позволяет уже сейчас сделать ряд выводов о возможном механизме формирования руд:

1) ассимилированная из вмещающих пород сера не перемешивалась в магматическом расплаве, и сульфидная жидкость образовалась *in situ*;

2) процессы гравитационного осаждения сульфидов в связи с быстрым остыванием маломощных ультраосновных массивов и малой скоростью движения сульфидных капель проявлялись незначительно, и руды кристаллизовались также практически на месте образования сульфидной жидкости.

Эти положения позволяют объяснить наличие висячих залежей и частичную, в местах пересечения с рудоконтролирующими горизонтами, рудоносность некоторых массивов;

3) приуроченность богатых руд к придонной части интрузии связана, по-видимому, с дифференциацией магмы при высоких температурах до образования сульфидной жидкости. Такая дифференциация магмы может возникать за счет диффузии, ионно-электронной диссоциации, влияния летучих компонентов, кристаллизации высоко-температурных минералов и других факторов. В ходе этих процессов нижняя часть магматической камеры, по-видимому, обогащалась рудными компонентами, и при сульфуризации магмы именно здесь формировались богатые медно-никелевые руды.

О возможном неравномерном распределении рудных компонентов в магме до образования сульфидной жидкости свидетельствует также то, что оруденение внутри массивов (включая залежи) представлено бедными рудами, а в тех случаях, когда рудоконтролирующие горизонты пересекаются с габбровой частью интрузии, например, в Ждановском массиве, образуются практически безникелевые руды.

Впоследствии на сингенетические руды, возникшие на магматической стадии, действовали различные метаморфические процессы, вызывавшие рекристаллизацию и переотложение рудного вещества, что значительно искажало первоначальную картину.

На Печенгском рудном поле известно свыше 200 практически одинаковых по составу, морфологии и другим признакам ультраосновных массивов, из которых только малая часть несет медно-никелевое оруденение. Объяснение этого факта, а также частичная рудоносность на небольшом участке, рудоносность отдельных массивов вызывало серьезное затруднение у исследователей. Предложенная генетическая модель, учитывающая влияние вмещающих пород, не претендует на завершенность, хотя и позволяет в большей степени устранить эти трудности.

Контроль размещения медно-никелевого оруденения стратиграфически выделенными колчедановыми горизонтами продуктивной толщи может быть использован как критерий при прогнозировании оруденения в Печенгском районе.

С этой точки зрения можно рассмотреть отрицательную оценку рудоносности крыла Печенгской стру-

е известны богатые пирит-пирротин-вые руды во вмещающих породах и обнаружены два медно-никелевых проявления (Валас и Южное).

На Печенгском рудном поле можно прогнозировать оруденение на глубине.

Ультраосновные интрузии, как уже отмечалось, занимают слабосекущее положение относительно вмещающих пород и, таким образом, массивы, которые на поверхности размещаются вблизи колчедановых горизонтов, в глубине будут пересекаться с ними. Участки пересечения перидотитовой части массива с рудоконтролирующими горизонтами перспективны в отношении промышленных залежей медно-никелевых руд.

Обогащенность сульфидами рудоконтролирующих горизонтов разная. Более мощные и богатые сульфидами горизонты расположены в верхней части разреза (см. рис. 4), вследствие чего с ними связаны, по-видимому, месторождения богатых медно-никелевых руд.

В пределах каждого горизонта содержание сульфидов также варьирует в широких пределах, и наряду с участками богатых колчеданных руд встречаются участки с бедной минерализацией. В связи с этим в рудоносном разрезе в одних массивах образуются промышленные месторождения, а в других — рудопроявления. Следовательно, при прогнозировании большого значения имеет установление закономерностей размещения сульфидной минерализации в рудоконтролирующих горизонтах.

Таким образом, размещение медно-никелевого оруденения на Печенгском рудном поле контролируется стратиграфически согласными сульфидоносными горизонтами продуктивной толщи. Установленная закономерность может использоваться для прогнозирования оруденения и позволяет предложить новую модель формирования печенгских месторождений, согласно которой имеют сульфуризационно-магматический генезис. Источником серы, которую ассимилировала магма, служили колчеданные руды вулканогенно-осадочного происхождения, расположенные на определенных стратиграфических уровнях. Четкий контроль

медно-никелевого оруденения сульфидоносными горизонтами вмещающих пород указывает на то, что образование сингенетических руд в массивах происходило практически *in situ*, в местах пересечения с этими горизонтами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухаммедов А. И., Медведев А. Я. Сера в основных и ультраосновных расплавах в связи с проблемой формирования медно-никелевых месторождений (по экспериментальным данным). — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 269—280.
2. Альмухаммедов А. И., Медведев А. Я. К генетической природе сульфидных медно-никелевых месторождений. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 129—138.
3. Балабонин Н. Л., Бекасова Н. Б. Колчеданное оруденение продуктивной толщи Печенги. — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского фил. АН СССР, 1979, с. 102—115.
4. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., изд. ЛГУ, 1967.
5. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
6. Горбачев Н. С., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами генезиса. — Геохимия, 1973, № 8, с. 1127—1136.
7. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., Недра, 1968.
8. Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Ляхницкая И. В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — Геология рудн. месторожд., 1967, № 4, с. 3—18.
9. Загородный В. Г., Предовский А. А. Общие закономерности размещения ультраосновных интрузий Печенги. — В кн.: Основы магматизма северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1969, с. 3—18.
10. Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология Талнахских интрузий. Л., Недра, 1977.
11. Полферов Д. В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л., Недра, 1979.
12. Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л., Наука, 1974.
13. Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Проблемы осадоч-

ной геологии докембрия, вып. 3. М., 1971, с. 274—279.

14. Стратиграфия продуктивной свиты Печенгского рудного поля (Кольский полуостров)/Г. П. Колесников, В. П. Бутылин, В. И. Мишин, Н. Б. Филиппов. — Литология и полезн. ископаемые, 1983, № 5,

с. 71—81.

15. Увадьев Л. И. Геология рудного поля ченги. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГ 1973.
16. Штейнберг Д. С. О распределении ни в ультраосновных породах Урала. — химия, 1963, № 11, с. 982—995.

УДК 553.462+553.463 (235.216)

В. С. КУДРИН, А. Б. ПАВЛОВСКИЙ (ВИМС),
В. А. СТАВИНСКИЙ (Упр. геологии КиргССР)

Сонгкель-Кенсуйская молибден-вольфрамоносная зона Тянь-Шаня

До недавнего времени рудно-металлогенический профиль каледонид Тянь-Шаня определяли в основном полиметаллы и редкие металлы. Малые металлы — олово, вольфрам и молибден — отмечались в высокотемпературных рудопроявлениях и месторождениях пегматитового, грейзенового, кварцево-жильного и скарнового типов.

В начале 60-х годов научный прогноз промышленной оловоносности Тянь-Шаня подтвердился открытием ряда оловянных и вольфрам-оловянных объектов в герцинидах Южного Тянь-Шаня. В каледонидах восточной части советского Тянь-Шаня были открыты собственно вольфрамовые и молибден-вольфрамовые проявления (в пределах Тургельдынского, Кенсуйского, Арпатекутурского и других рудных полей). В последующие годы к востоку и западу от них установлены новые проявления вольфрамового и молибден-вольфрамового оруденения, иногда с сопутствующей золотой минерализацией.

Сравнение геологических и минералого-геохимических особенностей вновь выявленных объектов с ранее известными в Кашкасу-Кумбельском рудном районе приводит к выводу об их генетической и формационной близости. Ареал оруденения этого типа образует узкую полосу протяженностью около 450 км от границы до оз. Сонгкель, выделенную нами в качестве новой самостоятельной металлогенической единицы Тянь-Шаня — Сонгкель-Кенсуйской молибден-вольфрамоносной зоны.

Сонгкель-Кенсуйская рудоносная зона тяготеет в основном к пограничному глубинному разлому, известному под названием «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня», или «линии Николаева», и системе сопряженных с ней тектонических нарушений, структуры Срединного Тянь-Шаня, которые отделяют рифейско-каледонскую структуру Северного Тянь-Шаня от каледонско-герцинских Срединного Тянь-Шаня. Рудные проявления размещаются преимущественно в пределах структур Срединного Тянь-Шаня по его северной кромке вдоль зон сочленения с Северным Тянь-Шанем (рис. 1), которая трассируется разломами офиолитов и линейных швов, эпикаледонских прогибов и расслоений. Оруденение связано с герцинской активизацией консолидированных каледонских структур Срединного Тянь-Шаня, соотнесенных с рифейско-каледонскими структурами Южного Тянь-Шаня, но отличающейся спецификой синхронно-герцинского магматизма и металлогенической специализацией. Верхнепалеозойские интрузии сонкульского комплекса [3], с которыми связано молибден-вольфрамовое оруденение, в большинстве своем относятся к гипабиссальным, типично третичным интрузиям, занимающим северо-восточное положение по отношению к складчатым структурам докембрия и палеозоя. Интрузивы расположены в виде разобщенных тел вдоль контролирующих разломов в узлах пересечения с поперечными нарушениями. Размеры интрузивных тел от единиц до десятков квадратных километров, в единичных случаях до первых сотен квадратных километров; контакты крутопадающие. Морфология и внутреннее строение интрузивов весьма сложные.

Породы сонкульского комплекса характеризуются многообразием состава — от безнефелиновых эссекситов, сиенитов и субщелочных габбро через монцодиориты, монцониты и сиениты до кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов. Некоторые массивы (Чон-Ашуйский, Ирташский) включают нефелиновые сиениты. Широкая дифференциация максимальна в массивах с проявлением не-

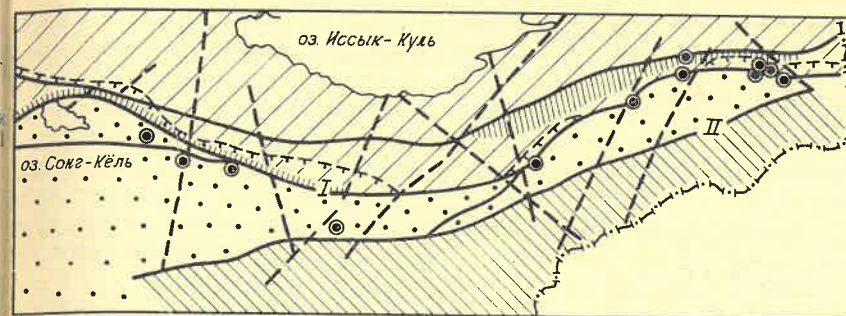


Рис. 1. Геотектоническая позиция Сонгкель-Кенсуйской рудоносной зоны в структурах Тянь-Шаня

1 — Северный Тянь-Шань, область каледонских структур и развития сиалического интрузивного магматизма; 2 — Срединный Тянь-Шань, область каледонско-герцинских структур с отсутствием сиалического и проявлением приразломного базальтоидного магматизма; 3 — область развития офиолитов в подвижной зоне сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня; 4 — контуры эпикаледонских прогибов; 5 — Южный Тянь-Шань, область герцинских структур и сиалического магматизма с вольфрам-оловянным оруденением; 6 — продольные пограничные глубинные разломы и их оперения: I — линия Николаева, II — Атабаши-Иныльчекский; 7 — зоны поперечных сквозных разломов фундамента; 8 — поля развития молибден-вольфрамовой минерализации

скольких фаз внедрения (Кенсуйский, Сонкульский, Коктурпакский и др.) и более ограничена в массивах двухэтапного формирования (Джолколотский, Арпатекутурский, Уланский, Моло-Сарычатский).

Главные особенности химизма пород — повышенные калиевая щелочность и основность. Эволюция состава пород во времени проявляется в убывании содержания железа, магния, кальция, титана и фосфора, возрастании кремнекислотности и щелочности при повышении относительной роли натрия.

По совокупности структурно-геологических и петрологических признаков интрузивные образования сонкульского комплекса ближе всего соответствуют габбро-монцонит-гранитной формации. По геотектонической позиции, петрологическим и петрогеохимическим особенностям они существенно отличаются от вольфрам-оловянных интрузивных проявлений орогенного верхнепалеозойского магматизма, развитых в сопредельных герцинидах Южного Тянь-Шаня. Магматические источники интрузивных производных сонкульского комплекса имеют, вероятно, мантийную природу, которая и определяет металлогеническую специализацию пород. Об этом свидетельствует и соответствие рассматриваемых магматических образований латитовому геохимическому типу [9].

Постмагматические гидротермально-метасоматические процессы, сопровождаемые оруденением, проявлены весь-

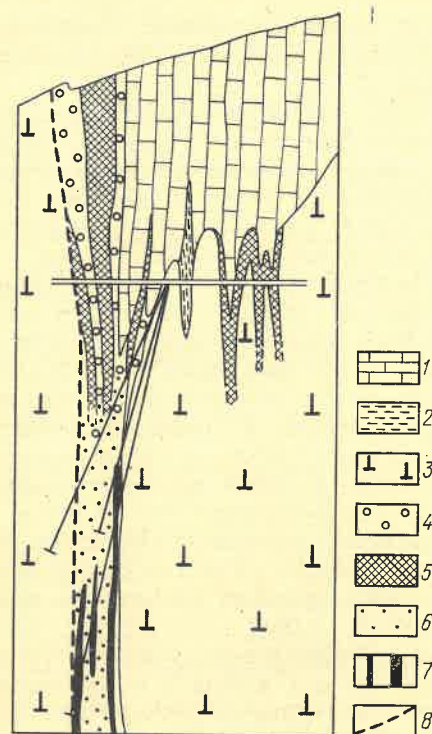


Рис. 3. Схема вертикальной зональности оруденения рудного тела Встречное в Кенсуйском рудном поле (по материалам Л. Л. Кабардина и Л. В. Асауляка) 1 — известняки; 2 — алевролиты, биотитовые роговики; 3 — субщелочные габбро, габбро-монциты, монциты; 4 — околоскарновые пироксен-плаггиоклазовые и гранат-плаггиоклаз-пироксеновые породы; 5 — скарны с шеелитовой минерализацией; 6 — березитизированные породы; 7 — минерализованные зоны с молибденитом; 8 — разрывные нарушения

ле, в строении которого выделяются три рудные зоны: пирит-халькопирит-молибденитовая (осложненная появлением шеелита в приконтактных частях массива), пиритовая и галенит-сфалеритовая (с пиритом, халькопиритом, минералами висмута и др.). Такое строение соответствует типичной рудной зональности на месторождениях медно-молибден-порфирикового типа и связано, по В. Т. Покалову [8], со стадийным развитием рудного процесса.

Обратная зональность проявляется в рудных полях, где вольфрамовая минерализация совмещается с молибденовой, золотой или полиметаллической. Так, в Кенсуйском рудном поле в березитизированных породах внутренних частей плутона локализуются жильные и прожилковые зоны с молибденовой и сопутствующей золотой минерализацией, а по периферии плутона — тела шеелитоносных скарнов

(см. рис. 2). В Арпатектырском рудном поле в центральной части располагается кварц-молибденитовый штоф, переходящий в березитизированных гранитах небольшого интрузивного купола по периферии рудного поля — более высокотемпературное шеелитовое оруденение в скарнах, приуроченное к контактным частям массива гранодиоритов-монцитонитов.

Обратная зональность иногда характеризует размещение вольфрамового и молибденового оруденения в пределах отдельных рудных тел. Так в рудном теле Встречное Кенсуйского рудного поля некоторые скарново-элитовые тела с глубиной сменяются зонами прожилкового молибденового оруденения (рис. 3). Причиной этого является, очевидно, литологический контроль.

Работами последних лет в Сонгкель-Кенсуйской рудоносной зоне произведено значительное число исследований молибден-вольфрамовой минерализации, но ее изученность в целом далеко недостаточна, а перспективные участки окончательно не определены. Однако широкие масштабы рудной минерализации позволяют рассматривать эту зону как новую металлогеническую структуру в среднеазиатской части развития минеральных ассоциаций страны. При этом по структурно-металлогическим признакам и характеру проявления магматизма она прослеживается и западнее оз. Сонг-Кель (Талассо-Ферганского разлома). Вероятность продолжения этой зоны западнее Талассо-Ферганского разлома определена достаточно точно; возможно, она распадается здесь на разветвления. Одна из таких ветвей, по-видимому, разворачивается к юго-западу и протягивается по южной окраине Фергано-Кураминского срединного массива, также относимого к Срединному Тянь-Шаню [4, 6 и др.]. К этой ветви приурочены вольфрамовые и молибденовые проявления гор Моголтау (Чирух-Дайронское рудное поле), и другие хрусталеносные жильные поля размещаются в породах различного состава и происхождения, однако в основном тяготеют к метаморфическим и магматическим комплексам, обогащенным кремнеземом и претерпевшим зональный региональный метаморфизм. Уровень метаморфизма вмещающих пород соответствует эпидиот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Несмотря на достаточно длительный период изучения месторождений жильного кварца, и в частности горного хрусталя, на Урале до сих

пор нет единого мнения об их генезисе. Одни исследователи [1, 6, 8, 9, 12] связывают формирование месторождений с процессами регионального зонального метаморфизма, другие [7] усматривают их парагенетическую связь с гранитным магматизмом. Полагают также, что возникновение кварцевых жил обусловлено метаморфическими процессами, а хрусталеносные гнезда — постмагматическими растворами [10]. Каких бы взглядов на источник растворов ни придерживались исследователи, подавляющее большинство связывает формирование хрустальных гнезд с выщелачиванием кремнезема и других компонентов из вмещающих пород.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. В пределах восточного сектора Советского Тянь-Шаня на протяжении 50 км в субширотном направлении протягивается Сонгкель-Кенсуйская зона развития молибден-вольфрамовой минерализации, которая фрагментарно прослеживается к юго-западу от оз. Сонг-Кель в пределы Фергано-Кураминского срединного массива.

2. Рудные проявления этой зоны расположены по северному краю Срединного Тянь-Шаня и локализованы в зонах пересечений важнейшей структурной линии Николаева с поперечными разломами фундамента.

3. Рудопродуктивными в отношении вольфрама, молибдена и сопутствующих золота, висмута и других металлов являются трещинные габбро-монцит-гранитные интрузии периода герцинской тектоно-магматической активизации каледонид. Они относятся к производным глубинного базальтоидного магматизма и отличаются от типично коровых гранитоидов, сопровождаемых вольфрамом-оловянным оруденением в сопредельных структурах Южного и Северного Тянь-Шаня.

4. Характер оруденения выделенной зоны изменчив и зависит от состава рудопродуктивных плутонов, интенсивности развития минеральных ассоциаций разных стадий гидротермально-метасоматического процесса (кварц-попелитовая, пропилитовая, березитовая) и особенностей проявления латентности и вертикальной рудной зональности.

УДК 553.875.064 (470.5)

О. И. ГРЯЗНОВ, Е. П. МЕЛЬНИКОВ (Свердловский горный ин-т)

Измененные породы хрусталеносных кварцевых жил Урала

Хрустально-кварцевые хрусталеносные образования распространены главным образом на севере и юге складчатого пояса Урала. Известные хрусталеносные жильные поля размещаются в породах различного состава и происхождения, однако в основном тяготеют к метаморфическим и магматическим комплексам, обогащенным кремнеземом и претерпевшим зональный региональный метаморфизм. Уровень метаморфизма вмещающих пород соответствует эпидиот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Несмотря на достаточно длительный период изучения месторождений жильного кварца, и в частности горного хрусталя, на Урале до сих

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Ф. Р., Лисицын А. Е. Отличительные особенности шеелитоносных скарнов Тянь-Шаня и условия их локализации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. М., Наука, 1981, с. 243—249.
2. Возраст гранитоидов Сарыджазского рудного района в Восточной Киргизии и связанного с ними оловянного оруденения/А. Б. Павловский, Н. К. Маршукова, В. И. Малышев, А. И. Пантелеев. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., Наука, 1973, с. 306—311.
3. Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000. Гл. ред. С. А. Игембердиев. Л., ВСЕГЕИ, 1980.
4. Главнейшие черты металлогении золота Тянь-Шаня/В. Г. Гарьковец, К. Л. Бабаев, И. К. Давлетов и др. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., Наука, 1970, с. 182—194.
5. Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1981, № 4, с. 57—72.
6. Отрошенко В. Д. Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1977.
7. Павловский А. Б. Генетические типы и основные закономерности размещения оловянных месторождений Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1974, № 8, с. 74—90.
8. Покалов В. Т. Формации молибденовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1977, с. 156—215.
9. Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий. — Геология руд. м-ний, 1982, т. 24, № 3, с. 3—14.
10. Таусон Л. В., Соломович Л. И., Захаров М. Н. Геохимия монцитонитовых интрузий кенсуйского комплекса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 4, с. 972—976.

щих пород и переотложением их в трещинных полостях.

Различие мнений на природу хрусталеобразующих процессов находит свое подтверждение в вариациях околонедровых изменений вмещающих пород: наряду с широко известными слюдясто-полевошпатовыми преобразованиями около хрусталеносных полостей наблюдаются гипогенные глинистые парагенезисы [7, 14 и др.]. Уверенная диагностика низкотемпературной гидротермальной аргиллизации на месторождениях аметиста и агата в гранитах Среднего Урала [2, 11] позволяет предположить послемагматическое гидротермальное происхождение аргиллизитовых парагенезисов некоторых месторождений горного хрусталя.

Авторы разделяют представления уральских геологов о метаморфогенном происхождении жильного кварца и горного хрусталя подавляющего большинства промышленных месторождений. При этом имеется в виду, что кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда автономны в своем развитии и связаны с различными метаморфогенно-гидротермальными процессами. Эти процессы разорваны во времени, однако пространственно нередко совмещаются. Минерализованные полости «наложены» на кварцевые жилы [7], развиваются как жилы альбийского типа [4] и иногда образуют самостоятельные хрустальные погребка вне кварцевых жил во вмещающих горных породах.

Кварцевожильная хрусталеносная формация Урала представляет собой естественную ассоциацию генетически связанных околонедровых гидротермально-метасоматических пород стадии кислотного выщелачивания и сопряженных минеральных комплексов хрустальных погребов стадии осаждения. Те и другие являются производными одного петрогенетического процесса и образуются в единой гидротермально-метасоматической системе «порода — раствор». В тыловой зоне гидротермальной колонны в открытых полостях концентрируются полезные компоненты (в частности, кремнезем в виде горного хрусталя), экстрагированные в ходе гидротермально-метасоматических реакций. Это послужило основанием для названия формации (по конечному продукту), поскольку состав околонедровых метасоматитов непостоянен и зависит от состава исходных пород.

При изучении уральских месторождений горного хрусталя метасоматически преобразованным породам уделялось недостаточное внимание. Первая сводка, посвященная этому вопросу, была выполнена А. Е. Карякиным и В. А. Смирновой (1967 г.). С тех пор накоплен обширный материал, позволяющий по новому осветить поставленную проблему. Не претендуя на исчерпывающую полноту решения затронутых вопросов, авторы обобщили имеющиеся данные (с учетом личного опыта) по метасоматической зональности месторождений горного хрусталя Урала, наметили типизацию изменения пород, изучили вопросы стадийности метасоматических преобразований и оптимального сочетания метасоматитов для хрусталеобразования, сопоставили по ряду признаков околонедровые изменения месторождений разного генезиса. Фактическим материалом служат описанные авторами и опубликованные ранее метасоматические колонки, характеризующие хрусталеносные кварцевые жилы и гнезда конкретных месторождений. Новой методики изучения измененных пород послужило их картирование в масштабах документации обнажений, горных и буровых скважинного пространства в связи с поступлением работ, составление детальных (1:2000 и 1:10 000) геологических карт и планов. Диагностика минералов осуществлялась с использованием оптических, рентгено-структурных, термических методов.

В хрусталеносных полях Урала около хрусталеносных жил установлены околонедровые изменения вмещающих пород. Образование хрусталеносных гнезд связано с развитием околонедровых метасоматитов. Приведем краткую характеристику обеих групп метасоматических пород.

Околонедровые изменения выразились в хлоритизации, биотитизации или полевошпатизации пород кислого состава. Хлоритизация пород с образованием эпидота и карбоната по темноцветным минералам и альбита по олигоклазу весьма характерна для околонедровых метасоматитов на месторождениях горного хрусталя [7]. Отмечен парагенезис свойств пропилитовым изменениям, однако авторы не пользуются этим термином.

Хлоритовые преобразования порфиритов, порфиритов и зеленых сланцев вулканогенно-осадочного комплекса (O-Si) описаны В. Б. Болтыровым, Г. И. Страшным, В. Н. Огородниковым [3] для Теренсайского месторождения Южного Урала. Мощность хлоритизации вдоль отдельных жил достигает 10–12 м, вокруг серии сближенных образуются широкая зона хлоритизированных пород. Содержание хлорита во внешней ореоле не превышает 10–15 %, возрастая до 60–80 % в околонедровом пространстве. Рит относится к рипидолиту; в тесной ассоциации с ним развивается вторичный кварц.

Биотитизация сопровождается образованием кварцевых жил в амфиболитах [13], а также в вулканогенных породах среднего и основного состава. Ширина зоны изменений пород на месторождении Южного Урала можно объединить говой обманкой биотитом, усиливающимся с приближением к жиле. В альбандах жил биотитизация сопровождается зоной сплошного мелкозернистого биотита мощностью от 1 до 12 см. Биотитизация нередко наблюдается вдоль трещин, породах кислого состава — кварцитами, песчаниками, кристаллическим кварцево-слюдястым сланцем. Он выражается в серицитизации (мусковитизации) пород в околонедровом пространстве. Серицит (мусковит) замещает не только полевые шпаты, но и кварц. При повышенном содержании темноцветных минералов образуется хлорит-серицитовая или хлоритовая ассоциация.

В кварцевых породах, содержащих мусковитизированные кристаллические сланцы В. Д. Никитин и др. (1971 г.), В. В. Болтыровым (1980 г.) установлена зональность: биотит-мусковитовая зона — андалузит-мусковитовая зона — кварцевая жила — хрустальное гнездо. По материалам Ф. Ф. Борискова (1975 г.) можно реставрировать возникновение метасоматической зональности на одном из месторождений Южного Урала: кварц-слюдястые сланцы (мусковит,

биотит, полевой шпат) → мусковит, кварц, биотит → мусковит, кварц → мусковит*.

Обобщенная метасоматическая колонка околонедровых изменений по кристаллическим кварцево-слюдястым сланцам имеет следующий вид: кварц, серицит, хлорит, биотит, полевой шпат, амфибол, гранат → кварц, серицит, хлорит, полевой шпат → кварц, серицит, хлорит → серицит, хлорит → серицит (или хлорит).

Слюдясто-альбитовый тип изменений наиболее характерен для месторождений горного хрусталя Урала. В породах основного и среднего состава развивается хлорит-альбитовая или хлорит-серицит-альбитовая ассоциация. Для пород кислого состава более типичен серицит-альбитовый парагенезис.

Исследования А. Е. Карякина и В. А. Смирновой (1967 г.), В. Ю. Эшкина [13], Л. М. Петрухи и А. А. Евстропова (1980 г.), проведенные на месторождениях Приполярного и Южного Урала, позволяют проследить образование метасоматических колонок в породах различного состава.

1. Амфиболиты (роговая обманка, актинолит, андезит) → роговая обманка, хлорит, альбит → хлорит, альбит → альбит.

2. Амфиболиты (роговая обманка, полевой шпат, плагиоклаз) → хлорит, биотит, серицит, альбит → хлорит, серицит, альбит → хлорит, альбит → альбит.

Некоторые различия колонок по амфиболитам обусловлены, вероятно, составом субстрата, подвергнутого амфиболитизации, и интенсивностью изменений.

3. Порфиритонды (базальтовые и андезитовые), биотит-кварцевые сланцы → амфибол, плагиоклаз, биотит, хлорит, альбит → хлорит, биотит, альбит → хлорит, альбит → альбит.

4. Диориты, габбро-диориты, диабазы (пироксен, амфибол, полевой шпат, плагиоклаз) → хлорит, альбит, эпидот, кварц → хлорит, альбит → альбит.

5. Кварц-плагиоклазовые породы, пегматиты, двуслюдяные сланцы (кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, полевой шпат) → кварц, плагиоклаз, мусковит (серицит), хлорит, альбит → мусковит (серицит), хлорит, альбит → мусковит (серицит), альбит.

Альбитовый тип изменений имеет ограниченное распространение [3]. Полевошпатизация пород основного состава (порфиритов, порфиритов, зеленых сланцев) выразилась в их интенсивной альбитизации, спорадической адуляризации. При альбитизации происходит осветление пород за счет замещения исходных минералов альбитом, количество которого увеличивается при приближении к гнезду до образования почти мономинеральных мелкозернистых агрегатов аллотриоморфнозернистого альбита. Ширина зоны варьирует от 5–6 см до 2,5–3,0 м. В непосредственной близости от хрусталеносной полости на заключительной стадии процесса иногда развивается адуляр, замещающий ранее образованный альбит вследствие «переотложения» калия. Имеются примеры проявления околонедровой альбитизации без адуляризации.

* Хрустальные гнезда представляют собой продукт кристаллизации вещества из растворов в открытых полостях и в метасоматическую колонку не включаются.

Гидрослюдисто-каолинитовый тип изменений, как показывает анализ материалов по хрусталеносным провинциям СССР и мира, имеет достаточно широкое распространение. Он установлен на месторождениях Бразилии, Алдана, Памира, Тянь-Шаня, Приполярного [7] и Южного Урала.

Метасоматические эндогенные глинистые изменения наблюдались авторами на Южном Урале. Хрусталеносные кварцевые жилы залегают среди кристаллических сланцев, амфиболитов, гранито-гнейсов, гранитов, порфиритов, метавулканитов. В непосредственном окружении и внутри хрустальных гнезд образуются аazonальные гидрослюдисто-каолинитовые или гидрослюдисто-монтмориллонитовые метасоматиты. Ассоциация минералов представлена гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом, галлуазитом, дикситом, накритом. Нередко эти минералы в качестве включений фиксируются во внешних зонах роста кристаллов горного хрусталя, что свидетельствует об их сингенетичности.

Всеми исследователями, изучавшими баланс вещества при формировании минерализованных полостей, отмечается вынос большинства компонентов исходных пород в ходе околонедровых преобразований. Особенно интенсивно выщелачиваются кремнезем, глинозем, известь и магнезия. Щелочи в зависимости от типа изменений претерпевают либо вынос, либо относительное накопление. Это подтверждается и ядерно-физическими исследованиями [5]. Процесс выщелачивания можно проиллюстрировать на примере кремнезема — основного компонента хрустальных погребов. Его вынос из пород основного и среднего состава колеблется от 171 до 972 кг на 1 м³ горной породы, составляя в среднем 419 кг (9 определений). При изменении кислых пород из околонедрового пространства мигрирует от 184 до 994 кг кремнезема на 1 м³ породы при среднем количестве 408 кг (17 определений). Эти данные позволяют высказать мнение, что интенсивность выщелачивания кремнезема при околонедровом метасоматозе не зависит от состава исходной породы. В то же время установлена отчетливая взаимосвязь состава хрусталеносных гнезд и вмещающих пород на минеральном и элементном уровнях [4, 7]. Важным источником кремнезема служат ранние кварцевые жилы, контролирующие размещение минерализованных полостей.

Образование кварцевых жил и околонедровых изменений происходило при температурах, превышавших 300 °C [3, 7]. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кристаллах горного хрусталя колеблется от 90 до 320 °C [3, 9, 13]. К сожалению, мы не располагаем материалами по температурам образования минералов околонедровых изменений различных стадий. В составе включений установлены вода, уголекислота, хлорид натрия, бикарбонаты натрия и калия; сумма щелочей достигает 7—13,6 % [7]. По расчетам Г. И. Крыловой и Ю. Н. Ануфриева (1981 г.), геотермический градиент процесса хрусталообразования варьировал в пределах 20—70 град/км. По данным А. Е. Карякина и В. А. Смирновой [7], давление при этом не превышало 20—25 МПа, а глубина образования хрусталеносных жил 3 км.

Опыт изучения южноуральских месторождений позволяет высказать некоторые предварительные суждения о стадийности метасоматических преобразований и оптимальном сочетании измененных пород для хрусталообразования. Описанные типы околонедровых изменений на месторождениях горного хрусталя представляют скорее всего фации измененных пород единой кварцевожилной хрусталеносной формации. Вместе с тем имеются факты, свидетельствующие о последовательном проявлении околонедровых изменений.

На одном из месторождений горного хрусталя Южного Урала установлена полистадийная совмещенная метасоматическая зональность вокруг хрусталеносных кварцевых жил. Выделяются четыре стадии минералообразования; три из них сопровождаются ростом кристаллов горного хрусталя в гнездах. Каждая стадия сопутствует синхронным околонедровым изменениям вмещающих пород, которые развиваясь вблизи гнезд, распространяются по сторонам от них, вследствие чего происходит последовательное наложение тыловых зон на фронтальные (поздних на ранние). Результатирующая метасоматическая зональность имеет следующий вид.

1 стадия (околонедровые изменения типа биотитизации пропилитизированных пород): плагиоклаз, актинолит, эпидот, биотит, хлорит, кварц, магнетит.

2 стадия (околонедровые изменения слюдясто-альбитового типа): кварц, олигоклаз, альбит, хлорит, серицит, карбонат, гематит → горный хрусталь (в гнезде).

3 стадия (околонедровые изменения альбитового типа): альбит, карбонат, фуксит, пирит → горный хрусталь (в гнезде).

4 стадия (околонедровые изменения глинистого типа): каолинит, гидрослюда, диксит, накрит, карбонат, алузит → горный хрусталь, каолинит (в гнезде).

Пространственно зональность реализуется в формировании сложного ореола метасоматических пород: биотит-хлоритовая зона (по пропилитизированным породам) → кварц-серицит-альбитовая зона → альбитовая (карбонат-альбитовая) зона → гидрослюдисто-каолинитовая зона → кварцево-хрусталеносная зона (хрусталеносная кварцевая жила).

Последовательное совмещение продуктов трех стадий хрусталообразования в околонедровых гнездах обусловило их высокую продуктивность и качество хрусталесырья. По-видимому, описанная сложная метасоматическая зональность отражает наиболее оптимальное сочетание фаций при образовании хрусталеносных кварцевых жил. Метасоматическая зональность может служить надежным поисковым признаком на скрытые и слабопроявленные месторождения при геологоразведочных работах на горный хрусталь, а совмещенная зональность — критерием оценки продуктивности гнезд и качества сырья в жилах.

Сравнительная характеристика околонедровых глинистых изменений вмещающих пород на метаморфогенных месторождениях горного хрусталя и постмагматических месторождениях горного хрусталя — аметиста (таблица) позволяет сделать следующие основные выводы.

Сравнительная характеристика околонедровых послемагматических аргиллизитов гидрослюдисто-каолинитовых метасоматитов, не связанных с гранитоидами

Признак	Послемагматические аргиллизиты	Гидрослюдисто-каолинитовые метасоматиты
Исходные горные породы	Гранитоиды, гнейсы, мигматиты	Амфиболиты, вулканогенные породы, углеродсодержащие сланцы, гнейсы, кристаллические сланцы, граниты
Уровень метаморфизма вмещающих пород	Амфиболитовый	Слабо метаморфизованные породы, зеленосланцевый, эпидот-амфиболитовый
Породы, вмещающие хрустальные гнезда	Кварцевые жилы, граниты	Кварцевые жилы, амфиболиты, вулканогенно-осадочные породы
Околонедровые изменения пород	Альбитизация, березитизация	Хлоритизация, биотитизация, полевошпатизация, серицитизация (мусковитизация)
Состав глинистых околонедровых метасоматитов	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, галлуазит, диксит, накрит
Метасоматическая колонка глинистых изменений	Плагиоклаз, кварц, серицит, карбонат → кварц, гидрослюда, карбонат, каолинит → кварц, гидрослюда, каолинит → (гидрослюда, каолинит) → кварц (кварцевая жила)	Азональные или зональность выражена слабо: гидрослюда, каолинит (диксит) → кварц (кварцевая жила)
Состав глинистых минералов в гнездах	Гидрослюда, каолинит	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, галлуазит, диксит, накрит
Состав в кристаллах горного хрусталя	Гидрослюда	Каолинит, гидрослюда, диксит
Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кристаллах горного хрусталя и давление (по литературным данным)	1) T=90—125 °C P=20 МПа 2) T=104—195 °C P=5—20 МПа	1) T=200—400 °C P=60—100 МПа 2) T=230—340 °C P=40—60 МПа 3) T=160—250 °C P=20—30 МПа
Обобщенная метасоматическая зональность месторождений	Калишпатизированный гранит → зона березитизации → зона аргиллизации → кварцевая жила с хрусталем и аметистом (в гнездах)	Околонедрово измененные породы → зона слюдястых или слюдясто-альбитовых изменений → зона альбитовых (карбонат-альбитовых) изменений → зона гидрослюдисто-каолинитовых изменений → хрусталеносная кварцевая жила

1. Постмагматические гидротермальные аргиллизиты и гидрослюдисто-каолиновые метасоматиты, развивающиеся вне связи с гранитоидами, существенно различаются по геологическим условиям образования. Первые преимущественно развиваются в гранитоидах и гнейсовых толщах, исходные породы которых претерпели метаморфизм не ниже амфиболитовой фации. Вторые возникают в породах различного состава, уровень метаморфизма которых соответствовал зеленосланцевой, а местами эпидот-амфиболитовой фации. Хрусталеносные аргиллизиты, связанные с гранитным магматизмом, превалируют в куполовидных структурах гнейсовых ядер мигматитовых и гнейсо-гранитных комплексов. Глинистые породы с горным хрусталем, не связанные с гранитоидами, формируются преимущественно в сланцевых обрамлениях.

2. Обе группы глинистых образований сближает минералогическое сходство ореолов изменений, развитие тех же глинистых минералов в хрустальных гнездах и на гранях роста кристаллов горного хрусталя. Вместе с тем окологнездовым породам, не связанным с гранитоидами, свойственны большие масштабы и более широкий набор глинистых минералов (см. таблицу).

3. Послемагматические аргиллизиты характеризуются отчетливой метасоматической зональностью; гидрослюдисто-каолиновые метасоматиты второго типа азональны или зональность их выражена слабо.

4. Масштабы проявления, морфология ореолов измененных окологнездовых пород на месторождениях различного генезиса неодинаковы и определяются конкретной геолого-структурной обстановкой образования, что обуславливает их промышленное значение.

5. Термодинамические условия роста кристаллов горного хрусталя названных типов объектов несколько различаются: первым свойственны более низкие температуры и давления.

На современном уровне изученности гидротермальных месторождений горного хрусталя Урала с достаточной убедительностью можно говорить о различии условий образования глинистых пород в зависимости от их генезиса. В связи с этим гидрослюдисто-каолиновые породы месторождений, не связанных с гранитоидами, можно называть метааргиллизитами, что подчеркивает их вещественное сходство с постмагматическими аргиллизитами и в то же время отражает конвергентность признаков метасоматитов различного происхождения. Несомненно, дальнейшие исследования позволят с большей полнотой раскрыть закономерности образования и размещения хрусталеносных глинистых пород, что приведет к выявлению новых месторождений дефицитного сырья.

Задачи дальнейших исследований метасоматической зональности месторождений горного хрусталя Урала можно сформулировать следующим образом.

1. Детальное изучение геологии околожильных и окологнездовых изменений вмещающих пород.
2. Исследование метасоматических колонков известных типов метасоматитов.

3. Сравнительное изучение сходных по минеральному составу околожильных и окологнездовых изменений (хлоритизации, мусковитизации—серпентинизации) вмещающих пород на элементном, минеральном и породном уровнях.

4. Исследование химизма метасоматических реакций, геохимической специализации метасоматитов.

5. Изучение физико-химических условий образования метасоматических пород по природным объектам и методом экспериментального моделирования.

6. Разработка критериев отличия гипогенных и гипергенных глинистых образований хрусталеносных объектов.

7. Использование метасоматической зональности для целей прогноза и поисков месторождений горного хрусталя, оценки перспектив хрусталепооявления.

8. Дальнейшая систематизация типов метасоматитов на фациально-формационной основе, учитывающая возможность отнесения одних типичных околожильных и окологнездовых сланцево-полевошпатовых парагенезисов к единой самостоятельной гидротермально-метасоматической формации, а гипогенных глинистых пород — к собственно окологнездовому типу метасоматитов, определяющему развитие хрустальных погребов. Этот важнейший вопрос пока не получил однозначного решения. Вместе с тем на месторождениях аметиста (Ватиха) и агата (Шайтанское) в гранитах Среднего Урала [11] отмечаются два формационных типа метасоматитов — березиты, связанные с развитием кварцевых жил, и более поздние аргиллизиты, сопровождающиеся развитием горного хрусталя и его окрашенных разновидностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ануфриев Ю. Н. Основные закономерности размещения хрустальной минерализации в земной коре. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 109—117.
2. Аринштейн М. Б. Месторождения аметиста Мурзинско-Алудской самоцветной зоны на Среднем Урале. Автореф. дис. Свердловск, горн. ин-т, 1980.
3. Болтырев В. Б., Страшенко Г. И., Родионов В. Н. Метасоматические явления, сопровождающие формирование хрустальных кварцевых жил (Теренсайское месторождение, Южный Урал). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л., Наука, 1975, с. 45—48.
4. Вертушков Г. Н. Жилы альпийского типа на Урале. — Докл. АН СССР, 1937, т. 1, № 7, с. 379—383.
5. Возженников Г. С., Мельников Е. П., Корюев А. Л. Особенности химического состава метасоматических изменений по хрусталеносным зонам по данным ядерно-физических исследований. — В кн.: Рудные метасоматические формации Урала. Ч. 3. Свердловск, 1981, с. 12—14.
6. Грязнов О. Н., Кейльман Г. А., Шенников П. А. Эндемичные рудоносные метасоматические формации палеозойского Урала. — В кн.: Геология, поиски и раз-

рудных и нерудных полезных ископаемых Урала. Вып. 2. Свердловск, изд. УПИ, 1978, с. 3—8.

Карякин А. Е., Смирнова В. А. Структуры хрусталеносных полей. М., Недра, 1967.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974.

Минералогия метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца/Ю. М. Соколов, Е. П. Мельников, Е. К. Маханек и др. Л., Наука, 1977.

Осинский А. В. Метасоматизм и хрусталеобразование. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докл. IV Всесоюз. конф. Л., 1976, с. 139—140.

Сазонов В. Н., Аринштейн М. Б. Пространственные и возрастные соотношения продуктов метасоматоза с аметистовой минерализацией (на примере месторождений Ватиха, Средний Урал). — В кн.: Метасоматические формации и фации. Свердловск, 1979, с. 77—86. (Труды ИГГ УИЦ АН СССР, вып. 139).

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ИЗД. [561 : 571.781] + 551.881 (571.63)

И. ПАВЛЮТКИН, Р. С. КЛИМОВА, Е. И. ЦАРЬКО (ПГО «Приморгеология»)

Новые данные по фито- и палеогеографии позднего миоцена Ого-Западного Приморья

На Межведомственном стратиграфическом совещании (г. Хабаровск, 1956 г.) усть-суифунская свита признана в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, отвечающей позднемиоценовому этапу в геологическом развитии Приморья. Основанием для этого послужило широко распространенное мнение о возможности расчленения суифунской свиты, выделенной в 1931 г. В. З. Скороходом, на две литологические толщи: нижнюю — туффовую и верхнюю — галечниковую. По предложению И. И. Берсенева первая названа усть-суифунской свитой, а вторая — галечниковой. Сохранено прежнее название, введенное В. З. Скороходом [9].

Возраст туфтовой толщи к моменту перевода ее в ранг свиты имел достаточно надежное палеонтологическое обоснование. Изучая ископаемые растения из туффовых слоев бассейна р. Раздольной, А. Н. Криш-

тофович [6] пришел к выводу об их средне-верхнемиоценовом возрасте. В дальнейшем Т. Н. Байковская [2] исходя из более представительного палеоботанического материала сочла возможным ограничить возрастной диапазон туффитовой толщи верхним миоценом. В слоях собственно суифунской свиты макропалеонтологические остатки не были обнаружены, и ее плиоценовый возраст базировался на результатах анализа спор и пыльцы, полученных В. Ф. Морозовой из опорного разреза свиты, вскрытого карьером на южной окраине пос. Раздольное.

По мнению геологов И. И. Берсенева, Б. И. Васильева и др., этот разрез представляет собой фрагмент аллювиальной толщи, выполняющей древнюю долину пра-Раздольной. Тальвег палеовреза протягивается в субмеридиональном направлении по линии населенных пунктов Алексеевка — Тимофе-



Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов усть-суйфунской свиты

1 — точки сбора листовой флоры (цифра — номер обнажения); 2 — осевая линия предполагаемого палеовреза р. Раздольной; 3 — гипостратотип усть-суйфунской свиты

евка — южная окраина пос. Раздольное (рис. 1) и срезается далее современной долиной р. Раздольной. Большинство исследователей, основываясь на палинологических данных, придерживались мнения о плиоценовом возрасте осадков, выполняющих палеоврез [1, 3].

В 1980 г. из туфоалевролитов, заключенных внутри галечниковых слоев, вскрытых на упомянутом карьере (обн. 4003), впервые авторами была собрана коллекция листовой флоры, в составе которой определены: *Ulmus* sp. (1)*, *Fagus* sp. (1), *Castanea* cf. *miomollissima* Hu and Chaney (1), *Betula* sp. (1), *Carpinus* sp. (3), *Carya* sp. (1), *Platycarya* cf. *miocenica* Hu and Chaney (2), *Pterocarya* cf. *protostenoptera* Tanai (4), *Pterocarya* cf. *asymmetrosa* Konno (11), *Populus suaveolenoides* Baik. (5), *Salix* cf. *crenatoserrulata* Tanai and Suzuki (1), *Clethra* sp. (2), *Acer* sp. (2), *Smilax* sp. (1).

Рассматриваемый тафоценоз охарактеризован относительно небольшим количеством экземпляров остатков растений. Среди них преобладают умеренно теплолюбивые представители семейства ореховых, березовых, ивовых, встречаются единичные экземп-

* Здесь и в следующих списках цифры в скобках означают количество экземпляров.

ляры бука, каштана, клетры. По систематическому составу он хорошо поставляется с типовым и другими тафоценозами усть-суйфунской свиты бассейна р. Раздольной. Наиболее вероятный возраст его верхнемиоценовый.

В 1,5 км к востоку от с. Тимофеева в контуре предполагаемого палеовреза (обн. 4023) авторами также впервые собрана листовая флора. Среди установленных форм растений большинство характерно для флор позднего миоцена.

Анализ вещественного состава осадков подтверждает их полное сходство с палеонтологически охарактеризованными отложениями усть-суйфунской свиты в карьерах вдоль правого бережья р. Раздольной на участке разреза Барановский до Амурского залива. Доминирование в составе лек устойчивых к истиранию пород — *Fagus* cf. *hankaica* Alex. (2), *Castanea* также их высокая окатанность указывают на то, что галечники являются продуктом аккумуляции высокопородной речной системы с большой водосборной площадью, обуславливающей геологическую неоднородность палео-пей провинции.

Мнение о субмеридиональной ориентировке палеовреза и его генетической связи с древней долиной р. Раздольной [3, 5] не соответствует фактам. Например, напечатавшемся каталоге флоры усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке.

Этот комплекс растений имеет много общего с типовым и другими тафоценозами усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке. Этот комплекс растений имеет много общего с типовым и другими тафоценозами усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке.

В широтном направлении галечниковая толща прослеживается непосредственно в обнажениях с восточного бережья р. Раздольной. Далее под

зальтами Борисовского плато она вскрывается буровыми скважинами. На восточном фланге ее ареала в окрестностях пос. Вольно-Надеждинское впервые выявлены два местонахождения листовой флоры в галечниках, вскрытых карьерами вдоль автодороги Хабаровск—Владивосток (обн. 9017, 9032).

В первом из них определены следующие виды ископаемых растений: *Pinus* sp. (1), *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney (2), *Taxodium* cf. *dubium* (Sternb.) Heer (1), *Cercidiphyllum* cf. *crenatum* (Ung.) Brown (1), *Liquidambar* cf. *miocenica* Tanai et Onoe (3), *Ulmus* cf. *pseudolongifolia* Oishi et Nishikawa (6), *Ulmus* cf. *takayasu* Huzioka (4), *Ulmus* cf. *suifunensis* Klim. (2), *Zelkova elongata* Suzuki (5), *Fagus* cf. *hankaica* Alex. (2), *Castanea* также их высокая окатанность указывают на то, что галечники являются продуктом аккумуляции высокопородной речной системы с большой водосборной площадью, обуславливающей геологическую неоднородность палео-пей провинции.

Мнение о субмеридиональной ориентировке палеовреза и его генетической связи с древней долиной р. Раздольной [3, 5] не соответствует фактам. Например, напечатавшемся каталоге флоры усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке.

Этот комплекс растений имеет много общего с типовым и другими тафоценозами усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке. Этот комплекс растений имеет много общего с типовым и другими тафоценозами усть-суйфунской свиты [2]. Одни из них, юго-западных румбах указывают на субширотное направление древней речной сети и её дискордантность к современной долине р. Раздольной на данном участке.

В широтном направлении галечниковая толща прослеживается непосредственно в обнажениях с восточного бережья р. Раздольной. Далее под

роко распространены умеренно теплолюбивые листопадные виды семейства березовых, ореховых, кленовых, в меньшей степени ильмовых и ивовых. На основании сходства по систематическому составу с типовым тафоценозом усть-суйфунской свиты возраст комплекса растений также, вероятно, верхнемиоценовый.

Таким образом, новый палеонтологический материал и сравнительное изучение вещественного состава позволяют сделать вывод об одновозрастности и генетическом единстве толщи галечников, слагающих водораздельные участки в нижнем течении р. Раздольной. Тем самым подтверждается высказывание Е. Ф. Малеева [7] и М. С. Карасева [5] о необоснованности и нецелесообразности на современном уровне знаний расчленять в данном районе суйфунскую свиту (в понимании В. С. Скорохода) на две самостоятельные: нижнюю — усть-суйфунскую и верхнюю — собственно суйфунскую.

В решениях межведомственных совещаний в качестве стратотипа суйфунской свиты в современном ее объеме (плиоцен) рекомендована толща галечников западного побережья Амурского залива, наиболее хорошо обнажающаяся на п-ове Песчаном. При изучении этого разреза обнаружилось значительное сходство слагающих его осадков с галечниками усть-суйфунской свиты. Так как палеонтологические находки на п-ове Песчаном отсутствовали, если не считать раковин морских моллюсков из «раковинных куч» на стоянках древнего человека, авторы уделили основное внимание поискам флоры*.

Используя расчистки, удалось вскрыть в средней части разреза слой белого туфоалевролита с отпечатками листьев. В собранной коллекции из средней части разреза определены: *Taxus* cf. *sulcata* Baik. (4), *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer (1), *Glyptostrobus* sp. (1), *Cercidiphyllum* sp. (1), *Ulmus* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe (6), *Fagus* cf. *protojaponica* Suzuki (3), *Quercus* cf. *miocrispula*

* В работах по поискам флоры на п-ове Песчаном приняли участие геологи А. Д. Боровский и В. Б. Сергеев.

Huzioka (3), *Carpinus* sp. (1), *Pterocarya* cf. *asymmetrosa* Konno (4), *Populus* sp. (6), *Salix* sp. (4), *Rosaceae* sp. (1), *Acer* cf. *ezoanum* Oishi et Huzioka (1), *Phragmites* cf. *oenin-gensis* A. Br. (2).

Комплекс растений небольшой. Некоторые из установленных видов растений характерны для раннего — среднего миоцена, но известны в небольшом количестве в нижних слоях разрезов усть-суйфунской свиты бассейна р. Раздольной. Возраст тафоценоза в настоящее время может рассматриваться в пределах конца среднего — верхний миоцен.

Полученные палеонтологические данные полностью подтвердили предположение авторов об одновозрастности разрезов на западном побережье Амурского залива и верхнемиоценовых толщ галечников в нижнем течении р. Раздольной. Отсюда следует, что разрез на п-ове Песчаном утратил значение стратотипа для плиоценовых образований. Толщу галечников на побережье Амурского залива и галечники, развитые в нижнем течении р. Раздольной, необходимо рассматривать как единый комплекс осадков, представляющий собой естественный, четко ограниченный геологический объект, в котором ведущая роль принадлежит галечниковой компоненте, но который в то же время обладает сильной фациальной изменчивостью.

Как назвать верхнемиоценовую толщу галечников? По правилам Стратиграфического кодекса СССР за туфо-галечниковой свитой по праву приоритета [9] должно быть сохранено название суйфунская. На наш взгляд, такое решение осложняется двумя обстоятельствами: 1) при расчленении суйфунской свиты на две самостоятельные названия суйфунская за одной из них было оставлено ошибочно; 2) в состав суйфунской свиты включался комплекс осадков большого стратиграфического диапазона.

Выделенная в качестве самостоятельной усть-суйфунская свита имеет ареальный стратотип. Это разрезы в нижнем течении р. Раздольной, из которых наиболее полный, по мнению Е. П. Денисова [3], находится в районе с. Тихое. В качестве парастратотипа усть-суйфунской свиты в решениях

упомянутых выше стратиграфических совещаний указан разрез на левом берегу р. Раздольной в районе совхоза Дубки. Однако он имеет ряд существенных недостатков: слабо палеонтологически обоснован, недоступен для непосредственного наблюдения нижнего контакта, отсутствуют перекрывающие образования, слабо обнажен.

Более представительным, по нашему мнению, является разрез на правом берегу р. Раздольной в районе одного из населенных пунктов в 600 м от сопки Клепочная (абс. отметка 100,7 м) по азимуту 200° (обн. 400). Карьером здесь вскрыта толща галечников с прослоями косослоистых песков и желтовато-белых туфоалевролитов и туфов (рис. 2). Слои наклонены к юго-западу под углом 8—10°. Поверхности вскрыта небольшим дополнительным карьером. В уступе наблюдается зона перехода от галечников к подстилающей их лигнитовой толще, разрез которой наращивается книзу (скв. 216 и 225). Комплекс и достаточно детальная изученность толщ галечников дает нам основание предложить этот разрез в качестве стратотипа для верхнемиоценовых отложений Юго-Западного Приморья.

Из лигнитовой толщи (обн. 36) в зоне контакта определена листовая флора: *Castanea miomollissima* sp. (10), *Ulmus* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe (2), *Alnus* sp. (1), *Populus fairii* Knowl. (1), *Populus* sp. (1), *Clethra* sp. (1), *Ilex* sp. (1). Перечисленные растения характерны для миоценовых, преимущественно ранне-среднемиоценовых комплексов флоры данного района, но в небольших количествах они входят в состав тафоценозов нижних слоев усть-суйфунской свиты.

Выше зоны контакта с четко выраженным размывом залегают следующие слои (снизу вверх):

1. Галька, гравий с разнозернистым желтовато-серым песком и линзами песка косослоистого, содержащего тонкие прослойки белого туфоалевролита.

2. Туфоалевролит желтовато-белый с четко выраженной слоистостью. Диатомеи: руководящий комплекс формируют — *Fragilaria bicapitata* A. Mayer (25%), *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. (25%), *T. ellipticus* var. *lancea* Hust. (5%), *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T. (12%), *F. vulgaris* Thw. (6%), *Melosira areolata* Moiss.

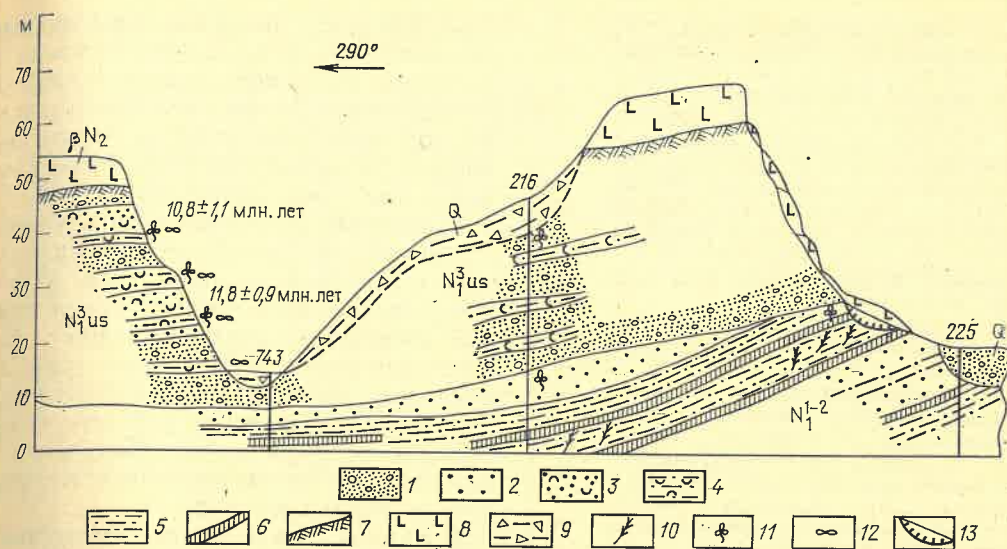


рис. 2. Геологический разрез через сопку Клепочная — галька, гравий с песком; 2 — песок; 3 — туфо-песок; 4 — туфоалевролит; 5 — алевролит; 6 — лигнит; 7 — погребенная почва; 8 — базальт; 9 — склоновые

глибово-щебнистые суглинки; 10 — растительный детрит; 11 — места сбора листовой флоры; 12 — диатомовые водоросли; 13 — уступ дополнительного карьера

3. Галька, гравий с разнозернистым песком желтовато-серым. 4. Песок плотный зеленовато-серый мелкозернистый с грубой горизонтальной слоистостью, переходящей на откосах в косую с углом наклона слоев 15—20°. 5. Туфоалевролит желтовато-белый слабо сцементированный с тонкой горизонтальной слоистостью. Флора: *Pinus* sp. (10), *Ulmus* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe (2), *Alnus* sp. (1), *Populus* sp. (1), *Clethra* sp. (1), *Ilex* sp. (1). Перечисленные растения характерны для миоценовых, преимущественно ранне-среднемиоценовых комплексов флоры данного района, но в небольших количествах они входят в состав тафоценозов нижних слоев усть-суйфунской свиты.

6. Песок плотный желтовато-серый разнозернистый, гравелистый с обилием вулканического стекла, хорошо отсортированный и окатанный с грубой горизонтальной слоистостью. 7. Туфоалевролит белый, желтовато-белый слабо сцементированный со следами корневой системы. Флора: *Taxus* cf. *sulcata* Baik. (1), *Pinus* sp. (2), *Cercidiphyllum* cf. *crenatum* (Ung.) Brown. (6), *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe (24), *U. sui-funensis* Klim. (7), *U. drepanodonta* Grub. (6), *Zelkova elongata* Suzuki (1), *Betula* cf. *mioluminifera* Hu and Chaney (9), *B. protoermanii* Endo (1), *Alnus* sp., *Carpinus stenophylla* Nath. (1), *C. subcordata* Nath. (2), *C. miocenica* Tanai (1), *Ostrya oregoniana* Chaney (1), *Comptonia nannmannii* Nath. (1), *Carya* cf. *miocathayensis* Hu and Chaney (10), *Pterocarya asymmetrosa* Konno (94), *P. protostenoptera* Tanai (13), *P. nipponica* Tanai et Onoe (2), *Clethra* sp. (2), *Populus suaveolenoides* Baik. (39), *P. sambonsquii* Hizioka et Suzuki (4), *P. praemaximowiczii* Klim. (4), *Populus* cf. *balsamoides* Goerr. (6), *Salix misaotatawakii* Tanai and Suzuki (76), *S. parasachalinensis* Tanai and Suzuki (20), *S. kitamiensis* Tanai and Suzuki (5), *S. hokkaidoensis* Tanai and Suzuki (12), *S. varians* Goerr. (6), *Styrax* sp.

(1), *Spiraea* cf. *protothunbergi* Tanai and Suzuki (1), *Prunus* cf. *subserotina* Tanai and Suzuki (1), *Micromeles* sp. (4), *Periploca* sp. (1), *Vitis* sp. (2), *Poa* sp. (1), *Typha latissima* A. L. Br. (1). Диатомеи: доминируют *Tetracyclus ellipticus* (33 %), *T. ellipticus* var. *lancea* (9—23 %), *Eunotia clevei* (15 %), субдоминанты — *Eunotia miocenica* (3,5 %), *Fragilaria bicapitata* (7,3 %), *Frustulia rhomboides* (6 %), *F. vulgaris* (4 %), *Synedra ulna* (4—10 %), всего 43 вида.

8. Гравий, галька с разнозернистым желтовато-серым песком с грубой косо-слоистостью.

9. Туфоалевролит плотный желтовато-белый с редким гравием и тонкой гофрированной слоистостью. Флора: *Taxus* cf. *sulcata* Baik. (2), *Pinus* sp. (3), *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney (5), *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer. (3), *Glyptostrobus europaeus* (Ung.) Brown. (2), *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe (3), *U. drepanodonta* Grub. (1), *U. suifunensis* Klim. (2), *Betula* sp. (6), *Betula* cf. *protoglobispa* Tanai et Onoe (1), *Betula* cf. *protoermanii* Endo (1), *Betula* cf. *vera* Knowl. (1), *B. onbaraensis* Tanai et Onoe (1), *Alnus protomaximovichii* Tanai (1), *Carpinus subcordata* Nath. (13), *C. stenophylla* Nath. (2), *Ostrya* sp. (1), *Corylus* sp. (1), *Pterocarya asymmetrosa* Коппо (5), *P. protostenoptera* Tanai (4), *Populus suaveolens* Baik. (8), *P. samborskyi* Huzioka et Suzuki (1), *Salix* sp. (1), *Styrax* sp. (2), *Micromeles* sp. (8), *Acer* sp. (4), *Cornus* sp. (5), *Smilax* sp. (2), *Poa* sp. (1), *Phragmites* sp. (5). Диатомеи: доминируют *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea* Hust. (21—25 %), *T. ellipticus* (Ehr.) Grun. (9—14 %), *T. celatom* Okupo (4—6 %), *Eunotia clevei* Grun. (4,5—18 %), *Fragilaria miocenica* var. *tetranoides* Moiss. (7—13 %), субдоминанты — *Fragilaria bicapitata* Mayer (3 %), *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T. (4—7 %).

10. Туфопесок светло-серый с желтоватым оттенком среднезернистый хорошо отсортированный со спорадической мелкой галькой и гравием.

11. Гравий с мелкой галькой и песком с грубой горизонтальной слоистостью, в кровле слоя — маломощная почва.

Общая мощность 41,0 м.

Почва, развитая в кровле верхнего слоя, перекрыта базальтами, в подошве которых наблюдается стекловатая корочка закаливания. Средний балл окатанности обломков в галечниковых слоях равен 2,2—2,5 (по пятибалльной шкале). Петрографический состав их весьма пестрый; ведущие компоненты — разнообразно окрашенные крем-

ни, в том числе бордовые яшмовидные разности (до 75 % от общего числа в выборке). Постоянно присутствуют лапарито-дациты, туфы различного состава, желтовато-белые пемзы легкие пористые, роговики, кварциты, редко граниты, еще реже черные обидианы.

В тяжелой фракции песка преобладающими минералами являются ильменит (до 70 %) и эпидот (до 50 %) подчиненную роль играют циркон, гранат, лейкоксен, андалузит, ортит. На минералогической диаграмме (рис. 3) в средней части разреза наблюдается «всплеск» ромбических пироксенов, появление которых свидетельствует, по видимому, о кратковременном изменении источника питания.

В составе легкой фракции постоянно присутствует прозрачное бесцветное редко буровато-коричневое вулканическое стекло с показателем преломления 1,495—1,500, что соответствует лапарито-дацитам. Содержание его изменяется по разрезу от 20 до 80 % веса легкой фракции. Глинистая составляющая туфоалевролитов, по данным рентгеноструктурного анализа, включает преимущественно монтмориллонит (70—80 %). Каолинит и гиллсбургит играют подчиненную роль. Минералы группы хлорита наблюдаются в виде примеси.

Остатки растений собраны из трех слоев светло-серого, почти белого и желтовато-белого туфоалевролитов. В целом коллекция насчитывает свыше 700 экземпляров. В слое 7 растительные остатки наиболее многочисленны; они расположены концентрированно; по видовому составу очень большого разнообразия по сравнению с тафоценозами слоев 5 и 9 не наблюдается. Остатки всех трех тафоценозов представлены в основном отпечатками листьев покрытосеменных. Хвойных обычно отпечатки веточек и листьев сосновых таксодиевых и тиссовых встречаются единично. Из покрытосеменных доминируют умеренно теплолюбивые и умеренно холодолюбивые растения семейств ивовых, березовых, ореховых, ильмовых, причем в разной последовательности: в тафоценозе слоя 9 преобладают ивовые, березовые, ореховые, ильмовые; слоя 7 — ивовые, ореховые, ильмовые, березовые; слоя 5 — березовые, ореховые,

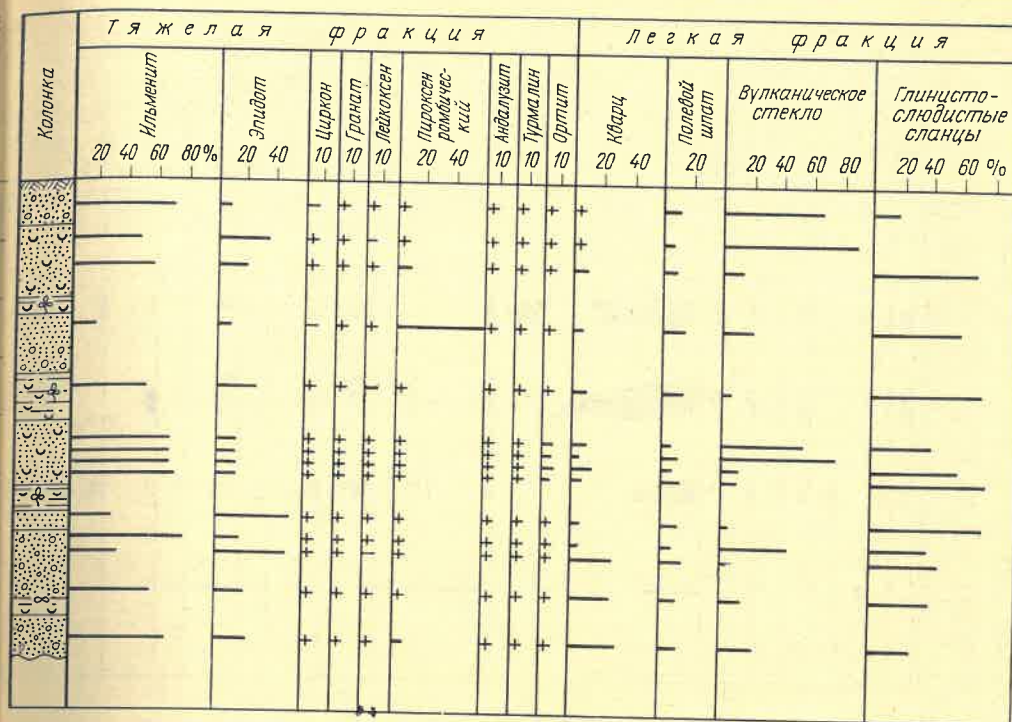


Рис. 3. Минералогическая диаграмма гипостратотипа усть-суифунской свиты (сопка Клепочная). Усл. обозн. см. рис. 2 (знак + соответствует содержанию минерала менее 1 %).

овые, ильмовые. Теплолюбивые растения, характерные для ранне-средне-оценовых флор, немногочисленны; встречаются лишь единичные экземпляры: листьев дзельквы, каштана, компании, обвойника и др. Реликтовые зеленые растения, свойственные миоценовым флорам, в тафоценозах слоев 5, 7, 9 не выявлены.

Выводы о характере растительности могли бы быть существенно дополнены палинологическими данными. Однако многочисленные попытки выделить из описанных выше разрезов орово-пыльцевые спектры оказались неудачными. Ни в одной из проб, отобранных специалистами палинологической лаборатории объединения «Риморгеология», пыльца и споры не обнаружены. Отрицательные результаты получены также при контрольной обработке образцов в других лабораториях.

Из туфоалевролитов (слои 2, 5, 7) получена обильная диатомовая флора. Определено 75 видов и разновидностей, в основном принадлежащих родам: *Melosira* (8 видов), *Tetracyclus* (10), *Fragilaria* (5), *Eunotia*

(14). Судя по незначительному изменению систематического состава флоры, полученной из разных слоев, и сохранению процентного соотношения между отдельными видами в спектрах, условия осадконакопления оставались достаточно стабильными в течение всего времени накопления галечниковой толщи (рис. 4).

Комплекс доминирующих видов диатомей представлен видами: *Melosira praeislandica* Jousé, *M. areolata* Moiss., *M. scabrosa* Oestr., *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. с разновидностями, *Fragilaria miocenica* var. *tetranoides* Moiss., *F. bicapitata* Mayer, *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr., *S. ulna* var. *constricta* Oestr., *Eunotia clevei* Grun., *E. miocenica* Jousé, *Frustulia vulgaris* (Thw.) D. T., *F. rhomboides* (Ehr.) D. T., *Gomphonema intricatum* var. *fossilis* Pant. Преобладают виды обрастаний и бентоса, относящиеся к прибрежному типу флоры, характерному для мелководных осадков. Виды *Tetracyclus ellipticus*, *Fragilaria bicapitata*, представленные большим количеством экземпляров, почти полностью вымерли.

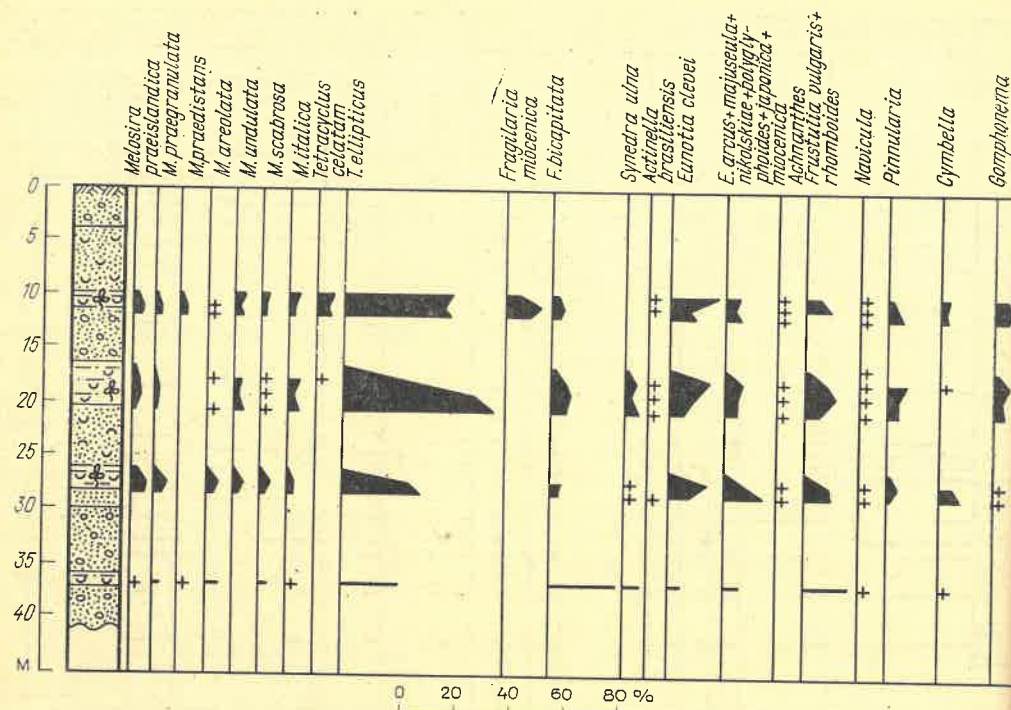


Рис. 4. Диатомовая диаграмма гипостратотипа усть-суйфунской свиты (сопка Клепечная)
Усл. обозн. см. рис. 2 (знак + соответствует содержанию диатомей менее 1 %)

Выделенный диатомовый комплекс сопоставляется с позднемиоценовыми комплексами других районов юга Дальнего Востока [8] и Японии [4]. Палеоботанические материалы, полученные по гипостратотипу верхнемиоценовых отложений, хорошо согласуются с результатами абсолютного датирования вмещающих слоев по трекам от деления урана для монофракции вулканического стекла из слоя 6 ($11,8 \pm 0,9$ млн. лет) и из слоя 10 ($10,8 \pm 1,1$ млн. лет).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Господствующим типом ландшафтов в Юго-Западном Приморье в позднем миоцене были широкие речные долины и разделяющие их низкорослые водоразделы, покрытые лесами.

2. Анализ тафоценозов опорных разрезов усть-суйфунской свиты бассейна р. Раздольной позволяет говорить об увеличении разнообразия типов лесов в позднемиоценовую эпоху. Доминировали низинные узколокальные растительные сообщества долин, образующие лесные массивы. Видовой и родовой состав их беднее ранне-сред-

немиоценовых лесов за счет исчезновения вечнозеленых и теплолюбивых растений. В меньшей степени были распространены растительные группировки подножий склонов и низкорослые леса.

3. Флора усть-суйфунской свиты в целом умеренно теплолюбивая, данные при расчленении ордовика, — умеренно холодолюбивая лесная трапполиты, трилобиты и конодонты. При этом необходимо подчеркнуть все возрастающую роль последних, по которой состав позволяет предполагать прогрессирующее похолодание в этот период.

4. Флора усть-суйфунской свиты в целом сходна с позднемиоценовыми флорами Санабуси и Самакесару (о. Хоккайдо) [11]. Т. Танаи [12, 13] коррелирует ее с позднемиоценовыми флорами о. Хонсю и относит их к группе позднемиоценовых флор Митоку. Наблюдается заметное сходство усть-суйфунской флоры с позднемиоценовыми флорами Северной Америки *Homerian* [14, 15].

Возраст усть-суйфунской флоры сближается с возрастом флоры бассейна р. Раздольной скорее всего всего с позднемиоценовой флорой. Однако, учитывая, что в нижних слоях разреза усть-суй-

фунской свиты больше теплолюбивых видов растений (хвойных семейства такодиновых), свидетельствующих о преметвенной связи с ранне-среднемиоценовой флорой, мы допускаем более широкий возрастной диапазон в целом для усть-суйфунской флоры, т. е. конец среднего — верхний миоцен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев М. Н. Антропоген Восточной Азии. М., Наука, 1978.
2. Байковская Т. Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л., Наука, 1974.
3. Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.
4. Диатомовые водоросли СССР. Т. I. Под ред. А. И. Прошкиной-Лавренко. Л., Наука, 1974.
5. Карасев М. С. Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене — плиоцене. — В кн.: Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР. Вып. 20. Владивосток, 1963, с. 35—40.
6. Криштофович А. Н. Миоценовые растения из суйфунской свиты Уссурийского края. — Ботанич. журн., 1946, № 4, с. 1—34.

ДК 56.016.3 : 551.733(470.23)

Г. БОРОВКО (ВСЕГЕИ), С. П. СЕРГЕЕВА (ЛГПИ),
П. АБАИМОВА (СНИИГГМС)

Конодонтовые зоны нижнего тремадока северо-запада Русской плиты

Основные группы фауны, используемые при расчленении ордовика, — граптолиты, трилобиты и конодонты. При этом необходимо подчеркнуть все возрастающую роль последних, по которой состав позволяет предполагать прогрессирующее похолодание в этот период. Конодонты и трилобиты почти не зависят от литологического и фациального состава осадков и они встречаются практически во всех осадочных породах и фациях морского происхождения. Кроме того, вследствие незначительности распределения конодонтов в пределах тремадока, они в отличие от граптолитов и трилобитов получили широкое распространение и служат своего рода реперами отложений этого возраста.

Совместное нахождение конодонтов с трилобитами и граптолитами позволяет не только достаточно четко уяснить их с соответствующими зональными

7. Малеев Е. Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с. 86—92.
8. Моисеева А. И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. М., Недра, 1971.
9. Скороход В. З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1941.
10. Huzioka K. The tertiary floras of Korea. — J. Min., Col. Akita Univ. Ser. A., 1972, vol. 5, № 1, p. 1—83.
11. Tanai T. et Suzuki N. Late tertiary floras from Northeastern Hokkaido. — Paleontol. Soc. of Japan Spec., 1965, pap. 10.
12. Tanai T. Neogene floras change in Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol. and Mineral., 1961, vol. II, 2, p. 119—398.
13. Tanai T. Tertiary floral changes of Japan. — Publ. comm. Prof. Sasa. Birt., 1967, p. 310—333.
14. Wolfe I. A. Tertiary plants from the Cook Inlet Regions, Alaska. — Geol. Surv., Profess. Paper, 398-B, 1966.
15. Wolfe I. A. and Hopkins D. M. Climatic changes recorded by Tertiary land floras in northwestern North America. — In: Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific. II-th Pacific Sci. Congr. Tokyo, 1967, p. 67—76.

ми шкалами, но и внести некоторые коррективы. Детализация с помощью конодонтов стала возможной благодаря высоким темпам развития их морфологических (диагностических) элементов, в результате чего возникли формы узкого вертикального распространения, последовательная смена которых была использована для зонального расчленения.

Выделение конодонтовых зон особенно важно при изучении литологически однообразных толщ, не имеющих таких надежных групп фауны, как трилобиты и граптолиты. К числу трудно расчленяемых и коррелируемых отложений относится песчаная толща Балтийско-Ладожского глинта, нижнетремадокский возраст которой установлен Н. Г. Боровко и С. П. Сергеевой (1981 г.) по конодонтам только в последние годы. Отсюда понятно особое значение конодонтов для этих

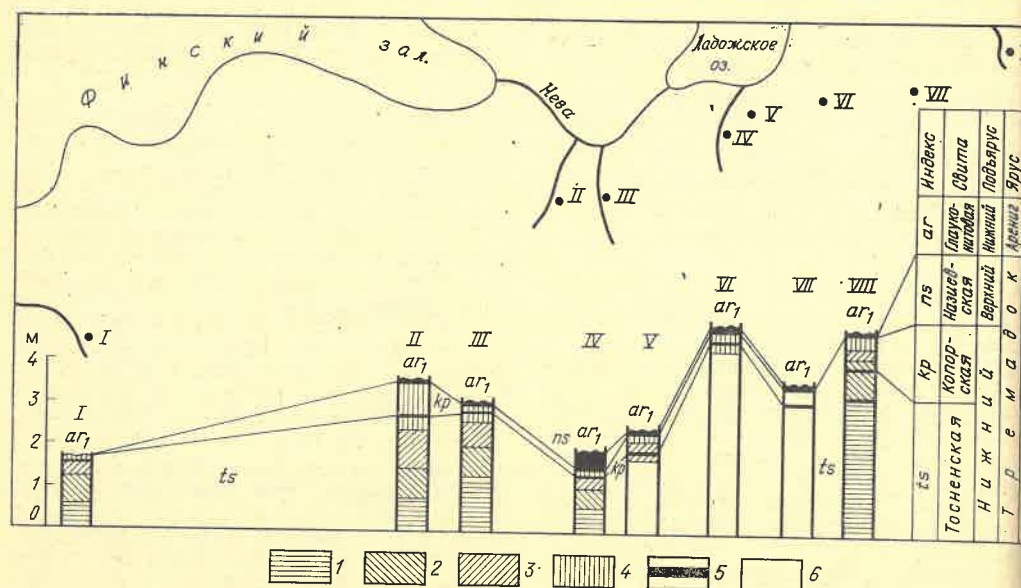


Рис. 1. Схема расположения разрезов нижнеордовикских (тремадокских) отложений и распределение в них конодонтовых зон
I — р. Луга, II — р. Ижора, III — р. Тосна, IV — р. Назия, V — карьер у пос. Путилово, VI — р. Лава, VII — р. Речка у д. Кипуя, VIII — р. Сясь; комплексы конодонтов: 1—4 — раннетремадокских (тоснен-

ская и копорская свиты) рода *Cordylodus* с зонными видами (1 — *proavus*, 2 — *lindstromi*, 3 — *angulatus* и *rotundatus*), 5 — позднетремадокская (назиевская свита) с зональными видами *Opeodonta variabilis*, *Scandodus varanguensis* и др.; 6 — разреза, из которой конодонты не изучались

отложений, лишенных органических остатков, кроме эндемичных беззамковых брахиопод, характеризующихся чрезвычайно медленными темпами эволюции, и поэтому не пригодных ни для стратификации, ни для корреляции.

Основу раннетремадокских ассоциаций конодонтов составляют сложные зубчатые формы рода *Cordylodus*, резко отличающиеся от конусовидных кембрийских форм и знаменующие новый эволюционный этап в развитии фауны. Последовательная смена видов рода, положенная в основу зонального расчленения нижнего тремадока, установлена практически во всех регионах мира, где имеются нижнетремадокские отложения [1—5, 7—10]. Наиболее широко прослежены зоны (снизу): *proavus*, *oklahomensis*, *lindstromi*, *prion*, *angulatus* и *rotundatus*.

Исключением до последнего времени являлся лишь Балтийский регион, где найдены самые молодые из перечисленных раннетремадокских кордилодусов — *C. prion* Lindst., *C. angulatus* Pand. и *C. rotundatus* Pand. [1, 3]. Более низкие зоны раннего тремадока (*proavus*, *oklahomensis*, *lindstromi*) не были известны в пределах

Восточно-Европейской платформы, многие исследователи пытались объяснить особенностями развития Балтийской фауны беззамковых брахиопод. Однако Н. Г. Боровко и С. П. Сергеевой (1981 г.) были обнаружены «недостающие» комплексы конодонтов и описана последовательная их смена в разрезах этого же бассейна, на территории которого указывают мелкозернистость пород, их глинистость, присутствие глауконита и др.

Конодонтовая зональность нижнетремадокских отложений (тосненской и копорской свит) обусловлена постепенным изменением видового состава *Cordylodus*. Наиболее древним является *C. proavus* Müll. — зональный вид нижнего (первого) комплекса (рис. 2, 1—3). Мощность отложений, в которых он встречается, различна: как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. Максимальная — 3,5 м, на реках Луга, Ижора, Назия — не превышает 0,7 м. Зона *C. proavus* по р. Сясь, в отличие от других разрезов, характеризуется многочисленностью и разнообразием конодонтов. Так, наряду с мелкими, тонкими и хрупкими здесь найдены крупные массивные экземпляры. Кроме того, вместе с типичными *C. proavus* обнаружены *C. proavus* бо-

лее древнего облика. Это конусовидные формы, у которых отсутствует резкое отделение зубца от основания, незначительный угол наклона между зубцом и зубчиком, в окончаниях зубчиков имеется белое вещество (см. рис. 2, 3).

Состав песчаной толщи тосненской свиты, гранулометрические и литологические особенности (степень сортировки, окатанности, характер поверхности зерен и т. п.), обилие битой ракушки, разнонаправленная косая слоистость, наличие внутрiformационных перерывов — все это свидетельствует о прибрежно-морских, приуроченных, иногда пляжевых условиях накопления осадков. Незначительная в целом мощность свиты (не более 6 м) соответственно конодонтовых зон (от десятков сантиметров до 2 м) объясняется минимальными скоростями осадконакопления в условиях крайнего мелководья с незначительным привносом терригенного материала извне. Это подтверждается и высокой степенью минерализации водного бассейна, с которой связаны существенная фосфатность пород и эндемизм широко распространенной здесь брахиопод. Черные глины копорской свиты формировались в более спокойной обстановке, а глауконито-кварцевые пески — в более глубоководных частях бассейна, на территории которого указывают мелкозернистость пород, их глинистость, присутствие глауконита и др.

Аналогичные виды участвуют в нижнем комплексе по р. Ижора. Однако состав конодонтов здесь обеднен и имеет худшую сохранность по сравнению с вышеописанными. Особенно редки и очень плохой сохранности конодонты зоны *Cordylodus proavus* в разрезах рек Тосна и Луга, что объясняется, по-видимому, длительным континентальным выветриванием отложений тосненской свиты, с которым связано ожелезнение пород (прозрачные формы, как на реках Ижора, Назия, Сясь, отсутствуют). В целом, несмотря на неодинаковую представительность зоны *C. proavus* в разных разрезах, она все же повсеместно и полно выражена, имеет отчетливые границы.

Выше на различных уровнях тосненской свиты (см. рис. 1) появляется *Cordylodus lindstromi* Druce et

а, Речка и карьер у пос. Путилово). Они представлены глауконито-кварцевыми глинистыми песками зеленовато-желтого цвета мощностью 0,05—0,25 м, выделенными нами в назиевскую свиту.

Состав песчаной толщи тосненской свиты, гранулометрические и литологические особенности (степень сортировки, окатанности, характер поверхности зерен и т. п.), обилие битой ракушки, разнонаправленная косая слоистость, наличие внутрiformационных перерывов — все это свидетельствует о прибрежно-морских, приуроченных, иногда пляжевых условиях накопления осадков. Незначительная в целом мощность свиты (не более 6 м) соответственно конодонтовых зон (от десятков сантиметров до 2 м) объясняется минимальными скоростями осадконакопления в условиях крайнего мелководья с незначительным привносом терригенного материала извне. Это подтверждается и высокой степенью минерализации водного бассейна, с которой связаны существенная фосфатность пород и эндемизм широко распространенной здесь брахиопод. Черные глины копорской свиты формировались в более спокойной обстановке, а глауконито-кварцевые пески — в более глубоководных частях бассейна, на территории которого указывают мелкозернистость пород, их глинистость, присутствие глауконита и др.



Рис. 2. Конодонты нижнетремадокских отложений, увел. 25
1—3 — *Cordylodus proavus* (1 — р. Луга, 2 — р. Назия, 3 — р. Сясь); 4 — *Cordylodus* aff. *proavus*, р. Назия; 5 — *Cordylodus* cf. *proavus*, р. Назия; 6—14 — *Cordylodus oklahomensis* (6—8, 14 — р. Назия, 9—13 — р. Сясь); 15—16 — *Cordylodus lindstromi*, р. Сясь; 17 — *Cordylodus* sp. n. А, р. Сясь; 18 — *Cordylodus* sp. n. В, р. Ижора; 19—20 — *Cordylodus* sp. n. С (19 — р. Ижора, 20 — р. Тосна); 21 — *Cordylodus prion*, Путилово; 22 — *Cordylodus lindstromi*, Путилово; 23 — *Cordylodus lindstromi*, Путилово; 24—25 — *Cordylodus angulatus*, р. Сясь; 26—28 — *Cordylodus rotundatus*, р. Лава

Jones (см. рис. 2, 15—16) — зональный вид второго комплекса. *C. lindstromi* довольно примитивный, с коротким основанием, высоким главным зубцом и небольшими дополнительными зубчиками. На р. Сясь наряду с *C. lindstromi* отмечаются редкие *C. proavus*, а также *Cordylodus* sp. n. А (см. рис. 2, 17), характеризующиеся

более высокой полостью основания, маленькими округлыми дополнительными зубчиками, непараллельными главному зубцу. Присутствуют единичные *Cordylodus* sp. n. В (см. рис. 2, 18), близкие к *C. lindstromi*, но с более развитым главным зубцом, и, наконец, в большом количестве встречаются экземпляры *C. oklahomensis* с

развитым стержнем по сравнению с типичными представителями этого комплекса.

Такой же состав комплекса второй зоны установлен и в других разрезах, в том числе по р. Назия. *C. oklahomensis* встречается крайне редко, а по рекам Тосна и Ижора обнаружены единичные экземпляры своеобразного кордилодуса *Cordylodus* sp. n. С (см. рис. 2, 19, 20). Это крупные, янтарного цвета конодонты с широкой волнистой полостью основания. Мощность зоны *C. lindstromi* приблизительно одинакова во всех изученных разрезах и не превышает 0,8 м. Сохранность конодонтов хорошая, хотя они более мелкие по сравнению с нижней зоной, а *C. oklahomensis* наблюдаются здесь обычно в обломках.

Комплекс вышележащей зоны *Cordylodus prion*, характеризующийся обилием отлично сохранившихся экземпляров, встречается в разрезе карьера Путилово (см. рис. 2, 21—22) в кровле тосненской и нижней части копорской свит. В этом комплексе присутствует также *Cordylodus lindstromi*, отличающийся от второго комплекса, где он является зональным видом, большим разнообразием и морфологическим развитием. Наряду с округлыми экземплярами найдены сжатые, уплощенные формы (см. рис. 2, 23), которые, по мнению Дж. Миллера (1980 г.), очень редки.

Комплексы с *C. prion* (р. Сясь) и зона *C. prion* Lindst. (р. Луга) представлены редкими и плохой сохранности экземплярами. Мощность зоны у р. Путилово равна 0,4 м, по р. Сясь — 0,2 м, по р. Назия, где этот

комплекс аналогичен путиловскому, — 0,3—0,4 м. Большую мощность (1,2 м) имеет на р. Ижора; конодонты здесь несколько иного облика: это

светлые прозрачные экземпляры хорошей сохранности. С нижним комплексом его связывает, кроме *C. lindstromi*, присутствие *Cordylodus* sp. n. В. Самый высокий по разрезу, четвертый комплекс конодонтов раннего тремадока также наблюдается во всех изученных разрезах от р. Луга до р. Сясь и приурочен к пескам кровли тосненской и аргиллитам копорской свит, ожелезненным, красноцветным. Зональные виды этого комплекса —

Cordylodus angulatus Pand. и *C. rotundatus* Pand. — повсеместно рассматриваются в качестве реперов верхней части нижнетремадокских отложений.

Конодонты, как правило, отличной сохранности. Наиболее крупные (до 3 мм) экземпляры обнаружены в разрезе по р. Лава, где они окрашены в оранжевый цвет и «несут» своеобразную скульптуру в виде поперечных утолщений на уплощенных зубцах (см. рис. 2, 24—27). В комплексе продолжает присутствовать *C. prion*. Более мелкие красные *Cordylodus angulatus*, *C. rotundatus* и *C. prion* встречаются в разрезах по рекам Сясь, Назия, Тосна, Луга и в Путиловском карьере. В разрезе по р. Луга они непрозрачные, выветрелые. Мощность песков по р. Луга, содержащих данный комплекс, незначительна и составляет 20 см. Это связано с тем, что часть отложений этой зоны, включающей кровлю тосненской и всю копорскую свиту, уничтожена в результате послетремадокского размыва.

Несколько иной вид имеют конодонты зоны по р. Ижора (см. рис. 2, 28): мелкие, хрупкие и прозрачные экземпляры с окрашенными в красный цвет кончиками зубчиков. Кроме того, здесь обнаружены единичные экземпляры простых конусовидных форм *Oneotodus altus* Viirga, *Acodus* sp., *Scandodus* sp. n. B. Viirga, свидетельствующие о наибольшей полноте зоны именно на р. Ижора. Отложения с четвертым конодонтовым комплексом перекрыты либо глауконито-кварцевыми образованиями с конодонтами позднего тремадока (р. Назия, Путиловский карьер, р. Лава, р. Речка), либо глауконитовой толщей аренига.

Итак, в разрезе нижнетремадокских отложений рассматриваемой территории выделяются четыре зональных комплекса конодонтов, последовательно сменяющих друг друга. Каждая зона имеет четкую палеонтологическую характеристику (зональный вид и сопутствующие формы) и тесно связана с комплексами предшествующей и последующей зон.

Представительность комплексов и мощность соответствующих им зон в разных разрезах неодинаковы: на р. Сясь наиболее представительной

оказалась нижняя зона *Cordylodus proavus*, в Путиловском карьере — зона *Cordylodus prion*, на р. Лава — зона *C. angulatus* и *C. rotundatus*. Это свидетельствует о том, что, хотя осадконакопление в раннем тремадоке происходило в едином бассейне, условия обитания живых организмов были неравнозначными, что и нашло отражение в разнообразии того или иного комплекса и внешнем облике конодонтов. Отмечаемая иногда плохая сохранность конодонтов, их сильная выветренность подтверждают мнение о прибрежно-морском осадконакоплении тосненской свиты, временами сменявшемся обстановкой крайнего мелководья и даже надводными условиями (пляжа, баров, кос и т. д.). Сокращение мощности конодонтовых зон связано, по-видимому, с внутриформационными размытиями вследствие характера осадконакопления. Лишь почти полное отсутствие зоны *C. angulatus* и *C. rotundatus* в разрезе по р. Луга обусловлено региональным послетремадским перерывом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вуйра В. Конодонты ордовика Прибалтики. Таллин, Валгус, 1974.

УДК 551.735.15 (571.56-15)

Е. М. ВАЩЕНКО, А. Е. БЕССОЛИЦЫН, Е. Н. БЕЛОВ (ВостСибНИИГГиМС)

К стратиграфии среднекаменноугольных отложений Малоботубинского района

Наиболее древние отложения верхнего палеозоя Малоботубинского района выделяются нами совместно с геологами ПГО «Якутскгеология» в лапчанскую свиту, название и объем которой утверждены Сибирским РМСК (г. Новосибирск, 1979 г.). Ранее эти образования описывались в составе катской [4] или анакитской [7] свит.

Породы свиты распространены локально, выполняя наиболее глубокие части конседиментационных впадин древнего рельефа, и налегают с глубоким размывом на различные горизонты нижнего палеозоя. Цвет пород темно-серый, черный, реже серый; отмечается их потемнение от нижних более грубозернистых разностей к верхним тонкозернистым в связи с увеличением количества обугленного растительного детрита. Сложена свита конгломератами и конглобрекциями (7—10 %), песчаниками и алевропесчаниками (25—30 %), алевролитами (45—55 %), аргиллитами (8—11 %) и углито-глинистыми образованиями (4—6 %). В наиболее представительных разрезах

2. Дубинина С. В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау (Южный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, с. 47—54.
3. Сергеева С. П. Биостратиграфическое пространственное конодонтов в тремадоке яруса (ордовик) Ленинградской области. Докл. АН СССР, 1966, т. 167, с. 1393—1395.
4. Druce E. C. Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary in Australia. — Dep. Nat. Res. Bur. Min. Res. Geol. Geophys., 1978, N 192, p. 49—60.
5. Landing Ed., Taylor M. E., Erdtman T. Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary between the Acado-Baltic North American faunal provinces. — Geol. gy, 1978, vol. 6, N 2, p. 75—78.
6. Lindstrom M. Faunal provinces in the Ordovician North Atlantic areas: Nature, vol. 225, p. 1158—1159.
7. Miller J. F. Conodont zonation of the permian Cambrian and Lowest Ordovician. Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr., N 2.
8. Müller K. J. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from Northern Iran. Geol. Surv. Iran, 1973, N 30, p. 1—7.
9. Shergold J. H. Resume of data on the Ordovician in Northern and Central Australia. Coll. Ord-Sil. Mem. du B. R. 1971, N 73, p. 391—402.
10. Wamel W. A. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of North Western Oland, southeastern Sweden. Utrecht mikropal. Bull. 1974, N 1—125.

можно видеть два — три неполных горизонтальных, пологонаклонных, волнистых, реже линзовидных и косых.

В легкой фракции преобладает кварц (70 %), меньше полевых шпатов (20—25 %), обломков пород (5—10 %), часто присутствуют уголь и углистое вещество, иногда встречаются пластинки биотита и мусковит. Минеральному составу породы соответствуют классификации А. Г. Коссовской, отнесенной к аркозово-кварцевым (50 %) и олигово-кварцевым (30—35 %) разностям. Встречаются мономинеральные кварцевые (10 %) и граувакково-кварцевые (5—10 %) разования.

Тяжелая фракция представлена гранитом, магнетитовой с цирконом, эпидотом, хромшпинелидами минералогической ассоциацией. В целом для лапчанской свиты наиболее высокие коэффициенты мономинеральности (по В. П. Казаринову) и устойчивости (по Г. С. Момджи) по сравнению с др.

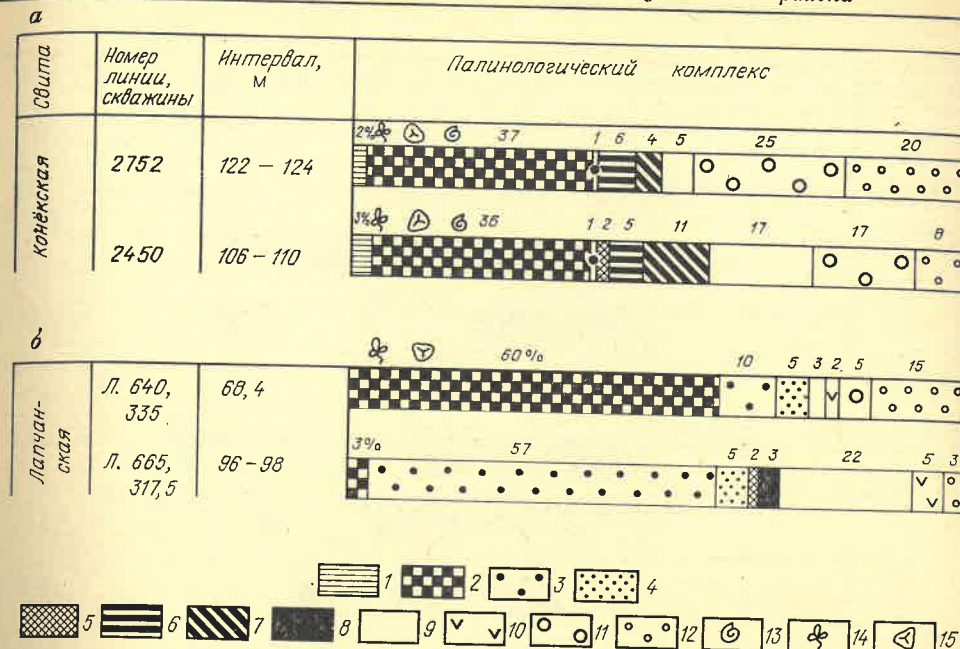


Рис. 1. Схема биостратиграфической корреляции отложений среднего карбона

Районы: а — Айхальский, б — Малоботубинский; палинокомплексы: 1 — *Nigrisporites*, 2 — *Cyclobaculisporites trichacanthus*, 3 — *Remysporites psilopterus*, 4 — *Verrucosiporites*, 5 — *Lycospora*, 6 — *Acanthotriletes*, 7 — *Raistrickia*; виды, характерные для башкирского яруса: 8 — *Cyclogranisporites larvatus* и *Capillatisporites*

породами верхнего палеозоя, составляющие в среднем 2,5 и 2,4. Повышенные значения этих коэффициентов приурочены к низам и верхам свиты и ее ритмов.

Нижняя часть лапчанской свиты мощностью 14,2 м, вскрытая скв. 317,5 (линия 665), имеет следующий разрез (снизу вверх).

1. Конгломерат средне-мелкогалечный на известковом цементе, мелкая галька и гравий составляют до 40 %; в основании присутствуют крупные обломки светло-зеленовато-серых мергелей (до 15 %). 0,2 м
2. Алевролит темно-серый мелкозернистый, внизу комковатой, сверху листоватой текстуры, горизонтально-слоистый, с пиритовыми стяжениями. 4,2 "
3. Переслаивание песчаника светло-серого мелко- и разнозернистого, существенно кварцевого, с темно-серым алевролитом, находящимся в подчиненном количестве. 3,7 "
4. Алевролит светло-серый песчаный, неотчетливо горизонтально-слоистый с редкой мелкой (до 1,5 см) галькой и гравием кремня, кварцита и кварца. 3 "
5. Алевролит грязно-буровато-зеленого цвета, тонкой комковатой текстуры. 3,1 "

В разрезе этой скважины на глубине 96,4 м из алевролитов (слой 2) В. Л. Пеннигиной получены палинокомплекс, в котором доминируют споры с пленчатым периспорием *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. (57 %), грубобугор-

rites lunatus; 9 — прочие виды; 10 — *Florinites*; 11 — кордаиты; 12 — *Cordaitina minor*; 13 — фауна (*Abakaniella elongata* Bet., *A. minuta* Bet.); 14 — флора (*Angarodendron obrutschevii* Zal., *Rufioria ex gr. subangusta* (Zal.) S. Meyen, «*Noeggerathiopsis tyrganica* Radcz. и др.); 15 — мегаспоры (*Setosisporites pastillus* Oschurk.)

чатые *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. (до 3 %) в небольшом количестве встречаются споры *Capillatisporites lunatus* (Kusk.) Lub. et Dibn., *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Lub., *Verrucosiporites*. Среди пыльцы отмечаются одномешковые хвойные *Florinites* (5 %), незначительно участие кордаитовых (3 %). Такие особенности спорово-пыльцевых комплексов характерны для каззовского горизонта Кузбасса. Аналогичные комплексы получены из разрезов ряда других скважин. Поэтому нижнюю часть свиты мы датировем низами среднего карбона (рис. 1).

Верхняя часть лапчанской свиты мощностью 8,6 м изучена в разрезе скв. 335 (линия 640), где снизу вверх залегают:

1. Алевролит серый, темно-серый, песчаный, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. 0,5 м
2. Алевролит темно-серый до черного глинистый, массивный. 1,0 "
3. Песчаник серый среднезернистый массивный. 0,5 "
4. Алевролит темно-серый, аналогичный слою 2. 2—1,5 "
5. Песчаник серый, стально-серый средне-мелкозернистый, однородный, массивный, с примесью мелкой гальки кремней и кварцита в основании. 3,5 "
6. Алевролит серый песчаный, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с маломощными прослоями темно-серых углито-глинистых алевролитов. Флора: *Angarodendron obrutschevii* Zal., «*Noeg-*

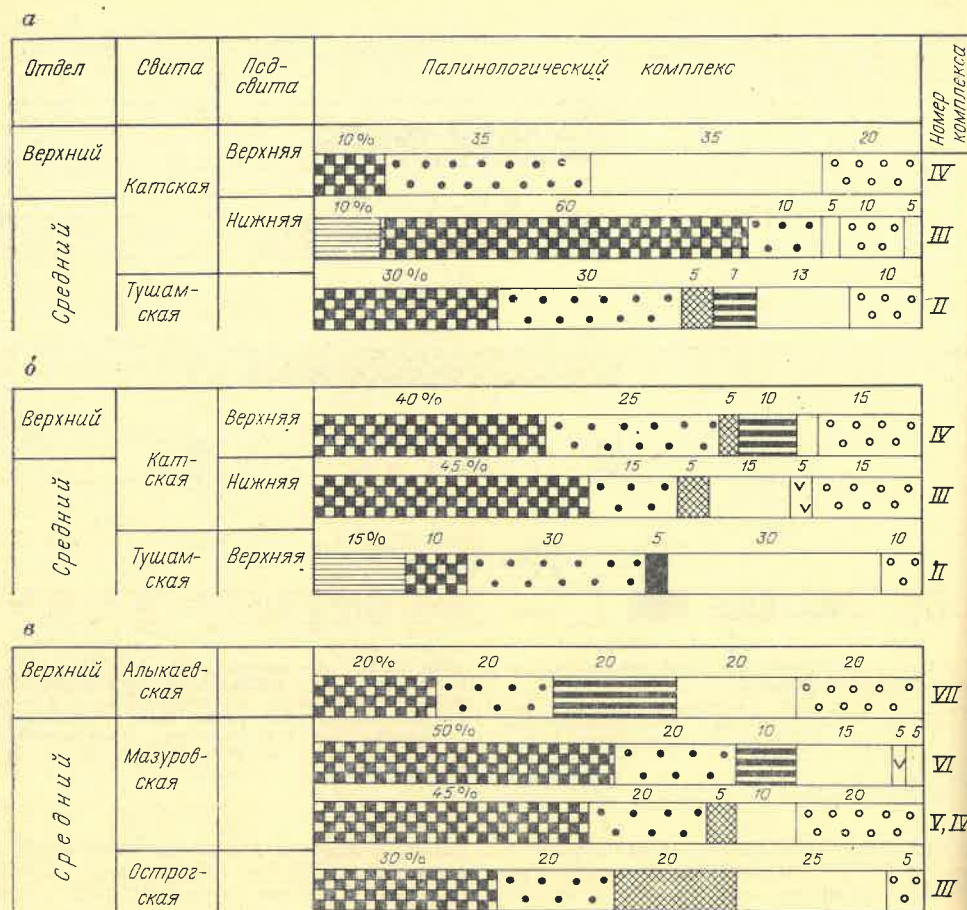


Рис. 2. Схема сопоставления палинокомплексов из каменноугольных отложений
а — юго-восточная часть Тунгусского бассейна (по Л. Н. Гуговой и Э. Б. Рябей, 1968 г.); б — южная

gerathiopsis" tyrganica Radcz.
Мегаспоры — *Setosisporites pastillus*
Oschur. 1,6 м

Слой 6 (интервал 68,6—68,2 м) содержит многочисленные отпечатки лепидофита *Angarodendron obrutschevii* Zal. и кордаита „*Noeggerathiopsis*“ tyrganica Radcz. На образцах даже невооруженным глазом можно увидеть мегаспоры и спорангии лепидофита. После обработки пергидролью нами выделены обильные мегаспоры *Setosisporites pastillus* Oschurk. в различных стадиях роста размером от 2 до 9 мм. И. В. Петровой (ВСЕГЕИ) отмацерованы спорангии, из которых извлечены споры *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. различной зрелости. Из этих же образцов получен спорово-пыльцевой комплекс, основной фон которого составляют *Cyclobaculisporites trichacanthus* (60—80 %), часто встречающиеся в тетрадах. Значительно также участие мелкой пыльцы кордаитов (?) типа *Cordaitina minor* (Lub.) Samoil. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют споры *Remysporites*, *Verrucosiporites*, *Granulatisporites*, *Granisporites* и пыльца разных видов кордаитов.

и центральная часть Тунгусского бассейна (Л. Н. Петерсон, 1978 г.); в — северо-восток Кузнецкого бассейна (по Л. Л. Дрягиной, 1966 г.); ост — южные усл. обозн. см. рис. 1

По мнению Л. И. Богдасевой и В. А. Шарпиной, такие комплексы типичны для пермского периода. Из устного сообщения В. А. Липатовой, просмотревшей наши препараты, следует, что в целом комплексы, являясь пермскими, содержат большое количество грубобугорчатых (до 80 %) пыльцы кордаитов, довольно много пыльцы кордаитов, не из девона. С этим мы согласиться не можем, принимая во внимание отличную сохранность кутикулы мегаспор и спорангиев лепидофита *Angarodendron obrutschevii*, которые вследствие хрупкости не могли быть переотложены и переотложения целого слоя, насыщенного татками лепидофитов *A. obrutschevii* и кордаита „*N.*“ tyrganica, допустить невозможным. Споры *C. trichacanthus* находятся in situ, следовательно, что происходило переотложение лишь этих крупных грубобугорчатых спор, причем выборочное и приуроченное к слою с большим количеством отпечатков лепидофита.

Мы считаем данный комплекс среднекаменноугольным (мазуровский горизонт Кузнецкого бассейна). Подобные комплексы (рис. 2) установлены Л. Л. Дрягиной [3] для мазуровской свиты северо-востока Кузнецкого бассейна, Л. Н.

Гуговой и Э. Б. Рябей [2], Л. Н. Петерсон [5] для нижнекарбонской подсвиты юго-востока, юга и центра Тунгусского бассейна.

В целом для указанных комплексов характерно значительное содержание спор *Cyclobaculisporites trichacanthus*, которые, видимо, являются спорами лепидофита *Angarodendron obrutschevii* (во всех образцах с многочисленными отпечатками этого лепидофита присутствуют также в большом количестве споры *C. trichacanthus*). Не противоречит мазуровскому возрасту и значительное участие в комплексе мелкой пыльцы типа *Cordaitina minor*, так как среди растительных остатков много отпечатков кордаита „*Noeggerathiopsis*“ tyrganica. Вполне правомерно допустить, что подобная пыльца продуцировалась этим растением. Что касается пермских миоспор, то и их зарождение как более молодых происходило в «недрах» старых, отживающих каменноугольных флор.

Сделанные выводы подтверждаются нашими материалами по соседнему Айхальскому району. Здесь в отложениях коньской свиты (C_2^{kn}) определен богатый флористический комплекс, в составе которого также отмечается значительное количество отпечатков лепидофита *Angarodendron obrutschevii*. Наряду с ним присутствуют: *Angardium finale* Neub., *Rufloia* ex gr. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. ex gr. subangusta* (Zal.) S. Meyen, „*Noeggerathiopsis*“ tyrganica Radcz., *Cordaites* sp., различные членистостебельные; много семян кордаитовых — *Samaropsis* (?) *angarica* Rassk., *Cardiocarpus kiviljakiensis* Such., *C. krapivinoensis* Such. и др. Комплекс флоры является среднекаменноугольным (мазуровский горизонт).

В этих отложениях обнаружена фауна пресноводных пеллеципод *Abakaniella elongata* Bel., A. (?) cf. *jangotoica* sp., *A. minima* Bel. Она, по определению О. А. Бетехтиной, является фауной. Из образцов с отпечатками *Angarodendron obrutschevii* Zal. в разрезах скважин 2752 (122,5 м) и 2450 (107,2—109,0 м) выделены мегаспоры *Setosisporites pastillus* Oschurk., аналогичные полученным из разреза скв. 335 (см. рис. 1, линия 640, интервал 68,6—68,2 м). В выделенном спорово-пыльцевом комплексе доминантом является *Cyclobaculisporites trichacanthus* (36—80 %), довольно много пыльцы кордаитов, не из девона (до 5 %) миоспоры пермских комплексов — *Acanthotriletes*, *Raistrickia*, *Nigricolpites* и др., присутствуют единичные *Verrucosiporites*, *Turrisporites*.

На основании вышеизложенного можно допустить, что палинокомплексы с большим количеством *Remysporites psilopterus*, *Verrucosiporites*, *Lycospora*, *Florinites* при незначительном содержании спор *C. trichacanthus* и кордаитовой пыльцы характерны для нижних горизонтов лапчанской свиты, т. е. они являются наиболее древними. Верхней части свиты соответствует палинозона *Cyclobaculisporites trichacanthus* при участии пыльцы кордаитов. Поэтому возраст лапчанской свиты в целом мы принимаем как весь средний карбон: нижняя ее часть C_2^1 выделяется в каезовский горизонт, а верхняя C_2^2 , сопоставляемая нами с коньской свитой Айхальского района, — в мазуровский [1].

В 1979 г. на заседании Сибирского РМСК в г. Новосибирске лапчанской свите дан индекс C_2-C_3 (средний — верхний карбон) [6]. Мы же имеем все основания отнести эту свиту к среднему карбону.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ващенко Е. М., Урумов Ю. Д., Файштейн Г. Х. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. — Геология и геофизика, 1982, № 5, с. 25—33.
2. Гугова Л. Н., Рябей Э. Б. Палинологическая характеристика верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Тунгусского бассейна. — В кн.: Палинология Сибири. М., 1966, с. 41—50.
3. Дрягина Л. Л. Палинологическая характеристика карбоновых отложений юго-западной части Алтае-Саянской горной области. — В кн.: Палинология Сибири. М., 1966, с. 75—80.
4. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР. М., 1959, с. 339. (Труды ГИН АН СССР, т. 4).
5. Петерсон Л. Н. Палинологическая характеристика отложений карбона в Тунгусском бассейне. — В кн.: Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений. Т. 1. М., 1978, с. 250—252.
6. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979. Под ред. В. И. Краснова. Ч. 2. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, Наука, 1982.
7. Толстых А. Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. М., Наука, 1969.



Геодинамическая модель нефтегазоносных территорий юга СССР

При рассмотрении геологического строения юга СССР автор исходил из ключевых положений теории тектоники литосферных плит [7, 8], а также учитывал представления А. В. Пейве [10]. На базе глобальных реконструкций разработана геодинамическая модель развития этой территории в мезозое и кайнозое. В ее основу положены данные, заимствованные из сводных работ по региональной тектонике, металлогении и нефтегазоносности, опубликованных за последнее десятилетие [1, 2, 4, 7, 8, 11—15 и др.], из монографического описания геологии Ирана, Афганистана, а также из многочисленных публикаций по отдельным районам.

Исследования проводились во ВНИГНИ (по инициативе А. Н. Золотова и К. А. Клещева, под руководством С. П. Максимова) совместно с Институтом океанологии АН СССР (Л. П. Зоненшайн, А. Г. Казмин) и Московским государственным университетом (В. Е. Хайн). При составлении схем палеогеодинамических реконструкций использованы материалы Г. И. Амурского, Н. В. Безносова, Г. А. Габриэлянца, Г. Х. Дикенштейна, Р. Дица, И. П. Жабрева, Л. П. Зоненшайна, А. Г. Ибрагимова, В. Д. Ильина, М. К. Калинин, К. А. Клещева, Н. И. Кошелева, К. Н. Кравченко, Л. Г. Кирюхина, Н. А. Крылова, Н. Я. Кунина, С. П. Максимова, М. К. Мирзаханова, Л. Н. Смирнова, Г. Штеклина, В. Е. Хайна, А. Л. Яншина и др.

При разработке геодинамической модели эволюции анализировались преимущественно геологические данные, в меньшей мере — палеоклиматические сведения. При этом за основу был принят метод актуализма, заключающийся в перенесении той или иной современной обстановки с характерным для нее набором геологических формаций на геодинамическую обстановку прошлого.

Для обоснования геологической эволюции основных структур земной коры юга СССР составлены палеогеографические карты, позволившие проследить геодинамические реконструкции плит для времени 200, 160, 155, 110, 80, 65, 35, 20 и 10 млн. лет назад. В процессе нефтегазоаккумуляции более важную роль играют геодинамические обстановки континентальной рифтогенеза, пассивных окраин, орогенов столкновений с участием Индийской (на юго-востоке) и Аравийских окраин. Поэтому при реконструкции их выделению уделяется особое внимание. При континентальной геодинамической модели развития юга СССР представляется следующей.

Поздний карбон — ранняя пермь (этап сближения континентов и затихания струй (сводово-вулканических процессов). Принимая во внимание, что к концу палеозоя преобладают трансформные процессы (щелевой тип разломов и сдвигов). В первом случае чаще возникают Китайского, были спаяны (рифтовые сочленения плит, т. е. снос, а) в единый материк Пангею, дозовые поднятия расчленяются геодинамическими лучами рифтовых зон, расположенных под углами, близкими к 45°. В перми можно считать: формировались друг к другу, так как для такого типа активной окраины на южном крае требуются наименьшие усилия (Южный Тянь-Шань, Северный Памир и др.); образование неглубоких внутренних морей (Мангышлак, Северный Кавказ) за счет течения длительного времени (десятки миллионов лет) континента и проникновения вод Тетиса в состоянии слабого раскрытия (например, Восточно-Африканский рифт), другие раскрываются интенсивно за короткий (первые десятки миллионов лет) промежуток времени (Байкальский рифт). Нередко расхождение замедляется или прекращается совсем. Тогда рифты превращаются в авлакогены, а остывшая утяжеленная масса мантийного диапира обуславливает последующее прогибание (Межеловский, Д. И. Мусатов, 1982) и формирование надрифтовых депрессий, прогибов. В некоторых случаях рифтовые зоны как наиболее ослабленные с еще не остывшей и разуплот-

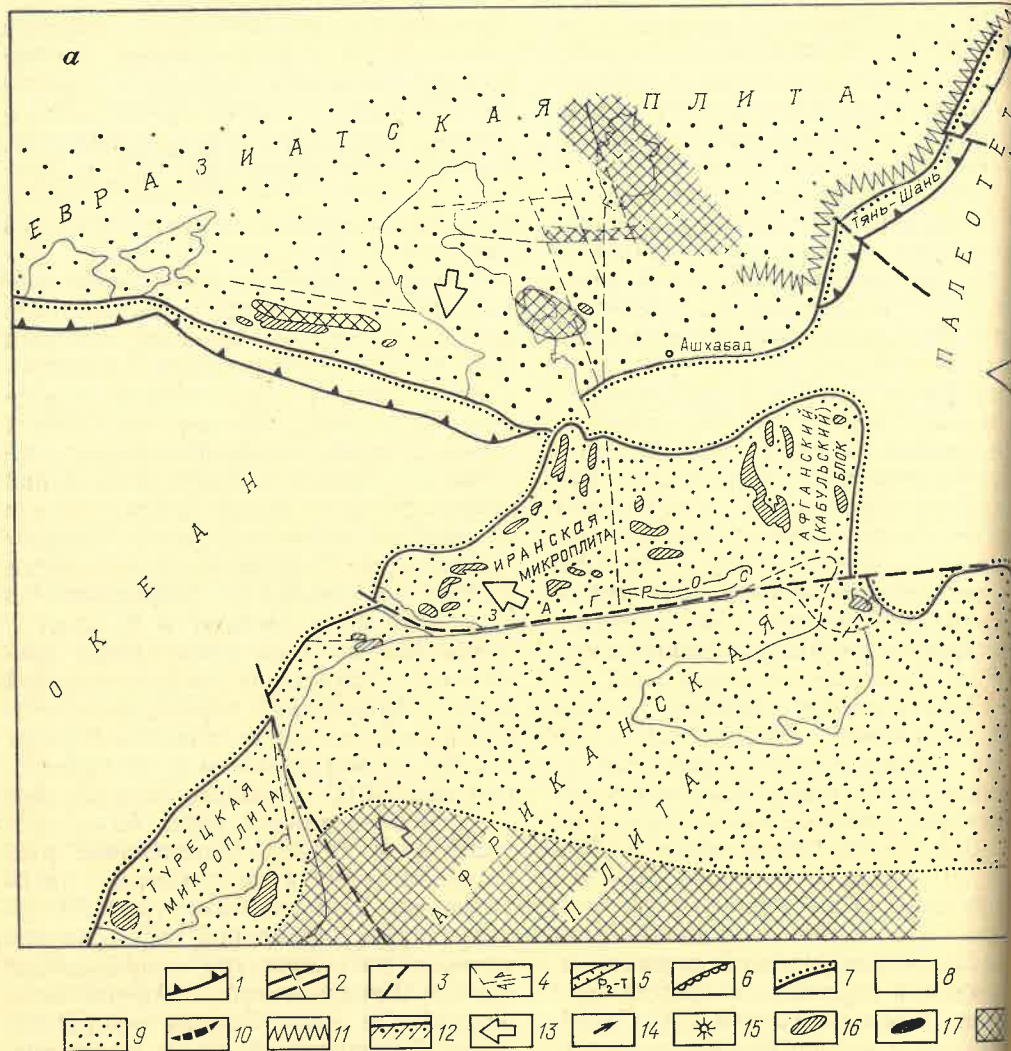
ной массой мантийного диапира служили ареной сближения, скольжения плит. При их сближении осадочно-вулканическое выполнение рифтов деформируется с образованием инверсионных поднятий, а при столкновении — интрузивной складчатости. Пассивные окраины континентов формируются в результате значительных по протяженности (тысячи километров) и длительных (сотни миллионов лет) расхождений плит для времени 200, 160, 155, 110, 80, 65, 35, 20 и 10 млн. лет назад. В процессе нефтегазоаккумуляции более важную роль играют геодинамические обстановки континентальной рифтогенеза, пассивных окраин, орогенов столкновений с участием Индийской (на юго-востоке) и Аравийских окраин. Поэтому при реконструкции их выделению уделяется особое внимание. При континентальной геодинамической модели развития юга СССР представляется следующей.

Поздняя пермь — ранний триас (этап раскола континентов и столкновения плит). Раскол континентов намечается еще в ранней перми образованиями в пределах активной окраины Евразии грабенов типа Антиплано. В поздней перми — раннем триасе происходит раскол территории юга СССР, расположенной на стыке Евразии и Африки, преобладает. Расхождение плит происходит интенсивным, но кратковременным. Это вновь привело, с одной стороны, к формированию между Евразией и Африкой узкого океана (может

быть, узкого пролива типа Флоридского), с другой — к дроблению внутриконтинентальными рифтами южного края Евразии на серию мелких микроплит (Северо-Кавказскую, Туранскую, Каракумскую, Северо-Афганскую, Кавказскую и др.) и блоков. Причем масштабы расхождения увеличивались с севера на юг.

Для геодинамической эволюции данного времени характерны: расхождение крупных плит и расчленение рифтами края Евразии на серию мелких микроплит и блоков; столкновение отдельных микроплит и блоков, сокращение площади ранее образовавшихся авлакогенов и грабенов, проявление в них складчатости к концу этапа. Исходя из этого следует различать молассу заполнения внутриконтинентальных рифтов и молассу, маркирующую столкновение микроплит и блоков.

Ранний — средний триас (этап глобальной деструкции континентальной коры). Триасовый период ознаменовался глобальным распадом континентов, четко выраженным и на территории юга СССР. Главная линия раскола континентальной коры была приурочена к Тетису. Интенсивное раздвижение плит в центральной части Тетиса по двум (а может быть, и более) зонам спрединга [7] оказало влияние на структуру сопредельных окраин Евразийской и Африканско-Аравийской плит. Так, на южной окраине Евразийской плиты в это время наметилась Транскавказская система рифтовых зон, субпараллельных спрединговым зонам Палеотетиса. Это зоны грабенов и горстов северо-западного простирания, прослеживающихся от Восточного Предкавказья до Центрального Устюрта и севера Таджикской депрессии. По ним осуществлялся раскол континентальной коры южного края Евразии. Ее отторжение происходило в виде крупных сегментов (микроплит, блоков), разделенных трансформными разломами и сдвигами. Можно заметить по крайней мере четыре крупных континентальных сегмента отторжения (микроплит) от Евразии — Северо-Кавказский, Каракумский, Амударьинский и Памирский. Вдоль них также могли формироваться протяженные узкие грабены щелевого типа (по Е. Е. Милановскому),



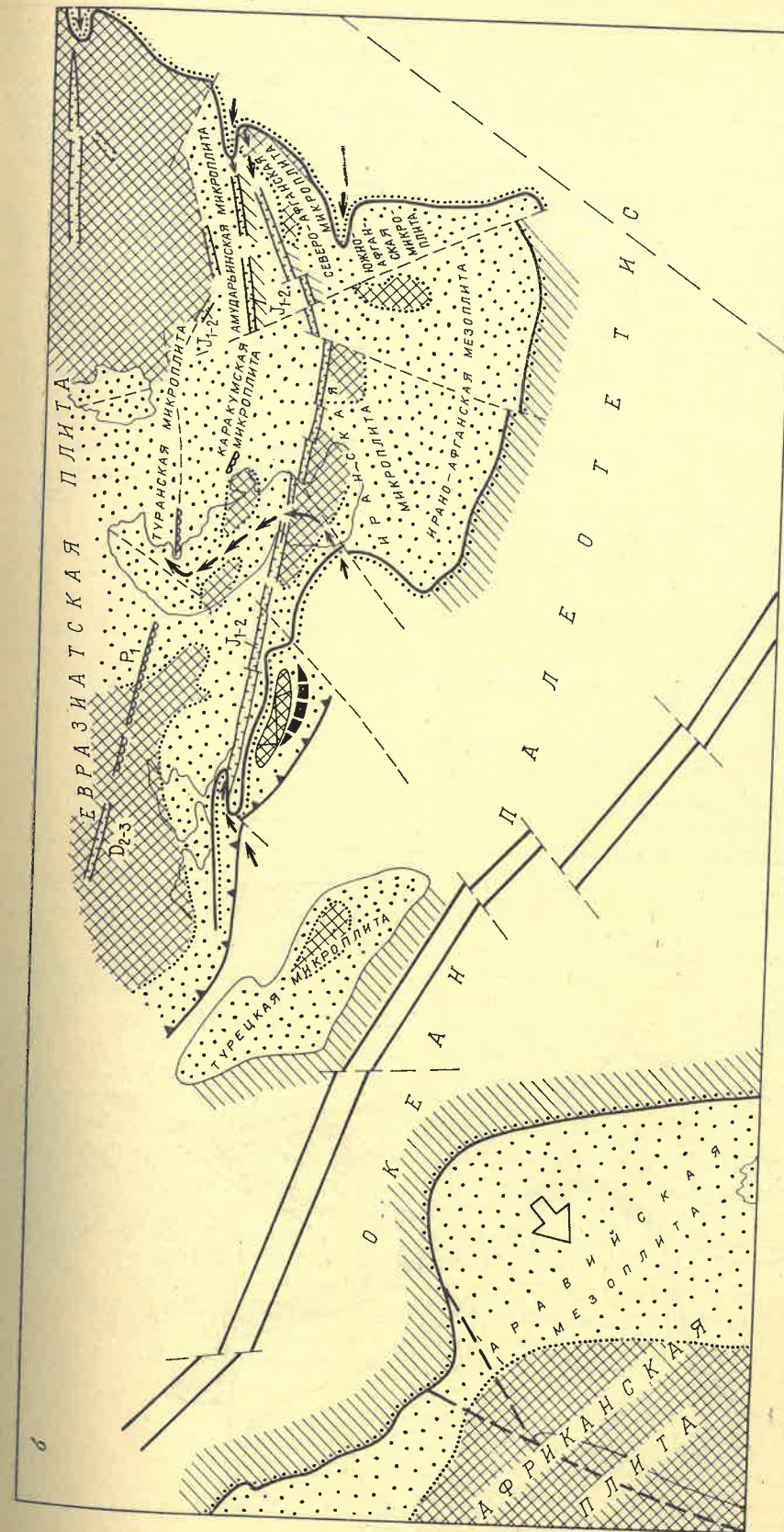
Схемы палеогеодинамических реконструкций литосферных плит юга СССР и прилегающих территорий а — поздний карбон — ранняя пермь (этап сближения континентов и закрытия Палеотетиса); б — ранняя юра — начало средней юры (этап дробления микроплит и блоков); в — поздняя юра — ранний мел (этап формирования заливов и проливов Северного Палеотетиса, столкновения островных дуг и микроконтинентов, образования недоразвитых пассивных окраин); г — неоген — антропоген (этап столкновения континентов и внедрения в Евразию Аравийского, Иранского и Памирского клиньев литосферы); границы литосферных плит: 1 — схождения, 2 — расхождения, 3 — скольжения (трансформные разломы); 4 — крупные разломы (сдвиги, сбросы и др.); 5 — внутриконтинентальные рифтовые зоны (индекс —

время проявления рифтогенеза); 6 — зоны плитных столкновений блоков (захлопнувшиеся, или зоны внутриплотформенной складчатости, или зоны континентальных микроконтинентальных океанов, глубоководные океанические проливы с океанической корой; 9 — морские бассейны окраины и внутри континента; 10 — островные микроконтиненты; 11 — активные континентальные окраины; 12 — пассивные окраины континентов, в том числе и восточные; 13 — направление движения плит; 14 — направление движения океанских вод на континент; 15 — проявление магматизма; 16 — современныеходы на поверхность кристаллических пород офиолиты; 18 — суша в пределах континентов микроконтинентов

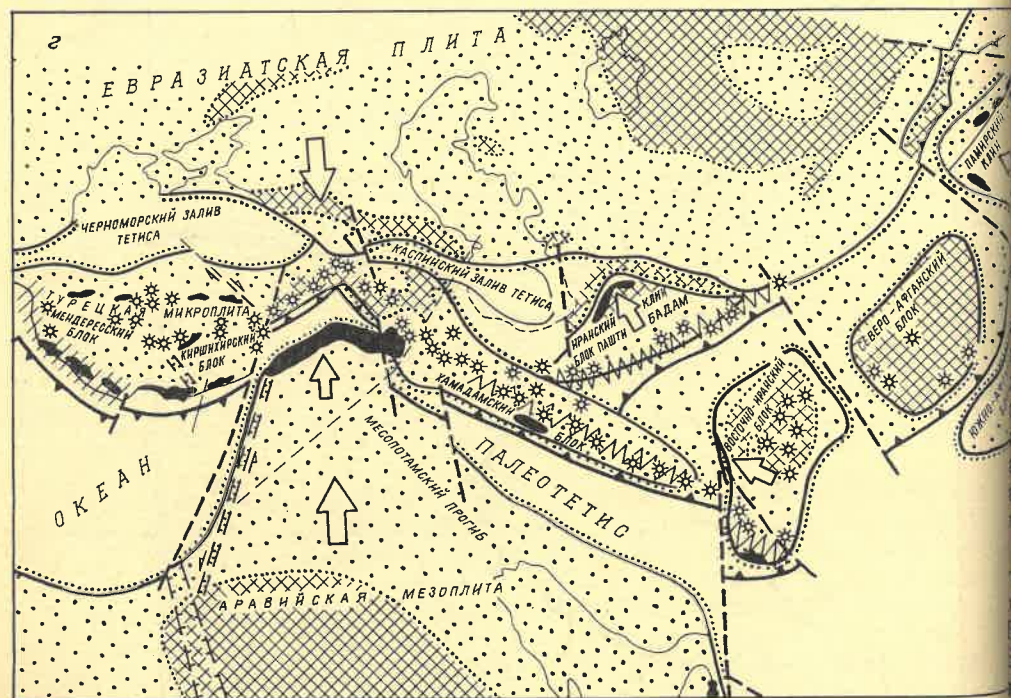
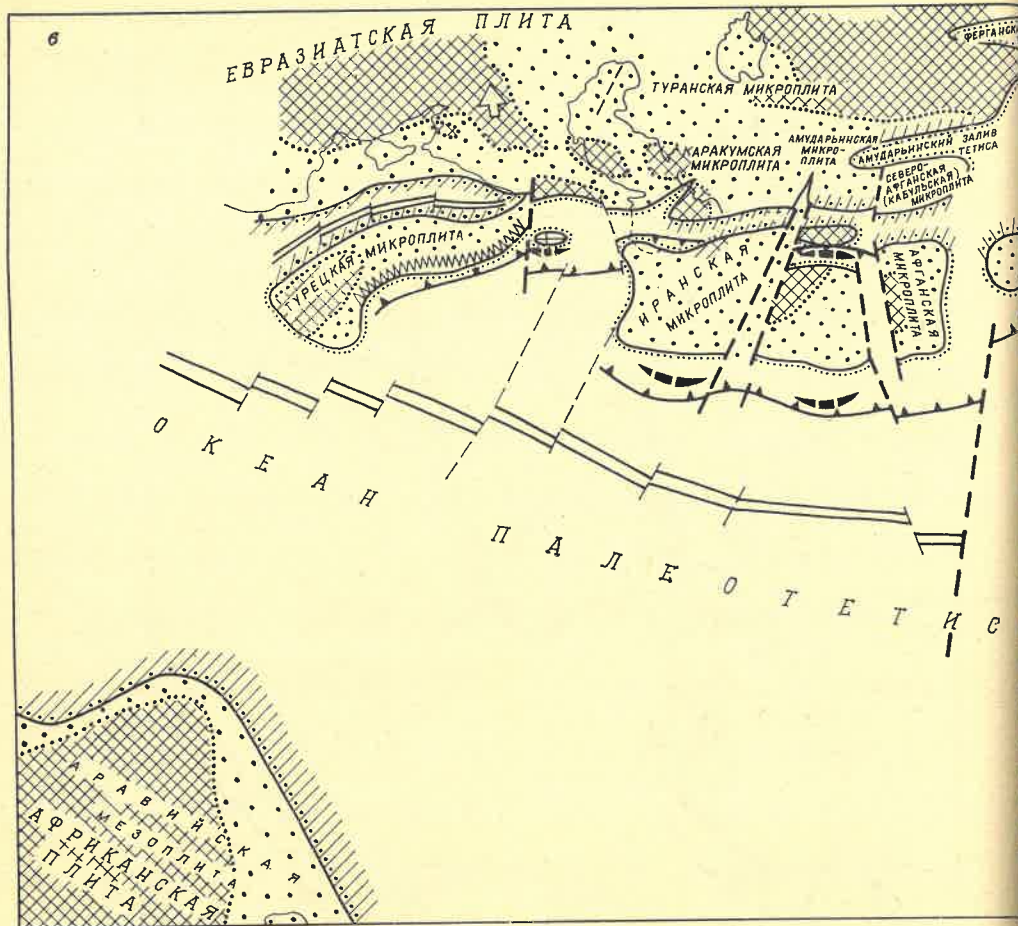
возникшие по наиболее ослабленным разломным зонам, которые наместились еще в позднем палеозое — раннем триасе.

Отложения рифтовых зон в Восточном Предкавказье представлены пестроцветными глинисто-песчаными толщами (Н. А. Крылов, 1971 г.) с прослоями конгломератов нижнего

триаса, накапливавшимися в ранней и средней стадии рифтообразования. Глинисто-песчаные породы сменялись известняками, в том числе рифтовыми, отлагавшимися в условиях мелководного континентального моря (поздняя стадия рифтообразования). Надо отметить, что море Транскавказской (или кавказско-Мангышлакской) риф-



Продолжение рисунка, 6



Продолжение рисунка, в, г

оны было узким (несколько сотен километров) и протяженным (более тыс. км), т. е. по размерам оно вполне соизмеримо с современным Красным морем. Отличие заключалось в том, что море Предкавказско-Мангышакского рифта формировалось в результате расхождения нескольких микроплит — Северо-Кавказской, Каракумской, Амударьинской и др. Это повлияло на линейность, глубину и состав его отложений.

Можно допустить, что в местах соения микроплит в целом узкое и протяженное триасовое море уступало свою конфигурацию и вдавалось заливами на север и юг. Одним из таких заливов следует считать Кузунский район. Соединение триасового моря с Тетисом начало осуществляться за счет западных проливов. Другим источником проникновения морских вод Тетиса в Предкавказско-Мангышакскую рифтовую зону служили трансформные разломы и сдвиги, ограничивающие микроплиты. вдоль них также могли развиваться узкие протяженные грабены щелевого типа. Существование таких разломов сдвигов предполагается в районе Каспийского моря, Унзского вала. Таким образом, главная особенность геодинамической эволюции юга СССР в раннем—среднем триасе заключается в проявлении интратинентального рифтогенеза в образовании узких протяженных интратинентальных морей типа Красного моря.

Поздний триас (этап столкновения микроплит и блоков). К концу триаса раздвижение континентов Евразии и Африки, видимо, прервалось за счет изгибов и изменения направления перемещения. В результате раздвижение ряда микроплит юга СССР было приостановлено, а отдельные из них даже начали сближаться и сталкиваться. Например, в конце триаса—начале юры Северо-Афганская микроплита приблизилась к Амударьинской и Каракумской и столкнулась с ними. Это обусловило смятие пород морского триаса на севере Афганистана (Банди-Туркестан) и юге Туркмении (Задхыз-Карабильское поднятие). Такое столкновение привело в свою очередь в движение более мелкие

блоки внутри Каракумской микроплиты. Так, Карабогазский блок сблизился с Зеагли-Дарвазинским и Северо-Устюртским, вследствие чего произошли смятие пород пермотриаса в грабенах Мангышлака, Туаркыра и надвиги.

В позднем триасе Памирская микроплита приблизилась к Амударьинской и столкнулась с ней. Это послужило причиной закрытия пролива Тетис в данном районе, возникновения складчатости, отмеченной в Бадахшанской, Северо-Памирской и Кузун-Луньской зонах. Столкновение Памирской и Северо-Афганской плит с Каракумской и Амударьинской в конце триаса привело к общему подъему большей части территории Средней Азии. Однако процессы сжатия, обусловленные столкновением указанных микроплит, были, видимо, кратковременными, так как в юре вновь продолжался глобальный раскол территории юга СССР и сопредельных районов. В некоторых же зонах (например, Бухарская и Чарджоуская ступени Амударьинской синеклизы) такой раскол практически не прекращался с триаса, так что поздне триасовое схождение блоков и складчатость обязаны своим происхождением в первую очередь кратковременным изменениям геодинамики крупных плит Евразии и Африки.

Ранняя юра—начало средней юры (этап дробления микроплит и блоков). Развитие заложенных ранее рифтовых зон в пределах Тетиса и юга СССР в большинстве случаев возобновилось (см. рисунок, б), причем главная из них — Трансзаитская — в ранней — средней юре была активной преимущественно в восточных районах юга СССР (Амударьинская, Каракумская и другие микроплиты), а в триасе наиболее активным был Мангышакско-Северокавказский сектор. Образование ранне-среднеюрских рифтов в Средней Азии вызвано интенсивным раздвижением континентов Евразии и Африки в районе Тетиса. Северный край его ранне-среднеюрского пролива проходил через Кавказ, юг Копетдага, Северный Афганистан, а ныне, видимо, он погребен на значительном расстоянии (сотни километров) под аллохтонными пластинами, особенно в районе Копетдага. Отдельные фрагменты

этого залива маркируются флишем Северного Афганистана и Кавказа [7]. Южный край Тетиса, видимо, находился на территории Ирана, где нижняя—средняя юра представлена терригенными угленосными толщами.

Наиболее четко ранне-среднеюрские рифтовые зоны прослеживаются на бортах Амударьинской синеклизы. Здесь они подтверждены бурением и представлены системой протяженных (50—80 км), узких (4—10 км) грабено-горстовых зон северо-западного простирания (Кошабулак-Кимирекская). Эти зоны выполнены континентальными терригенными породами, переслаивающимися в нижней части с вулканитами щелочного и бимодального состава (Янгиказган, Кошабулак), свойственными внутриконтинентальным рифтам. В центральных частях синеклизы наличие подобных структур подтверждено сейсмическими данными. Косвенным указанием на их присутствие может служить увеличение мощности соли вдоль Репетекского разлома. Хорошо выражена Таласо-Ферганская рифтовая зона, вдоль которой ныне развивается известный односторонний правый сдвиг.

Все грабено-горстовые зоны ранней—средней юры Средней Азии можно разделить на две группы — северо-западную (Кошабулак-Кимирекская, Таласо-Ферганская и др.) и северо-восточную, субмеридиональную (Унгузская, Ферганская и др.). Предполагается, что первая группа представлена рифтовыми зонами сводового типа, вторая — щелевого, приуроченного к боковым ограничениям микроплит и блоков — трансформным разломам и сдвигам (Каспийский, Унгузский и др.).

Сказанное позволяет считать, что в ранней—средней юре территория юга СССР была расчленена на следующие микроплиты и блоки: Северо-Кавказскую, Кавказскую, Туранскую, Каракумскую, Афганскую, Иранскую, Амударьинскую, Чу-Сарысузскую, Памирскую и др. Ограничения микроплит при этом могли сопровождаться в большинстве случаев контрастными изменениями мощностей и развитием вулканогенных образований. Многие выявленные месторождения газа и нефти Амударьинской синеклизы разме-

щены на краях грабенов, т. е. на краях литосферы. Поэтому в позднеюрское время зоны раскола наряду с кономерностью установлена также и медленным раздвижением испытывавших значительные опускания. Наиболее Русской платформе.

Исходя из вышеизложенного, границенсивное погружение происходило цы микроплит и блоков следует ра зонах дробного раскола литосферы сматривать в качестве благоприятных (например, Заунгузский блок), куда зон нефтегазоаккумуляции. Размещенных вблизи тяжелых масс в больших объемах.

Начиная с байоса, образовывались определяются более мелкими струями надрифтовые депрессии, а вместе с ними — блоками. Преобладающая и внутриконтинентальные морские денция расхождения блоков в пребассейны, соединение которых с Тетисом в Амударьинской синеклизы реализовывалось, видимо, через зазоровалась по типу тройного сочленения (Предкавказско-Мангышлак-плит. Над тройным сочленением бкий) и восточные (Амударьинский), ков Амударьинской синеклизы, частично через южные (Копетдаганской впадины и других струй, Каспийский) проливы, соответствовали изометрическим надрифтовым трансформным разломам вые депрессии, над отдельными рифтовыми (Каспийскому, Унгузскому).

Следует особо подчеркнуть, что зи можно предположить более сложное строение центральной части Азияны внутри платформ (Западно-Сидарьинской синеклизы, обусловленные Бирской, Восточно-Европейской, Синалическим горстовых выступов и Бирской, Северо-Американской и др.) версионных поднятий. В целом осадочные накопления ниже-среднеюрских т. е. нижним членам разреза чехла происходило в грабенах и микроплитах, на горстах и в межграбено-горстовых пространствах.

Процессы нефтегазоаккумуляции указанных зон были неодинаковыми, поскольку осадконакопление, фоссилизация органического вещества, его тагенетические преобразования, миграция и аккумуляция в отмеченных зонах резко различались. В качестве примера можно привести нестациональный тепловой поток в рифтах, который более чем в два раза превышал таковой в межграбеновых зонах. Позднее в грабенах на глубинах 0,3—0,4 км (В. Я. Троцюк, 1982 г.) палеотемпературы могли достигать 80—90°, они были достаточными для процессов нефтегазообразования. В то же время в межграбеновых зонах для достижения подобных температур необходимо, чтобы подошва юры была погружена на глубины 2,0—2,5 км.

К концу байоса процесс интенсивного ранне-среднеюрского рифтогенеза проявившийся в пределах Каракумской и Амударьинской микроплиты тухал. Расчлененные рифтами микроплит и блоков начали погружаться под тяжестью мантийного вещества, проникшего в результате

Более глубоководные его части приурочены к ранее существовавшим центрам тройного сочленения микроплит и блоков (Репетекско-Таджикскому, Унгузско-Репетекскому и др.), а также к грабенам, по которым воды Тетиса сообщались с Амударьинским проливом (Репетекско-Таджикский грабен). Центральная, наиболее глубокая часть указанного пролива, видимо, соответствует Репетекскому разлому, Обручевскому прогибу и южной части Афгано-Таджикской впадины.

Можно полагать, что по мере приближения к океану Тетис, т. е. с северо-запада на юго-восток, центральная часть Амударьинского пролива углублялась. К северу и югу от нее располагался широкий шельф (Бухарская, Беурдешикская, Бадхыз-Карабильская, Майманинская, Северо-Афганская ступени, Заунгузский, Северо-Карабильский прогибы, Афгано-Таджикская впадина и др.), расчлененность которого была неодинаковой. На удалении от центров тройного сочленения и от грабенов море в целом обмелело, образуя относительно глубокие (Заунгузская, Мургабская) и мелководные (Бухарская, Кандымская, Карабиль-Бадхызская, Беурдешикская) части шельфа, отвечающие самостоятельным блокам литосферы. Присутствие карбонатных пород верхней юры с улучшенными коллекторскими свойствами логичнее связывать с границами микроплит и блоков, которые могли быть окаймлены отдельными биогенными выступами, либо цепочкой выступов, барьерными рифами, а также продуктами их разрушения, наблюдавшимися в Узбекистане (В. Д. Ильин и др., 1976 г.).

Установленная продольная и поперечная тектоническая зональность (Г. И. Мурский и др., 1975 г.; К. Н. Кравченко, 1972 г. и др.) свидетельствует о наличии здесь блоков литосферы более мелкого масштаба, чем микроплиты и упомянутые выше блоки. Поэтому выделение мелких блоков — важная задача дальнейших исследований, решение которой позволит обособить дифференцированную и недифференцированную части Амударьинского пролива. Такая работа частично уже начата В. В. Корсунем для Бешкентского прогиба и Юго-Запад-

ного Гиссара. Выяснено, что мелким блокам отвечают мозаичные магнитные аномалии. Края блоков, характеризующиеся аномальными изменениями состава и мощности осадков, являются ареной развития надвигов.

На северном крае Тетиса в районе Малого Кавказа, Афганистана и Ирана в поздней юре образовалась зона Бенъофа, наклоненная на север (В. Е. Хаин, 1975 г.), с которой связано возникновение островных дуг. Об этом свидетельствует известково-щелочной состав эффузивных толщ указанных районов.

В тылу некоторых островных дуг существовали окраинные моря. В. Е. Хаин, например, считает, что юрские терригенные толщи Большого Кавказа накапливались в условиях окраинного моря. Юрская островная дуга вместе с вышеупомянутым окраинным морем в поздней юре — раннем мелу столкнулась с герцинидами Кавказа. В результате окраинное море было раздавлено, а терригенные породы юры превращены в сланцы (аспидные), которые были перемешаны с диабазами и серпентинитами в ядре Большого Кавказа [12, 13]. Линию указанного столкновения маркируют офиолиты, развитые между Главным хребтом и Гагринско-Джавской зоной. Помимо описанной выше островной дуги, в юре — раннем мелу предполагается наличие таковой между пассивной окраиной Иранского континента и Малокавказским сиалическим блоком (А. Л. Книппер, 1971 г.).

Похожая геодинамическая ситуация взаимодействия островных дуг с окраинами мезоплит существовала, видимо, на юге Афганистана (Кабульский блок) и Северного Памира, т. е. северный край Тетиса окаймлялся островными дугами, которые двигались к Иранскому, Южно-Афганскому, Северо-Памирскому микроконтинентам и поочередно сталкивались с ними. Процессы столкновения островных дуг с микроконтинентами привели, с одной стороны, к инверсии в рифтах и недоразвитых пассивных окраинах, а с другой — к подъему восточных районов Средней Азии. В пределах Амударьинской и Каракумской микроплит указанные столкновения ощущались слабее. Тем не менее они подчеркну-

ты этапом активизации тектонических движений (Г. И. Амурский и др., 1976 г.; Л. Б. Вонгаз, 1979 г.; Г. Дикенштейн, С. П. Максимов, 1981 г.; К. Н. Кравченко, 1978 г. и др.), продолжавшихся в течение кимеридж-готерива, и образованием инверсионных поднятий в синеклизах и впадинах (например, Учаджинского и др.). В результате позднеюрско-раннемеловое внутриконтинентальное море, занимавшее территорию Амударьинской, Каракумской и сопредельных микроплит, было расчленено инверсионными поднятиями и значительно обмелело, либо полностью отступило (восточная часть Средней Азии и Северный Памир).

Поэтому большая часть разломов нижнего мела на востоке Средней Азии формировалась в континентальных условиях, причем континентальный режим неоднократно сменялся мелководноморским и озерным. Океанические условия занимали крупные депрессионные впадины, располагающиеся над центрами тройных сочленений (например, развития шатлыкского горизонта в териве). Подобная неустойчивая ситуация обусловлена тем, что островные дуги сталкивались с микроконтинентами не одновременно, а поочередно. Следовательно, и моменты тектонической активизации сменялись периодами относительного покоя и проникновения на север морских вод Тетиса, на территорию Каракумской и Амударьинской микроплит.

Присутствие верхнеюрских и раннемеловых известняков в пределах Каракумской, Амударьинской, Кавказской, Северо-Кавказской и Иранской микроплит указывает на распространение этих микроплит в экваториальном климатическом поясе. Красноецветное образование раннего мела, например породы карабийской свиты, подчеркивают аридный характер климата в это время. Основным источником разрушения были восточные районы Средней Азии, Северного Афганистана, а также выступы Центрального Кавказа и Карабогазского свода.

Кимеридж-готеривский этап тектонической активизации сменился периодом относительной стабилизации, продолжавшейся на Туранской платформе с баррема до коньякского века (Л. Б. Вонгаз, 1979 г.; К. Н. Кравченко, 1978 г. и др.). Орогены столкновения островных дуг с микроконтинентами в это время интенсивно разрушались, и практически вся территория Тетиса была занята морем. Таким образом, для геодинамической обстановки поздней юры — раннего мела характерны: 1) расширение морских бассейнов (проливов, заливов) по периферии Тетиса, например Амударьинского пролива, в начале этапа (желтой — оксфорд); 2) столкновение островных дуг с микроконтинентами на северном крае Тетиса, указанное столкновение проявилось на Амударьинской и Каракумской плитах, где ему соответствуют этапы активизации тектонических движений и формирование инверсионных поднятий, обусловивших неоднократную смену морского режима континентальным; 3) основная фаза изменения изменчивость пород наблюдается на краях микроплит и блоков, например, образование биогенных выступов и др.; 4) приуроченность наиболее глубоких участков морских проливов (Амударьинского, Копетдагского и др.) и крупных глубоких озер к зонам расхождения микроплит и блоков, особенно к центрам тройных сочленений, т. е. к границам расхождения микроплит и блоков, где формировались надрифтовые депрессии и недоразвитые пассивные окраины; 5) возникновение слабо- и сильнодифференцированных участков позднеюрского рельефа Амударьинского пролива Тетиса в результате проявления поперечной и продольной тектонической активности, обусловленной перемещением микроплит, блоков и образованием инверсионных поднятий.

Поздний мел — ранний палеоген — этап активного движения микроконтинентов внутри Тетиса. В связи с разрушением восточных районов Красноморского рифта океан Тетис к концу мела начал сокращаться. Ускоренный спрединг в Атлантике, отрыв Индии и Мадагаскара от Африки и быстрое продвижение к Евразии привели в движение микроконтиненты внутри Тетиса [7]. В позднем мелу Малокавказский микроконтинент столкнулся с африканским, который, в свою очередь, столкнулся с Африкано-Аравийской

плитой, что обусловило проявление складчатости в Загросе и обдукцию на Африкано-Аравийскую плиту.

В то же время Африкано-Аравийская плита вместе с Ираном была отделена от Евразии узким океаническим пространством, а Памирская микроплита соединялась с Амударьинской. Эти столкновения вызвали кампан-палеоценовую активизацию тектонических процессов в пределах последней, а также на территории Каракумской микроплиты, особенно в районе Копетдага (М. К. Мирзаханов и др., 1973 г.). В позднем мелу на Северном Памире существовала суша Заалайского хребта, а на Южном Памире размещались морские проливы.

В целом рассматриваемый этап характеризуется: активным перемещением микроконтинентов внутри Тетиса; столкновением их между собой и с более крупными плитами в зоне Тетиса. Из-за небольших объемов сталкивающихся масс микроконтинентов тектонические движения указанных столкновений не всегда передавались на микроплиты юга СССР. Поэтому на территории последних началу этапа соответствует режим тектонической стабилизации и морского осадконакопления, а концу — усиления тектонической активности и обмеления моря; ларамийская тектоническая активизация в пределах Амударьинской и Каракумской микроплит обусловлена непосредственным столкновением первой с Памирской микроплитой.

Кайнозой (этап закрытия Тетиса и столкновения континентов и микроконтинентов). Структура и история тектонического развития территории юга СССР в кайнозое во многом зависели от взаимодействия крупных литосферных плит (Евразийской, Африкано-Аравийской, Индийской и др.). В западной части территории (Кавказ, Скифская платформа) геодинамическая обстановка определялась перемещениями Африканской и Евразийской плит, а в восточной (Средняя Азия) — взаимодействием Индостана и Ирана с Евразией. Для западной и восточной частей региона характерны, как уже отмечалось, сближение материков (закрытие Тетиса) в раннем кайнозое, их столкновение, глубокое внедрение в тело континента Евразии трех главных

клиньев литосферы — Аравийского с западной стороны, Иранского — с центральной и Индостанского — с восточной, произошедшее за последние 25—30 млн. лет (см. рисунок; 2).

Отмеченные геодинамические события предопределили основные черты геологического строения и особенности нефтегазонакопления на территории юга СССР, в частности Южно-Каспийского, Каракумского (Амударьинского), Предкавказско-Мангышлакского и Афгано-Таджикского нефтегазоносных бассейнов. На фоне общего сближения литосферных плит наблюдаются и случаи раскола микроплит. Например, в эоцене произошло растяжение в пределах Аджаро-Триалетии (Ш. А. Адамия и др., 1977 г.). Внедрение Аравийского, Иранского и Индостанского клиньев литосферы в тело Евразии отразилось также и на смежных участках микроплит, о чем свидетельствуют: образование эпиплатформенного орогена на востоке Средней Азии, значительное тектоническое перекрытие по надвигам Туранской платформы в районе Копетдага, формирование надвигов в Афгано-Таджикской впадине, дислоцированного досреднеплиоценового структурного этажа в Южно-Каспийском бассейне и т. д.

Край Индостана, острием которого служит Памир, внедряясь в глубь Евразии, раздробил ее на ряд микроплит (Памирскую, Афганскую, Тибетскую, Таримскую и др.) и блоков (Таджикский, Ферганский и др.). В свою очередь, Аравийская плита (в данное время она «откололась» от Африки) остроугольной частью столкнулась с Евразией, образовав ряд микроплит (Турецкую, Черноморскую, Южно-Каспийскую и др.), поднятую перемычку в пределах Тетиса (район Кавказа), разделившую его на две части — черноморскую и южнокаспийскую, а также способствовало интенсивному осадконакоплению как перед фронтом столкновения континентов и микроконтинентов (Индоло-Кубанский прогиб и др.), так и на его периклинах (восток Черного моря, Бакинский периклинальный прогиб).

Аналогичное столкновение произошло в указанное время между Иранской и Каракумской микроплитами. В результате с южного края послед-

ней были сорваны осадочные породы, превратились в сдвиги. На смещение юры, мела, палеогена, образовали структур Бухарской ступени относительно Чарджоуской обращал внимание В. И. Терехов еще в 1972 г. Сдвиги формы субмеридиональными сдвигами, как правило, сопровождались на и другими разломами был расчлененными. Они установлены им и в Афгано-Таджикской, Ферганской впадине, Оюклинский), подобно Бечнах и др. Для последней выяснено, что сынской зоне Северного Кавказа, осадочное выполнение продолжает заливаться высоко приподнятыми. ся под палеозойским обрамлением,

Сдвигами или трансформными представленным здесь аллохтонной селомлами, ограничивающими Иранской.

Итак, геодинамическая эволюция Унгузский (Урало-Оманский) и Зданного этапа следующая: сокращение падно-Туркменский. Последний на Тетиса за счет сближения крупных ритории СССР проходил, видя плиту Евразии, Африки и Индии; столк- между Западным Копетдагом и Миновение указанных континентов и серианской зоной, отделяя Каракумское в тело Евразии (Кавказ-скую микроплиту от Южно-Каспийской, Каракумская и Амударьинская ской. Северным краем Южно-Каспийской микроплиты) трех клиньев литосфе- ской плиты был скорее всего шов, — Аравийского, Иранского, Индо- не отвечающий Прибалханской заостренного, приведшее к ее расколу, поднятий по отложениям плиоце образованию складчатых сооружений Образование указанной зоны связан шарьяжей Кавказа, Копетдага и на наш взгляд, со столкновением эпиплатформенного орогена на восто- предплиоценовое время Южно-Каспийской Средней Азии, а также к активиза- ской микроплиты со Среднекаспийских тектонических движений внутри ской, что привело к воздыманию микроплит Туранской платформы. Осо- микроплит и смятию пород, особенно четко такие движения прояви- лающих красноцветную толщу плиоценовых на границах отдельных блоков на. По данным ПО «Туркменнефть» (например, Репетекский шов и др.), скважинах, пробуренных на востоке в результате их сближения увели- Прибалханской зоны, в породах мшилась мощность соляной толщи, обра- цена отмечаются углы падения зовались эрозионные врезы и т. д.; 90°. В конце рассматриваемого этапа трансформация многих авлакогенов и направление движения изменилось. Сдвиги в инверсионные поднятия и северного на западное и Каракумский (Таласо-Ферганский, Копетдаг-плита сблизились с Южно-Каспийской, Амударьинской и др.); интенсив- Это способствовало складкообраз- ное продвижение Памирской микро- нию в Гограндаг-Окаремской зоне. плиты в конце неогена — антропогене на северо-запад, что привело к обра- повороту простираний складок на зованию надвигов в надсолевой толще паде Копетдага с северо-западной осадочного чехла Афгано-Таджикской северо-восточное. впадины. С этими движениями, види- мо, связаны аномально высокие плас- тиковые давления на юго-востоке Аму- дарьинского солеродного бассейна.

Из анализа геодинамической модели развития территории юга СССР мож- но сделать следующие выводы.

1. Геодинамическая обстановка здесь определяется характером пере- сближения континентов Евразии, Афри- ки, Индии, а также геодинамикой в районе Тетиса.

2. Территория юга СССР относится к краю Евразийской плиты, который был раздроблен на серию микроплит

(Амударьинскую, Каракумскую, Ту-ранскую, Южно-Каспийскую, Северо-Кавказскую, Кавказскую и др.) и бло- ков. Их взаимодействие обусловило современный структурный план регио- на.

3. Основные тектонические процес- сы и процессы нефтегазонакопления приурочены к краям микроплит и бло- ков. Особое место занимают рифтовые зоны. По ним осуществлялись не толь- ко раздвижения, но и сближения, скольжения плит, т. е. по ним микро- плиты могли скользить, сближаться и сталкиваться. Последнее обстоятель- ство привело к возникновению внутри- платформенных, точнее, внутриконтин- тентальных орогенов столкновения (Мангышлак, Туаркыра, Донбасса и др.). Сближение же без столкновения краев микроплит сопровождалось фор- мированием инверсионных поднятий в рифтах (например, Яшларского), над- рифтовых депрессий (например, Аму- дарьинской), шовных зон типа Репе- текской и др.

4. Большинство седиментационных бассейнов юга СССР образовалось над авлакогенами, грабенами, их тройными сочленениями. С ними свя- зано наличие двух главных этажей формаций, отвечающих рифтам и над- рифтовым депрессиям, недоразвитым пассивным окраинам. Южные же рай- оны представляют собой орогены столкновения пассивной окраины с ост- ровными дугами и микроконтинента- ми.

5. Геодинамическая эволюция юга СССР во многом сходна с тектониче- ским развитием Карибско-Мексикан- ского региона, где выделены (В. С. Шейн и др., 1978 г.) следующие эта- пы: а) триас — средняя юра — раско- ла континента, б) поздняя юра — нео- ком — образования пассивной окраины Северо-Американского континента и Центрально-Американского микроконтинента, в) апт — турон — формиро- вания островных дуг и пассивных ок- раин, г) коньяк — сантон — столкнове- ния пассивных окраин с островными дугами, д) кампан — ранний эоцен — формирования Антильского орогена столкновения пассивных окраин с ост- ровными дугами, е) средний эоцен — антропоген — блокового расчленения Антильского орогена и сопредель-

ных частей Багамской платформы. Это подтверждает общую направленность геодинамической эволюции Тетиса и Карибско-Мексиканского региона, особенно в раннем мезозое.

6. Предлагаемые геодинамические модели могут быть использованы для объяснения закономерностей образования седиментационных бассейнов и процессов нефтегазоаккумуляции в них. Причем динамическая модель нефтегазоносных территорий, на наш взгляд, ближе к реальной, чем статическая, а главное, она открывает новые перспективы для поисков залежей углеводородов [3, 5, 9, 14 и др.]. Например, в пределах Ферганской впадины с позиций статической модели бассейна бортовые зоны считаются бесперспективными. Динамическая же модель предполагает ранне-среднеюрский (в центре впадины) и миоценовый (в северной части) раздвиги, последующее надвигание палеозойского складчатого обрамления на осадочные толщи неогена и палеогена, т. е. она допускает, что осевая зона миоценовой впадины с морскими осадочными толщами ныне погребена под аллохтонными пластинами палеозоя. Следовательно, предполагаемые морские отложения миоцена, погребенные под шарьяжами, могут служить генераторами углеводородов, а континентальные толщи — вмещателями нефти и газа, т. е. континентальный миоцен севера Ферганы можно рассматривать как перспективный объект для поисков нефти и газа.

7. В соответствии с динамической моделью нефтегазоносных территорий повышаются перспективы нефтегазоносности их обрамлений в зонах развития надвигов (например, Копетдаг и др.), центральных частей большинства синеклиз, например, Амударьинской, Прикаспийской, Тунгусской и др. [14]. В них можно ожидать наличия инверсионных поднятий в рифтах и надрифтовых депрессиях. К тому же глубины залегания подсолевых продуктивных отложений здесь могут оказаться значительно меньшими, чем предполагалось ранее исходя из статической модели бассейна.

8. Геодинамическая модель нефтегазоносных территорий позволяет, на наш взгляд, логичнее, чем статическая, объяснять закономерности раз-

мещения неантиклинальных ловушек в том числе и рифтовых, появлению солеродных бассейнов, определять основные источники трансгрессий и регрессий, пути движения океанских морских вод, относительные глубины моря, палеотемпературный режим осадконакопления, условия залегания толщ (автохтонное, аллохтонное), выделять те или иные фации (особенно русловые, шельфовые, глубоководные и др.).

Итак, назрела необходимость внедрять палеогеодинамические реконструкции, геодинамический метод оценки перспектив нефтегазоносности и рудоносности не только отдельных районов, но и всей территории СССР в целом. Построение первого варианта геодинамических моделей нефтегазоносных территорий СССР, Республики Куба и оценка на его основе перспектив нефтегазоносности осуществлена в 1976—1984 гг. во ВНИГНИ (С. С. Максимов и др., 1976 г., В. С. Шейн, К. А. Клещев, 1984 г.). Это дает возможность значительно расширить площади перспективных земель большого нефтегазоносных провинций и областей за счет горноскладчатых обрамлений, центральных частей складчатых обрамлений как источников дополнительных очагов генерации углеводородов и объектов для поисков нефти и газа; прогнозировать в осевых частях зонх седиментационных бассейнов высокоамплитудные ловушки нефти и газа, связанные с инверсионными поднятиями; считать континентальные обрамления перспективными в зонах развития их углеводородами поднадвиговых толщ; ставить задачу поисков стратиформных рудных месторождений (особенно свинца, цинка и бокситов) в пределах нефтегазоносных районов СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические предпосылки перспективности Восточной Туркмении. Г. И. Амурский, И. П. Жабров, В. С. Шаров и др. М., Недра, 1976.
2. Глубинное строение Средней Азии. Н. А. Леваевский, Б. С. Вольфовский, И. С. Вильямовский и др. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 89—106.

3. Горбачев В. Ф. Нефтегазоносность осадочных бассейнов в связи с рифтогенезом и формированием континентальных окраин. — Автореф. докт. дис. М., ВНИИГаз, 1982.
4. Дикенштейн Г. Х., Максимов С. П., Иванова Т. Д. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. М., Недра, 1982.
5. Достижения в нефтяной геологии. Под ред. Г. Д. Хобсона. [Пер. с англ.]. М., Недра, 1980.
6. Золотов А. Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М., Недра, 1982.
7. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. И. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—2.
8. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978.
9. Нефтегазоносность и глобальная тектоника. Под ред. А. Д. Фишера и Ш. Джадсона. [Пер. с англ.]. М., Недра, 1978.
10. Лейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 3—26.
11. Перспективы развития геологоразведочных работ в Туркменской ССР/С. П. Максимов, В. Д. Ильин, К. А. Клещев и др. — Геология нефти и газа, 1984, № 1, с. 3—8.
12. Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднемиоценовый вулканический пояс и раскрытие Северного Тетиса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1189—1192.
13. Хаин В. Е. Сопоставление фиксированных и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа. — Геотектоника, 1982, № 4, с. 3—13.
14. Шейн В. С., Клещев К. А. Условия нефтегазоаккумуляции на платформах и в складчатых областях (с позиций тектоники плит). — Геология нефти и газа, 1984, № 3, с. 20—29.
15. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.

ДК 550.834.32 : 551.234(571.1)

В. М. КОВЫЛИН (ВНИИгеофизика)

Блоковое строение Западно-Сибирской плиты и ее нефтегазоносность

Глубинные сейсмические зондирования [4, 6, 7, 8, 12, 14, 15, 16] и анализ их результатов [2, 5, 16, 17, 18] позволяют представить характер глубинного строения Западно-Сибирской плиты. Задача исследований состоит в выявлении блокового строения консолидированной части коры по данным ГСЗ с возможной взаимосвязью его с распределением месторождений нефти и газа в платформенном чехле. Материалы ГСЗ, естественно, не могут дать сведений о хронологической последовательности преобразования коры и верхней мантии на разных этапах геологической эволюции региона. Автор статьи по этому вопросу придерживается представлений В. С. Суркова (1981 г.) и считает, что полученные результаты о глубинном строении Западно-Сибирской плиты [5, 13] в некоторой степени согласуются с ними. В верхней части земной коры по данным ГСЗ на глубинах от 1 до 6 км наиболее четко прослеживается граница Ф, характеризующаяся v_p 5,1—5,2 км/с и соответствующая поверхности мезозойского гетерогенного фундамента. Ниже ее фиксируется граница КК на глубинах от 4 до 10 км

(граничная скорость 6,0—6,5 км/с). Максимальные глубины залегания границы КК большей частью отмечаются в центральных районах Западной Сибири. Наблюдаются резкие перепады глубин ее с амплитудой до 3 км, соответствующие разрывным нарушениям. В отдельных районах региона граница КК может соответствовать кровле сильно метаморфизованных пород или поверхности складчатого нижнепалеозойского или докембрийского фундамента [16]. Иногда она может быть связана, судя по скоростям сейсмических волн, с породами основного состава.

Раздел Мохоровичича в Западной Сибири и структурах обрамления характеризуется граничной скоростью 7,9—8,7 км/с и прослеживается на 34—52 км, причем минимальные глубины его отмечаются в основном в центральной части, а максимальные — в обрамлении. Повсеместно фиксируются резкие перепады глубин границы М с амплитудой до 7 км, которые соответствуют разрывным нарушениям.

Динамические и кинематические особенности сейсмических волн наиболее четко характеризуют толщу консоли-

дированной коры границы М и КК. Графические построения и расчеты показали, что между глубинами залегания этих границ в пределах Центральной области Западной Сибири существует обратная связь [5]: опущенным на 2—4 км зонам поверхности КК соответствуют приподнятые на 2—4 км участки границы М.

Граница Конрада в консолидированной коре Западно-Сибирской плиты уверенно не прослеживается. Выше М выделяется граница КМ, которая характеризуется граничной скоростью от 7,1 до 7,6 км/с. Мощность слоя, заключенного между границами М и КМ, изменяется от 4 до 16 км. В ряде случаев граница КМ повторяет рельеф раздела М и также имеет резкие перепады глубин с амплитудой до 5 км. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что слой между границами М и КК может соответствовать коро-мантийной смеси [5].

В средней части консолидированной коры прослеживаются до четырех горизонтов, которые прерываются по laterали и в местах разрывов смещаются по вертикали до 2 км. Эти зоны разрывов совпадают в субвертикальном направлении с разрывными нарушениями границ КК, КМ, М и могут соответствовать контактам блоков консолидированной части коры.

Ниже раздела М под Центральной областью Западно-Сибирской плиты (исключая Ханты-Мансийский блок) [5] приблизительно до глубины 130 км залегает верхняя мантия, отмечаемая пониженными (8,1—8,2 км/с) значениями скоростей — аномальная мантия. Такие значения соответствуют средней граничной скорости на разделе М этого региона. Под Сибирской платформой и Уралом аномальная мантия отсутствует и верхняя мантия характеризуется высокими (8,4—8,8 км/с) скоростями [4, 6, 13].

Морфология рельефа основных поверхностей раздела М и КК имеет определенную взаимосвязь. По этим границам выделяется Центральная область [5]. Приподнятой на 8—10 км поверхности М относительно структур обрамления соответствует опущенная на 6—10 км поверхность КК.

Таким образом, в морфологии поверхностей М и КК Западно-Сибирской

плиты обнаруживается субвертикальная зональность, наиболее характерная для Центральной области.

Мощность коры, заключенной между границами М и КК, 26—46 км [5]. Максимальные мощности приурочены к структурам обрамления, а минимальные — к Центральной области. В пределах Центральной области выделяются зоны с минимальной (28 км) и максимальной (36—38 км) мощностью коры. Столь большое различие в значениях мощностей коры блоков расположенных структур говорит о различиях в их геологическом строении. Сопоставление полученных данных с материалами по другим регионам [3, 11] позволяет заключить, что районы минимальной мощности коры могут соответствовать зонам глубокой тектонической переработки, а максимальной — останцам древних складчатых комплексов.

Из анализа сейсмогеологических разрезов следует, что разрывные нарушения границ М и КК максимальной амплитуды в основном соответствуют зонам сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты и районам сочленения Колтогорско-Уренгойского и Худосейского грабен-рифтов со структурами их обрамления [18], а также зонам контактов маломасштабных разломов, по которым происходило их поднятие и опущение в субвертикальном или субгоризонтальном направлениях.

На схеме рельефа границ КК и М нанесены разломы первого и второго порядков [10]. К первым авторами отнесены дизъюнктивы, ограничивающие наиболее крупные тектонические подразделения. Такие разломы на территории Западной Сибири разделяют приподнятые и опущенные зоны по основному складчатые системы обрамления. Разломы второго порядка представляют собой такие же зоны поверхности М, но делят структурно-формационные единицы внутри складчатых систем, в состав которых входят участки соответствующих планов представляющих собой крупные антиклинории и синклинории (Шаркалинский, Верхнедзержинский и Пыль-Карамский мегаантиклинорий и др.) [18]. Вторые дизъюнктивы отнесены к разломам третьего порядка. Разломы первого и второго порядков, по-видимому, рассекают земную кору и уходят в мантию.

Особенности рельефа границ М и КК и разломы первого и второго

порядка взаимосвязаны. Так, Центральная область почти непрерывно оконтуривается такими разломами. Поднятия и прогибы по поверхностям М и КК в пределах ее также ограничиваются глубинными разломами (рис. 1, 2).

Таким образом, по морфологическим характеристикам границ М и КК, а также положению глубинных разломов возможно районирование территории по поверхностям М и КК, ограничивающим консолидированную кору региона.

Для Западно-Сибирской плиты наиболее характерной является Центральная область, которую обрамляют Западный, Казахский, Алтае-Саянский, Приенисейский районы. В пределах Центральной области выделяются районы с приподнятой поверхностью КК и опущенной М, ограниченные зонами глубинных разломов (Надымский, Нижневартовский, Русско-Челябинский), а также опущенные по поверхности КК и приподнятые по М районы Колтогорско-Уренгойский, Худосейский, Тобольский, Сургутский, Ханты-Мансийский (см. рис. 1, 2).

Блоковое строение консолидированной коры проявляется на всю ее мощность. Стыки между блоками часто представляют собой зоны глубинных разломов, по которым происходило их поднятие и опущение в субвертикальном или субгоризонтальном направлениях.

Для выявления блокового характера строения консолидированной коры Западно-Сибирской плиты необходимо сопоставить строение основных ее подразделений. Такие разломы на территории Западной Сибири разделяют приподнятые и опущенные зоны по основному складчатые системы обрамления. Разломы второго порядка представляют собой такие же зоны поверхности М, но делят структурно-формационные единицы внутри складчатых систем, в состав которых входят участки соответствующих планов представляющих собой крупные антиклинории и синклинории (Шаркалинский, Верхнедзержинский и Пыль-Карамский мегаантиклинорий и др.) [18]. Вторые дизъюнктивы отнесены к разломам третьего порядка. Разломы первого и второго порядков, по-видимому, рассекают земную кору и уходят в мантию.

Таким образом, консолидированная кора Западно-Сибирской плиты имеет блоковое строение. Зоны контактов блоков соответствуют тектоническим разломам — разломам. Рассмотрим строение отдельных блоков консолидированной коры.

Колтогорско-Уренгойский блок расположен в Центральной области и про-

тягивается от Обской губы на севере до Усть-Тыма на юге. Блок имеет клинообразную форму: на севере ширина его максимальна (300 км), а на юге минимальна (до 50 км). Мощность блока 26—30 км. Граничные скорости на поверхности КК 6,4—6,5 км/с — повышенные для региона. Граничные скорости по поверхности М изменяются от 7,9 до 8,2 км/с. Внутри блока прослеживаются разломы субмеридионального простирания.

Худосейский блок расположен восточнее Колтогорско-Уренгойского и имеет субмеридиональное простирание. По поверхности КК блок прослеживается по сейсмическим данным от Новосибирска до Дудинки, по поверхности М — от Колпашева до Игарки. Ширина блока 100—200 км, а мощность его 28—30 км. Граничные скорости по поверхности М минимальные (7,9—8,03 км/с), по КК максимальные (6,5—6,6 км/с). В пределах блока выделяются разломы субмеридионального простирания.

Колтогорско-Уренгойский и Худосейский блоки по геолого-геофизическим характеристикам соответствуют положению грабен-рифтов [18]. Эти блоки, судя по сейсмическим особенностям границы КК, могут быть значительно сильнее насыщены базальтами, чем другие выделенные в регионе.

Тобольский, Ханты-Мансийский и Сургутский блоки расположены также в пределах Центральной области. Мощность их изменяется от 26 до 32 км. Граничные скорости по поверхности М 8,0—8,7 км/с, а по КК 6,3—6,4 км/с. Внутри этих блоков прослеживаются разломы субширотного и субмеридионального простирания.

Общей особенностью всех рассмотренных блоков является пониженная мощность их. Геометрические формы, размеры блоков различны. Анализ граничных скоростей, характерных для основных поверхностей в консолидированной коре, позволяет заключить, что Колтогорско-Уренгойский и Худосейский блоки, по-видимому, сильнее подвержены тектонической переработке, чем Тобольский, Ханты-Мансийский и Сургутский. Пониженная мощность блоков по сравнению с другими блоками Центральной области может говорить о том, что в этих районах произо-

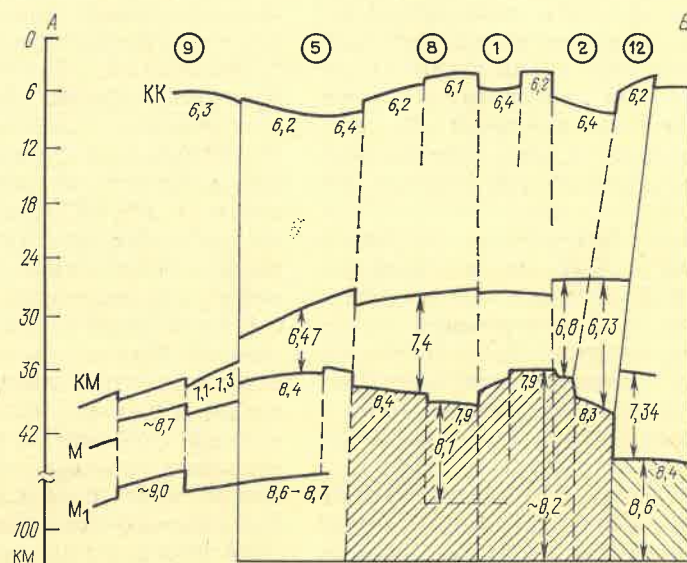
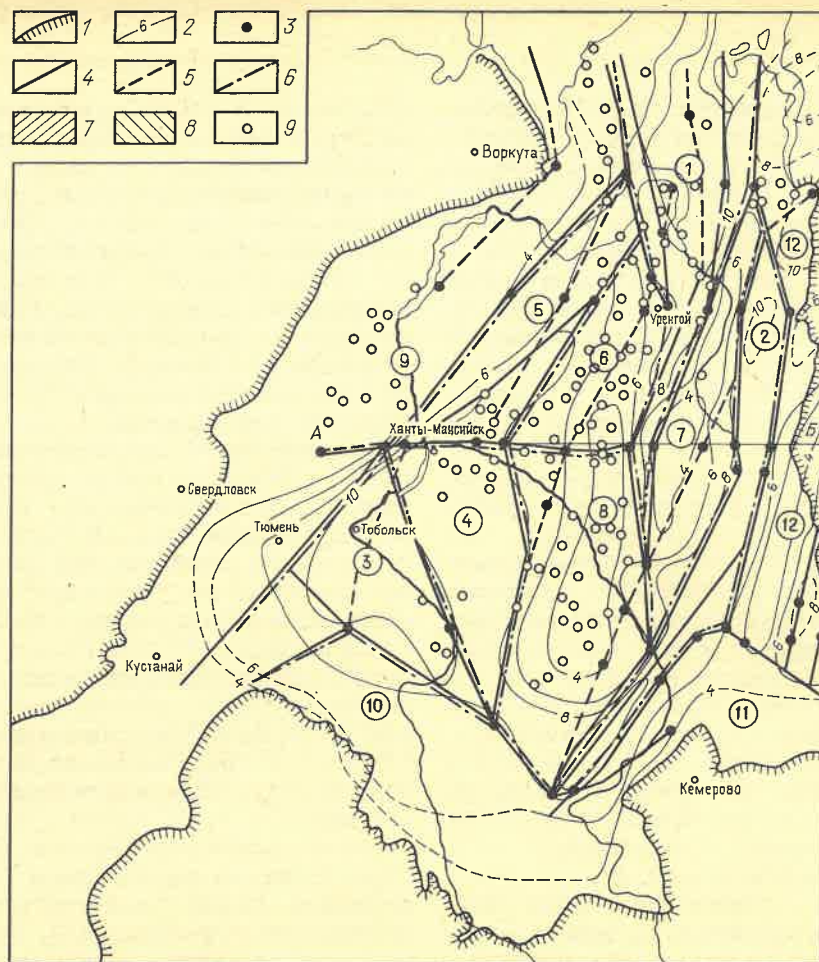


Рис. 1. Схема районирования территории по особенностям поверхности КК и схематический разрез консолидированной части коры и верхней мантии по профилю А—Б
1—границы складчатых структур обрамления; 2—изолинии глубин поверхности КК; 3—разрывные нарушения на поверхности КК; 4—разломы 1-го и 2-го порядков; 5—разломы 3-го порядка; 6—линия, ограничивающая блоки на поверхности КК (блоки с опущенной поверхностью КК); 1—Колтогорско-Урен-

гойский, 2—Худосейский, 3—Тобольский, 4—Сугутский, 5—Ханты-Мансийский; блоки с приподнятой поверхностью КК: 6—Надымский, 7—Русско-Часельский, 8—Нижневартовский; блоки обрамления Центральной котловины: 9—Зауральский, 10—Казахский, 11—Алтае-Саянский, 12—Приенисейский; 7—аномальная мантия с пониженными скоростями сейсмических волн; 8—верхняя мантия с повышенными скоростями сейсмических волн; месторождения нефти, газа и газоконденсата

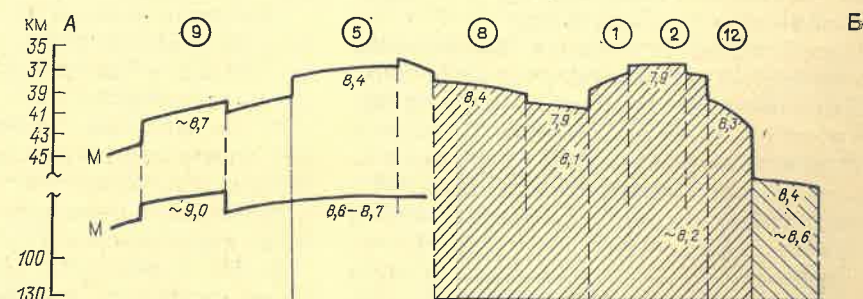
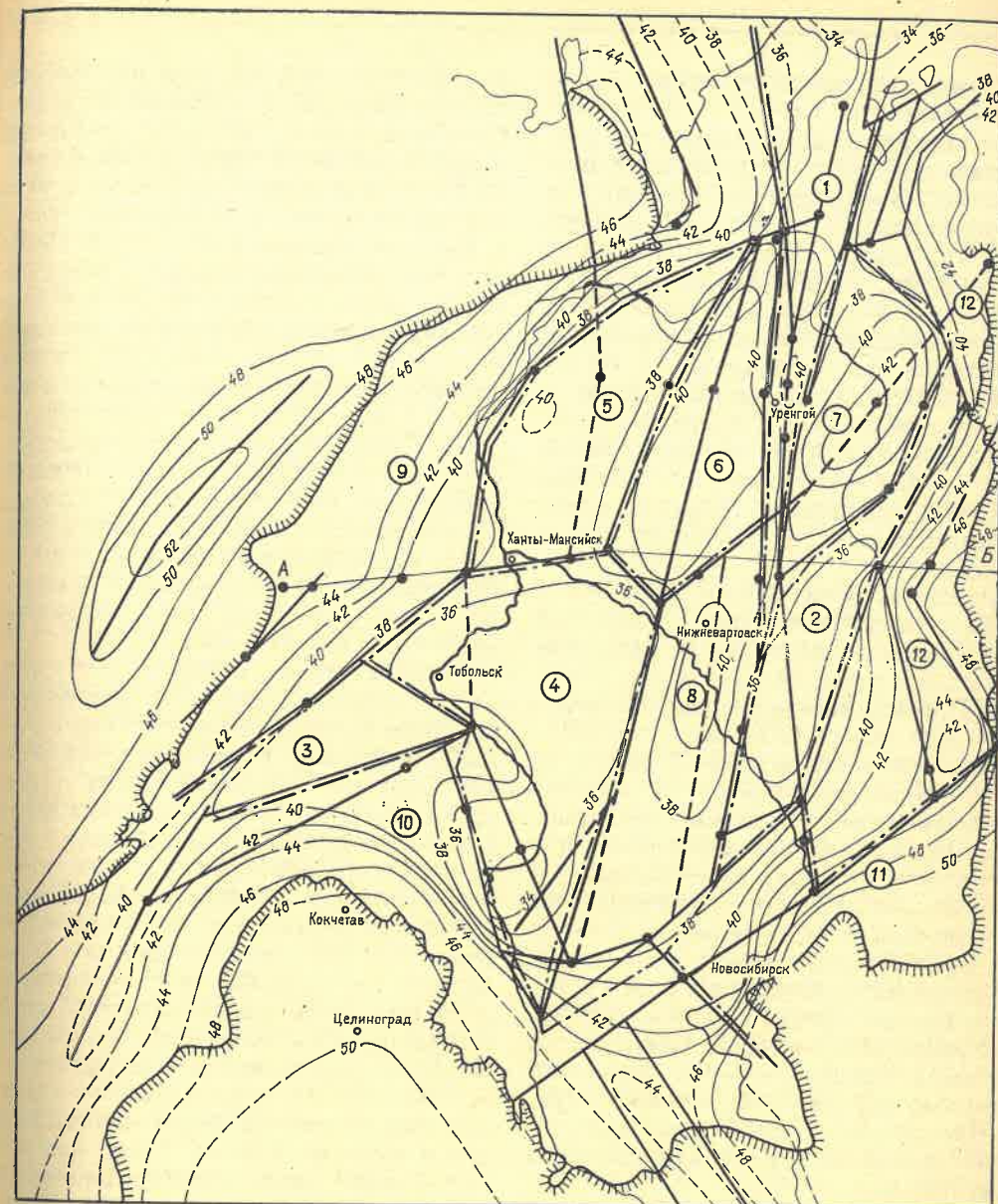


Рис. 2. Схема районирования территории по особенностям поверхности М и схематический разрез верхней мантии по профилю А—Б
Усл. обозн. см. рис. 1

шла существенная перестройка консолидированной коры.

Нижневартовский и Надымский блоки, имеющие субмеридиональное простирание, расположены к западу от Колтогорско-Уренгойского. Протяженность их около 1500 км, а ширина 250—400 км. Мощность блоков 30—38 км, т. е. максимальная для Центральной области. Граничные скорости по поверхности М изменяются от 7,9 до 8,4 км/с, причем минимальная фиксируется в зоне сочленения Нижневартовского и Колтогорско-Уренгойского блоков. Поверхность КК характеризуют граничные скорости, изменяющиеся в широком диапазоне (6,0—6,5 км/с).

Русско-Часельский блок, простирающийся субмеридионально в восточной части Центральной области, примыкает к Колтогорско-Уренгойскому с востока. Протяженность блока по поверхности КК около 1000 км, а по М—700 км; мощность его 36—38 км, т. е. он, как Нижневартовский и Надымский блоки, имеет максимальную мощность консолидированной части коры по сравнению с другими блоками в Центральной области. Граничные скорости по поверхности М изменяются от 8,03 до 8,2 км/с, причем минимальные скорости отмечаются в зоне сочленения Русско-Часельского и Колтогорско-Уренгойского блоков. Поверхность КК здесь характеризуется граничной скоростью 6,3 км/с. В пределах Русско-Часельского блока также выделяются разломы субмеридионального простирания.

Таким образом, часть Центральной области Западно-Сибирской плиты, включающая основные блоки — Нижневартовский, Надымский и Русско-Часельский, — отличается повышенной мощностью консолидированной коры. Эта область разбита Колтогорско-Уренгойским блоком, соответствующим положению рифта [18], и на востоке отделена от Приенисейского блока Худосейским, также соответствующим грабен-рифту (см. рис. 1). Можно предполагать, судя по мощности коры и сейсмическим скоростям, что Нижневартовский, Надымский и Русско-Часельский блоки — останцы древней коры, существовавшей ранее на территории Западной Сибири. На перифе-

рии Центральной области расположены Зауральский, Казахский и Алтае-Саянский блоки, которые являются продолжением на территорию Западно-Сибирской плиты глубинных структур обрамления [2, 5, 13, 18].

Как отмечалось выше, под Центральной областью Западно-Сибирской плиты ниже раздела М до глубины 130 км фиксируется блок аномальной мантии с пониженными скоростями распространения сейсмических волн 8,1—8,2 км/с. Восточнее под структурами Сибирской платформы он отсутствует и отмечается блок с высокими скоростями (8,6—8,8 км/с). На западе Центральной области под Ханты-Мансийским блоком в верхней мантии на глубинах 54—60 км выделена граница М₁, характеризующаяся граничной скоростью 8,6—8,7 км/с [7].

Сопоставление сейсмических данных свидетельствует о достаточно сложном взаимоотношении блоков консолидированной коры и верхней мантии Западно-Сибирской плиты. Однако аномальный блок в верхней мантии главным образом отмечается под Центральной областью.

В пределах Центральной области выделены разрывные нарушения по поверхности М с амплитудой 1—5 км, поднятия и прогибы ее с амплитудой 2—4 км. Здесь же отмечаются зоны глубинных разломов, которые по простиранию увязываются с морфологией поверхности М, т. е. существуют данные для выделения более мелких блоков в верхней мантии. Такое положение блоков консолидированной части коры и верхней мантии может свидетельствовать о наличии взаимосвязи в развитии коры и аномальной мантии.

Основные выводы по строению консолидированной коры и верхней мантии Западно-Сибирской плиты сводятся к следующему.

1. Морфология поверхностей М и КК контролируется положением глубинных разломов, и это позволило выполнить районирование территории по этим поверхностям.

2. На территории Центральной области выделены районы с минимальной и максимальной мощностью консолидированной коры. Первые соответствуют зонам глубокой тектонической переработки, а вторые — могут

быть останцами древней коры.

3. Анализ морфологических особенностей поверхностей М и КК и положения зон глубинных разломов позволяет заключить, что для каждого типа блока консолидированной коры может существовать определенный блок в верхней мантии.

4. Выявленная взаимосвязь между блоками консолидированной коры и верхней мантии — одно из свидетельств влияния процессов в верхней мантии на формирование коры.

5. Схема районирования территории по особенностям поверхностей М и КК включает основные блоки в консолидированной коре Западно-Сибирской плиты: Колтогорско-Уренгойский и Худосейский, соответствующие положению грабен-рифтов (первый тип), Тобольский, Surgутский и Ханты-Мансийский, вероятно, соответствующие зонам глубокой тектонической переработки (второй тип); Нижневартовский, Надымский и Русско-Часельский — останцы древней коры (третий тип).

Сопоставим полученные сведения о блоковом строении консолидированной коры с распределением месторождений нефти и газа в платформенном чехле. Основное количество нефтегазовых месторождений в Западной Сибири сосредоточено в мезо-кайнозойском платформенном чехле. По геолого-геофизическим данным, на большей части рассматриваемого региона чехол характеризуется согласным залеганием слоев.

Для выявления возможной связи между размещением месторождений нефти и газа и блоковым строением консолидированной коры был выполнен статистический анализ. При этом исследовалось положение месторождений относительно верхней поверхности блоков — границы КК.

На схему районирования территории по особенностям поверхности КК (см. рис. 1) нанесены основные нефтяные, газовые и газоконденсатные месторождения [9]. В пределах Центральной области находятся 77 % месторождений [5], остальные — в Зауральском блоке и северной части Приенисейского. Анализ размещения месторождений нефти и газа относительно блоков консолидированной ко-

ры показывает, что 47 % всех месторождений в Западной Сибири находятся в пределах Нижневартовского и Надымского блоков, которые отнесены к третьему типу. Эти блоки, включая и Русско-Часельский, занимают около 20 % всей площади Западной Сибири. В пределах Зауральского блока, площадь которого составляет 15 %, обнаружено 18 % всех месторождений. На севере Зауральский блок вплотную примыкает к Колтогорско-Уренгойскому. Минимальное количество месторождений (8 %) отмечено в пределах Колтогорско-Уренгойского и Худосейского блоков, отнесенных к первому типу.

В пределах Тобольского, Surgутского и Ханты-Мансийского блоков обнаружено 19 % месторождений. Основное количество их расположено на стыке Ханты-Мансийского и Surgутского блоков. На Ханты-Мансийском профиле ГСЗ [7] верхняя мантия отмечается повышенными скоростями распространения сейсмических волн. Возможно, что здесь консолидированная кора и верхняя мантия обладают особенностями, свойственными Зауральскому блоку. Общая площадь этих блоков, выделенных по поверхности КК, составляет около 40 % всей площади Западной Сибири. Приенисейский блок занимает 10 % площади. В северной части его, примыкающей к Енисей-Хатангскому прогибу, находится 5 % месторождений.

На юге Западной Сибири, в пределах Казахского и Алтае-Саянского блоков, нефтегазовых месторождений не отмечено, площадь их составляет 15 %.

Проведенный статистический анализ свидетельствует о наличии связи между распределением основных месторождений нефти и газа в платформенном чехле и строением консолидированной части коры, выделенных блоков (таблица). Максимальное количество месторождений приурочено к блокам, которые соответствуют останцам древних складчатых комплексов. Значительное число их отмечается также в пределах блоков, которые включают уральские структуры, продолжающиеся на территорию Западной Сибири, а минимальное — на площади блоков, соответствующих положению грабен-

Распределение основных месторождений нефти, газа и газоконденсата относительно блоков консолидированной коры Западно-Сибирской плиты

Блок	Характеристика блока	Площадь блока по поверхности КК, % от общей площади плиты	Количество месторождений, % от их числа
Центральная область в целом		60	77
Надымский и Нижневартовский	Максимальная мощность консолидированной коры; останцы древних складчатых комплексов	13	47
Русско-Часельский		7	3 (?)
Колтогорско-Уренгойский	Минимальная мощность коры; сильная тектоническая переработка	7	8
Худосейский		8	0
Тобольский		8	3
Сургутский		9	7
Ханты-Мансийский		8	3
Блоки обрамления Центральной области		40	23
Зауральский	Отражают продолжение под Западно-Сибирскую плиту глубинных структур обрамления	15	18
Приенисейский		10	5 (?)
Казахский		10	0 (?)
Алтае-Саянский		7	0 (?)

рифтов и блоков, подверженных глубокой тектонической переработке.

Следует отметить, что в среднем мощность осадочной толщи на площади блоков в Центральной области приблизительно одинакова, а в пределах Колтогорско-Уренгойского и Худосейского блоков, где обнаружено минимальное число месторождений, она даже больше.

Представляется, что обнаруженная связь между распределением нефтегазовых месторождений в платформенном чехле и их положением относительно поверхности КК можно объяснить процессами, связанными с формированием консолидированной коры Западно-Сибирской плиты.

Одним из основных показателей термодинамических условий в земной коре и верхней мантии является поверхностная плотность теплового потока. На территории Западно-Сибирской плиты этот параметр недостаточно исследован. Разброс значений поверхностной плотности теплового потока $2,9 \times 10^{-6}$ — $8,8 \cdot 10^{-6}$ Дж/см²·с при точности определения 10—30 %. Средняя поверхностная плотность теплового потока для всей территории плиты $5,6 \times 10^{-6}$ Дж/см²·с. С другой стороны, формирование консолидированной ко-

ры Западной Сибири происходило на относительно ранних этапах геологической истории Урала — Сибирской платформы. В связи с этим можно полагать, что современный тепловой поток в Западной Сибири не отражает полностью те термодинамические условия, которые существовали во время активного преобразования земной коры и создания седиментационного бассейна со значительной мощностью осадков.

Поэтому при изучении теплового потока Западной Сибири необходимо обратиться к регионам, где формирующие процессы в консолидированной коре, связанные с развитием аномальной мантии, сохранились до наших дней. К таким можно отнести окраинные моря Тихоокеанского пояса и, в частности, Японское море, формирование которого связывается с наличием под ним аномальной мантии [3, 11].

Проведенный расчет глубинных температур по данным поверхностной плотности теплового потока [3] показывает, что под глубоководными котловинами, соответствующими зонам глубокой тектонической переработки изотермы 1200°, 600° и 400 °С прослеживаются на глубинах порядка соот-

ветственно 35—30, 10 и 5 км, а изотерма 200 °С — в низах осадочного чехла мощностью 2 км. Под структурами обрамления глубоководных котловин изотерма 1200 °С (зона фракционного плавления) фиксируется на глубине около 100 км, а 400 °С и 200 °С — на 25—20 км и 10 км, т. е. в пределах консолидированной коры. В районах останцов древней континентальной коры, в пределах окраинных морей, изотермы 1200°, 600°, 400 °С прослеживаются в верхней мантии и земной коре ниже, чем в глубоководных котловинах, а изотерма 200 °С проходит ниже осадочной толщи.

Известно, что температурный режим существенно влияет на состав нефтей. С повышением температуры нефть метанизируется, уменьшаются ее вязкость и плотность, снижается содержание смол. При высоких температурах (200 °С и выше) происходит деструкция (разрушение) нефти и переход ее в газ (метан), который может также разлагаться при более высоких температурах на углерод и водород [1].

Таким образом, термодинамические условия в окраинных морях и на структурах их обрамления различны. Высокие температуры в глубоководных котловинах, зонах глубокой тектонической переработки могут привести к разрушению нефтей в осадочном чехле. На структурах обрамления окраинных морей термодинамические условия и температуры нормальные. В области останцов древних континентальных структур отмечаются средние значения температур между температурами в зонах глубокой тектонической переработки коры и в пределах структур обрамления. Такие термодинамические условия, по-видимому, могут сопутствовать формированию нефтей в осадочном чехле. Возможно, сходные термодинамические условия существовали и на территории Западной Сибири в период активного преобразования консолидированной коры и создания седиментационного бассейна.

Итак, термодинамические процессы в верхней мантии и земной коре Западной Сибири существенно влияли на формирование нефтегазовых месторождений.

Сформулируем основные выводы по нефтегазоносности.

1. Тектонические процессы и термодинамические условия в земной коре и верхней мантии Западной Сибири отражают закономерный характер распределения нефтегазовых месторождений.

2. Выявленные закономерности распределения месторождений нефти и газа, размещенных в мезо-кайнозойском платформенном чехле, и их положения относительно блоков консолидированной части коры, различающихся мощностью и скоростными характеристиками, могут быть использованы при поиске перспективных площадей.

3. По результатам статистического анализа распределения месторождений нефти и газа, размещенных в платформенном чехле, и их положения относительно поверхности КК в консолидированной коре с учетом термодинамических условий перспективными площадями являются Нижневартовский, Надымский, Русско-Часельский и Зауральский блоки, малоперспективными — Колтогорско-Уренгойский, Худосейский и Тобольский. Предполагается перспективность района сочленения Сургутского и Ханты-Мансийского блоков.

4. Данные о строении блоков консолидированной части коры Центральной области Западно-Сибирской плиты, распределении месторождений нефти и газа в платформенном чехле, термодинамических условиях в земной коре и верхней мантии, тектонической переработке блоков коры свидетельствуют о том, что поиски нефтегазовых месторождений ниже платформенного чехла следует проводить на тех же отмеченных выше перспективных площадях. Кроме того, эти материалы противоречат идеям неорганического происхождения нефти и подтверждают ее органическое происхождение.

Приведенные результаты исследований должны быть в дальнейшем дополнены данными других геолого-геофизических методов, что позволит выявить внутреннее строение блоков консолидированной коры, оценить их вещественный состав и уточнить границы блоков по поверхностям М и КК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и геохимия нефти и газа. М., Недра, 1982.
2. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Канторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, В. С. Сурков. М., Недра, 1975.
3. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о-в Хонсю — Тихий океан/А. Г. Родников, А. Г. Гайнанов, Б. В. Ермаков и др. М., Наука, 1982.
4. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы/С. В. Крылов, А. Л. Крылова, Б. Н. Мишенькин и др. — Геология и геофизика, 1967, № 2, с. 2—29.
5. Глубинное строение Западной Сибири/Е. В. Карус, Г. А. Габриэляни, В. М. Ковылин, Н. М. Чернышев. — Сов. геология, 1984, № 5, с. 75—85.
6. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным/Н. М. Чернышев, А. В. Егоркин, Э. Г. Данилова. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 46—58.
7. Дружинин В. С. Особенности строения Западно-Сибирской плиты по Ханты-Мансийскому профилю ГСЗ. — Геология и геофизика, 1983, № 4, с. 3—6.
8. Егоркин А. В., Павленкова Н. И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям. — Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 86—94.
9. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. М-б 1:2 500 000. Ред. Н. А. Флоренцев, И. П. Варламов. М., СНИИГГиМС, 1978.
10. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000. Объяснительная записка. Науч. ред. В. А. Унсков, изд. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1982.
11. Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М., Наука, 1979.
12. Крылов С. В. Глубинное сейсмическое зондирование Сибири. Автореф. докт. дис. Новосибирск, Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1971, с. 1—35.
13. Новые данные о разделе Мохоровичича и верхней мантии Западно-Сибирской плиты/Е. В. Карус, Г. А. Габриэляни, В. М. Ковылин, Н. М. Чернышев. — Сов. геология, 1984, № 5, с. 75—85.
14. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на среднем Урале/Н. И. Халевин, В. С. Дружинин, В. М. Рыбалка и др. — Физика Земли, 1966, № 4, с. 36—44.
15. Особенности методики и результаты глубинных сейсмических исследований на Красноуральском профиле ГСЗ/В. С. Дружинин, С. Н. Кошубин, В. М. Рыбалка, Л. Н. Шарманов. — В кн.: Сейсморазведка при поиске месторождений цветных металлов на Урале. М., 1981, с. 103—119.
16. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, 1971, с. 94—113.
17. Суворов В. С., Крылов С. В. Закономерности глубинного строения Западной Сибири. — В кн.: Строение земной коры Западной Сибири, Новосибирск, 1974, с. 30—41.
18. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундаментальное развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981.

УДК 551.263 : 553.041

В. М. НЕМЦОВИЧ (ВСЕГЕИ)

Формационный анализ при региональных геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях

Формационный анализ как синтезирующий метод исследования геологических образований позволяет определить сложные взаимосвязи геологических явлений и может быть использован для различных целей. При геологическом исследовании разных масштабов формационный анализ дает возможность установить тип (вид) геологических и рудных тел, выяснить закономерности их развития и размещения, всесторонние связи оруденения с геологическими образованиями. При прогнозно-металлогенических исследованиях, сопровождающих средне- и крупномасштабную геологическую съемку, особое значение приобретает рудно-

формационный анализ, включающий определение формационной принадлежности рудных объектов и связи рудных формаций с конкретными геологическими формациями.

Все более широкое применение формационный анализ находит при геологической съемке благодаря общности главного объекта их изучения: при геологической съемке — это картирование геологических тел, как правило, метаморфических и сложнопостроенных; при формационном анализе — это виды и типы геологических тел и закономерности их размещения.

Формационный анализ развивается в двух основных направлениях: пара-

генетическом и генетическом. При парагенетическом или структурно-вещественном подходе формации выделяются не столько по общности условий их образования, сколько по их сонахождению, повторяемости парагенезов горных пород, часто генетически различных. При генетическом подходе формации выделяются прежде всего по происхождению пород, закономерно образующихся в сходном комплексе тектонических и фациальных условий. В последние годы происходит взаимное проникновение структурно-вещественного и генетического подходов как дополняющих друг друга методов при всестороннем изучении геологических и рудных формаций [1, 2, 4, 10, 12].

Выделение элементарных парагенезов горных пород и разработка формационной систематики должны в первую очередь основываться на наиболее объективных структурно-вещественных признаках, конечно, с учетом их геолого-тектонической позиции и других данных. Генетическое же изучение (историко-эволюционное, фациальное, петрогенетическое), не снижая объективности выделения самих формаций, помогает выявлению «конвергентных» формаций со сходными морфологическими признаками, но образовавшихся в разных геологических условиях, установлению границ и объемов пространственно сопряженных комплексов горных пород и решению других вопросов.

Геологические формации и формационные ряды. Основным понятием формационного анализа является геологическая формация (геогенерация, по Н. Б. Вассоевичу) — парагенез горных пород с характерными особенностями состава и структуры, слагающий единое геологическое тело или группу геологических тел, образовавшихся в близких геологических условиях (на определенном этапе развития геоструктурных зон в сходном комплексе фациальных условий). Структура формаций отражает устойчивые взаимные отношения пород (например, характер напластования, пересечения, ритмичности и зональности расположения в разрезе).

Различаются абстрактные и конкретные геологические формации. Абстрактная формация, или формацион-

ный тип (вид), объединяет совокупность однотипных формаций независимо от их возраста и географической позиции. Конкретные геологические формации выделяются в отдельных регионах, представляя собой совокупность однотипных геологических тел (или одно тело), близких по возрасту и геологической обстановке проявления. Конкретные осадочные и осадочно-эффузивные формации представлены свитой или серией. Конкретной интрузивной формации соответствует интрузивный комплекс.

Формационный анализ метаморфических комплексов на данной стадии развития учения о геологических формациях может сводиться к выявлению первичных геологических формаций на основе реконструкции исходного состава метаморфических пород. Среди метаморфических комплексов выделяются метаморфизованные осадочные, осадочно-эффузивные и плутонические формации, метаморфизованные в условиях различных фаций наложенного метаморфизма. Границы метаморфических фаций могут быть как согласными со стратиграфическими границами, так и секущими (зональные комплексы).

Ряд исследователей предлагает выделять самостоятельные метаморфические формации главным образом с учетом типов метаморфизма. Так, Н. Л. Добрецовым (1981 г.) предложена схема классификации, включающая более 50 «обобщенных метаморфических формаций» (офиолитовая, филлитовая, полиметаморфические, диафторические, кварц-сланцевая, эклогит-глаукофан-сланцевая, эклогит-гнейсовая, железорудно-гнейсовая, магнетитовых кварцитов и др.). Формационная терминология при таком подходе пока только складывается и отражает то характер метаморфизма, то первичный состав. Использование понятия «метаморфическая формация» несомненно полезно при регионально-петрологических исследованиях крупных регионов. Выделение самостоятельных метаморфических и метасоматических формаций целесообразно при геологическом картировании площадей глубоко метаморфизованных образований, в которых выявление первичных геоло-

гических формаций крайне затруднено, а иногда и невозможно.

Анализ возрастной последовательности и пространственного размещения геологических формаций позволяет выделять вертикальные (эволюционные) и латеральные ряды. Вертикальные ряды отражают тектоно-магматические циклы, этапы и стадии геологического развития. Латеральный ряд — это группа формаций, фациально сменяющих друг друга в пространстве в пределах одного этапа тектоно-магматического цикла. Конкретные латеральные формационные ряды охватывают группы разновозрастных формаций, проявленных в разных структурно-формационных зонах, а иногда и в пределах одной из них.

При крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях важное значение имеет изучение структуры формаций и соответственно выявление более мелких, чем формация, подразделений — элементарных парагенезов горных пород, парагенераций [2], субформаций, что можно рассматривать как задачу внутриформационного анализа (Р. Иванов, 1968 г.).

Элементарные парагенезы горных пород, повторяющиеся в однотипных геологических формациях, являются субформациями, т. е. частью формации. Для стратифицированных осадочно-эффузивных толщ субформации в конкретном ее проявлении может соответствовать подсвита или свита. К интрузивным субформациям могут быть отнесены фазы и фации интрузий, а также определенные уровни эрозийного среза plutонических тел, состав и рудоносность которых значительно меняются по вертикали.

Субформации обычно менее выражены по латерали, чем формации. Если последние коррелируются в разных структурно-формационных зонах, то прослеживание и корреляция субформаций в латеральном направлении значительно затруднены. Выявление латеральной изменчивости в пределах одной формации и выделение латеральных рядов субформации способствуют пониманию причин изоморфизма, постепенных переходов между конкретными формационными залежами и отдельными региональными проявлениями формаций. Например, латеральная

изменчивость формаций сложно дифференцированных интрузий во многом определяется глубиной их эрозийного вскрытия.

Возможности широкого использования формационного анализа в практике прогнозно-металлогенических и геологических исследований во многом зависят от создания рациональной классификации геологических формаций, способствующей установлению формационной принадлежности изучаемых геологических образований и всесторонних связей между различными геологическими явлениями. Большинство исследователей классифицируют (группируют) геологические формации по геотектоническому (историко-геологическому) признаку, причем размещаются они на разных уровнях тектоно-магматических циклов и вертикальных формационных рядов. Но в таких группировках недостаточно учитываются латеральная формационная изменчивость, возможность синхронного образования геологических формаций в различных фациальных условиях.

Латеральная изменчивость осадочных формаций определяется прежде всего изменением тектонических и палеогеографических условий (климатических и режима осадконакопления). Важнейшим фактором, определяющим латеральную изменчивость эффузивных формаций, является состав исходной магмы, который меняется главным образом в зависимости от мощности земной коры, дополнительных очагов реоморфической магмы, а также характера глубинной ассимиляции магмы. Латеральная изменчивость plutонических формаций особенно велика и отражает влияние целого ряда факторов: глубины становления магматических тел, состава вмещающих толщ, структурного строения пород рамы в момент интрузии, глубины эрозийного среза и состава исходной магмы. Классификации геологических формаций с выделением латеральных рядов предложены В. Е. Хаиним (1964 г.) и автором [6, 7, 8].

При региональных прогнозно-металлогенических исследованиях используется и понятие парагенеза формаций — закономерного сонахождения геологических формаций. Повторяющиеся в определенном типе структурно-фор-

мационных зонах парагенезы формаций представляют собой комплексы формаций. Примером последних является офиолитовая ассоциация Штейнмана, которая объединяет спилит-диабазовую, дунит-гарцбургитовую и габбровую формации и дайковый комплекс офиолитовых зон эвгеосинклиналей.

Анализ вертикальных и латеральных рядов формаций и их комплексов позволяет выделить структурно-формационные зоны со свойственными им специфическими формационными комплексами и рядами и тектоническими режимами.

При региональном прогнозировании важно выделение типовых структурно-формационных зон. Д. В. Рундквистом с соавторами [10] проведена типизация структурно-формационных зон для целей металлогенического анализа. Выделено около 90 типов структурно-формационных зон, которые группируются одновременно по составу, структуре, генезису, а также этапам и стадиям их образования. Можно отметить некоторые сложности использования выделенных типовых структурно-формационных зон для целей геологической съемки, так как в основу их положены многие не первичные признаки.

В таблице приведена типизация важнейших геологических обстановок с выделением формационных подразделений разных иерархических уровней. Основным типом геологической обстановки применительно к средне- и крупномасштабной геологической съемке является геологическая формация, соответствующая геологическим телам, в виде конкретных свит, серий, plutонических комплексов и т. д., которые картируются в масштабе съемки.

Типы структурно-формационных зон выделены с учетом полноты, сложности истории геологического развития тектоно-магматических циклов, при этом сделана попытка увязать основные понятия новой глобальной тектоники и классической теории геосинклиналей. Сверху вниз сравнительно простые структуры незавершенных тектоно-магматических циклов сменяются более сложными, прошедшими более длительную историю развития. Океанические области сменяются зонами с корой переходного типа, далее

орогенами, затем платформами и, наконец, зонами тектоно-магматической активизации консолидированных структур, в которых может осуществляться преобразование континентальной коры в океаническую.

Срединноокеанические пояса, входящие в состав океанических областей, можно рассматривать как современные эвгеосинклинали. Среди орогенов выделены структурно-формационные зоны четырех типов. Орогены фемические представлены дислоцированными формационными океаническими и островодужными комплексами, которые объединены из-за трудностей их различия. Формационные комплексы шельфов, слагающие орогены салического типа, рассматривались ранее в рамках классической теории геосинклиналей как миогеосинклинальные образования. Но термин геосинклинальный к таким структурам не подходит, так как шельфы возникают на коре континентального типа.

Наиболее сложны в тектоническом отношении и перспективны в металлогеническом зоны тектоно-магматической активизации, которые подразделяются на эпирогенные и эпиплатформенные рифты. Последние охватывают не только современные, но и древние рифты, которые выделяют иногда в качестве авлакогенов.

Рудоносные геологические и рудные формации. При региональном металлогеническом анализе важно различать геологические формации по степени их перспективности на выявление месторождений тех или иных полезных ископаемых: а) неперспективные на данный вид полезных ископаемых; б) перспективные на те или иные полезные ископаемые; в) рудоносные, с которыми связаны рудные концентрации, представляющие практический интерес.

Характер связи оруденения с рудоносными формациями различный: генетический, парагенетический и структурный. По этому признаку геологические формации можно классифицировать следующим образом.

1. Рудоконцентрирующие формации заключают в себе генетически или парагенетически связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Рудный компонент (рудная формация)

Типизация геологических обстановок на формационной основе

Важнейшие структуры Земли	Типы структурно-формационных зон	Геологические формации	Важнейшие рудные формации
Океанические области	Срединно-океанические рифты (георифто-генали)	Натриевых базальтов Дунит-гарцбургитовая Габбровая Песчано-глинистая Кремнистая Карбонатная	Хромитовая Титан-железородная Конкреций железа и марганца То же Фосфоритовая
	Области океанического ложа (талассо-кратоны)	Натриевых базальтов Глинистая Кремнистая Карбонатная	Конкреций железа и марганца То же
Зоны переходного типа	Островные дуги	Зеленых туфов Флишoidная Молаассoidная Кремнисто-сланцевая Карбонатная Андезито-базальтовая	<u>Золото-серебряная</u> — — — — Молибден-медная порфировая, серно- и полиметаллическая колчеданные Полиметаллическая колчеданная <u>Золоторудная</u> , железородная
		Базальт-андезито-липаритовая Тоналит-гранодиоритовая Комплекс формаций георифтогеналей	—
	Области окраинных и внутренних морей	Песчано-глинистая Молаассовая Кремнистая Карбонатная Галогенная	— — Фосфоритовая Бокситовая Галитовая
	Шельфы океанов и морей	Глинисто-песчаная Молаассовая Угленосная Карбонатная Кремнистая Галогенная	Нефтегазоносная; <u>россыпей титана</u> , циркона, монацита, <u>золота</u> касситерита; фосфоритовая — Каменноугольная Бокситовая, фосфоритовая, нефтегазоносная Фосфоритовая Галитовая, карналлитовая
Континенты	Орогены (складчатые области)	Орогены фемического типа (дислоцированные комплексы океанов и островных дуг)	Аспидная Натриевых базальтов Андезито-базальтовая Базальт-андезит-липаритовая Кремнисто-сланцевая
			Медно-цинковая, ураноносная <u>золоторудная «черносланцевые»</u> Серно- и медно-цинковая колчеданные Молибден-медная порфировая, колчеданные серная, медно-цинковая и полиметаллическая <u>Золото-серебряная</u> <u>Железородная</u> , фосфоритовая

Продолжение табл.

Важнейшие структуры Земли	Типы структурно-формационных зон	Геологические формации	Важнейшие рудные формации
Орогены (складчатые области)		Карбонатная Дунит-гарцбургитовая	Барит-полиметаллическая, бокситовая Хромитовая, хризотил-асбестовая, тальковая, силикатно-никелевая, ртутная и <u>золоторудная</u> листовитовые Титан-железородная Железородная скарновая, <u>золоторудно-кварцевая</u> <u>Золоторудная</u> , железородная, вольфрамовая (шеелит) Титан-железородная (с апатитом и медью), хромитовая
		Габбровая Габбро-плагиогранитовая Тоналит-гранодиоритовая Дунит-клинопироксенит-габбровная	
	Орогены фемического типа (дислоцированные комплексы окраинных и внутренних морей)	Аспидная Флишoidная Флишевая Молаассовая Карбонатная Кремнисто-сланцевая Галогенная Угленосная Базальтовая	Медно-цинковая, ураноносная и <u>золоторудная «черносланцевые»</u> — — — Бокситовая Бокситовая, фосфоритовая Галитовая Каменноугольная Колчеданные медная, полиметаллическая железо-марганцевая — — Медно-молибденовая, грейзеновая, полиметаллическая, вольфрамовая, оловорудная <u>Золоторудная</u> , железородная, вольфрамовая (шеелит)
		Андезито-базальтовая Трахибазальтовая Гранодиорит-гранитовая Тоналит-гранодиоритовая	
Орогены (складчатые области)	Орогены фемического типа (дислоцированные комплексы шельфов)	Флишевая Флишoidная Молаассовая Угленосная Карбонатная	Нефтегазоносная То же — Каменноугольная Бокситовая, фосфоритовая, нефтегазоносная Фосфоритовая Галитовая, карналлитовая
		Кремнисто-сланцевая Галогенная	
Межгорные прогибы		Молаассовая Карбонатно-терригенная Угленосная Андезито-базальтовая Липаритовая	Калиеносная, бороносная, самородной серы Каменноугольная — Оловорудная сульфосольная, сурмяно-ртутная, <u>золото-серебряная</u> , флюорит-полиметаллическая Олово-вольфрамовая, олово-молибденовая Железородная альбитовая, полиметаллическая
		Гранитовая Габбро-диабазовая	

Продолжение табл.

Важнейшие структуры Земли	Типы структурно-формационных зон	Геологические формации	Важнейшие рудные формации	
Континенты	Платформенные области	Щиты (фундамент древних платформ)	Гнейсо-сланцевая Высокоглиноземистых гнейсов и сланцев Эклогит-гранулитовая Гнейсо-кварцитовая Амфиболито-метабазитовая Амфиболито-метакarbonатная Кварцит-кинцитигитовая Глаукофан-сланцевая Чарнокит-эндербитовая Зеленосланцевых диафторитов Мигматит-гранитовая Габбро-анортозитовая Перидотит-пироксенит-норитовая Рапакиви Комплекс формаций орогенов	Графитовая Высокоглиноземистая кианитовая, андалузит-корундовая Титановая рутиловая Хрусталеносная кварцево-жильная Железородная Магнетит-апатит-флогопитовая Графитовая кинцитигитовая — Титан-железородная эндербитовая Золоторудная диафторитовая Пегматитов керамических, мусковитовых и редкометаллических Апатит-титан-железородная, высокоглиноземистая полевошпатовая Сульфидная медно-никелевая Редкометаллическая скарновая, хрусталеносных пегматитов и жил —
		Платформенный чехол	Песчано-глинистая Битуминозно-глинистая Кварц-песчаная Карбонатная Кор выветривания Угленосная Галогенная Трапповая базальтовая Трапповая долеритовая Кимберлитовая Щелочно-ультраосновная с карбонатитами	Медистых песчаников, фосфоритовая, железородная, титан-цирконовых россыпей Молибден-ванадиеносных сланцев — Полиметаллическая баритовая, сидеритовая Бокситовая, каолиновая, титан-цирконовых россыпей Буро- и каменноугольная Соленосная, самородной серы Исландского шпата, баритовая, графитовая, целестиновая Сульфидная медно-никелевая, железородная Алмазная, редкоземельная Флогопитовая, апатит-титан-железородная, вермикулитовая, тантало-ниобиево-редкоземельная
		Прогибы перикратонные и краевые	Молассоидная Флишодная Галогенная	Фосфоритовая, каменноугольная Медистых песчаников Галитовая, самородной серы
	Зоны тектоно-магматической активизации	Эпиорогенные рифты	Молассоидная Лейкобазальтовая Липарит-лейкобазальтовая Трахибазальтовая Диабаз-пикритовая Щелочных базальтоидов и фонолитов Щелочных базальтоидов и лейцитифиров Щелочно-габброидная, натриевая Щелочно-габброидная, калиевая Щелочно-ультраосновная Миаскитовых нефелиновых сиенитов Комплекс формаций орогенов	Каменноугольная, уран-золоторудных конгломератов — — — — — Нефелиновая, редкоземельная Железородная, нефелиновая — Нефелиновая, тантало-ниобиево-редкоземельная —

Продолжение табл.

Продолжение табл.

Важнейшие структуры Земли	Типы структурно-формационных зон	Геологические формации	Важнейшие рудные формации
Континенты	Зоны тектоно-магматической активизации	Молассоидная Галогенная Трахибазальтовая Трапповая базальтовая Липарит-базальтовая Щелочных базальтоидов и лейцитифиров Трапповая долеритовая Габбро-верлитовая Перидотит-пироксенит-норитовая Щелочно-габброидная, калиевая Щелочно-ультраосновная с карбонатитами Кимберлитовая Апгитовых нефелиновых сиенитов Комплекс формаций платформ	Каменноугольная Галитовая, карналлитовая, самородной серы — — — — Сульфидная медно-никелевая То же Редкоземельная, железорудная, тантало-ниобиевая Флогопитовая, апатит-титан-железородная, вермикулитовая, тантало-ниобиевая, редкоземельная — Нефелин-апатитовая, редкометаллическая —

представляет собой часть формации геологической, т. е. рудные и заключающие их безрудные парагенезы — продукты одного геологического процесса и связаны единой структурой. Примерами их являются формации угленосная молассовая, сероносная андезитовая, хромитовая дунит-гарцбургитовая, никеленосная трапповая долеритовая.

2. Рудогенерирующие формации служат источником постмагматических месторождений, локализуемых за их пределами. К этому типу принадлежат многие интрузивные и вулканогенные формации, с которыми генетически связаны месторождения олова, вольфрама, железа и т. д.

3. Рудовмещающие формации являются благоприятной средой для образования наложенного гидротермально-метасоматического оруденения (месторождения сурьмы и ртути).

Приведенное разделение рудоносных формаций по существу близко к предложенному Д. В. Рундквистом [11], который выделяет формации продуктивные (соответствуют рудоконцентрирующим), материнские (соответствуют рудогенерирующим) и рудовмещающие.

Важнейшим объектом прогнозно-металлогенических исследований является

ся рудная (минерагеническая) формация. Большинство исследователей (В. А. Кузнецов, Р. М. Константинов, Е. Е. Захаров, Д. В. Рундквист и др.) выделяет рудные формации как виды рудных парагенезов или группы однотипных по вещественно-структурным особенностям месторождений, иногда с учетом их генетического типа (например, формации редкометалло-грейзеновая, железородная скарновая, хризотил-асбестовая гидротермальная), т. е. рудная формация — это группа месторождений сходного минерального состава, образовавшихся в близких геологических условиях. При этом подразумеваются прежде всего наблюдаемые геологические условия, включая связь месторождений с определенными осадочными и магматическими комплексами, а также близость физико-химических условий их образования.

Как и для геологических формаций, различаются рудные формации обобщенные, абстрактные (формационные типы) и конкретные, для которых могут быть указаны географическое положение и возраст (например, раннекембрийская хризотил-асбестовая формация Тувы). При таком подходе к одной формации могут быть отнесены парагенезы сходного состава и близ-

ких условий рудообразования, но связанные с различными геологическими формациями и образующиеся на разных этапах тектонического развития, в разной геолого-тектонической обстановке. Например, железорудная скарновая формация может быть связана с габбро-диорит-плагиигранитовой, тоналит-плагиигранит - гранодиоритовой, трапповой долеритовой, для каждой из которых соотношения между рудными и геологическими элементами, особенности метаморфизма и перспективы рудоносности во многом специфичны.

Поэтому необходим всесторонний анализ связи рудных формаций с геологическими (например, сульфидная медно-никелевая формация в связи с трапповой долеритовой или железорудная скарновая формация в связи с габбро-диорит-плагиигранитовой). Варианты группировок рудных формаций предложены во многих работах.

Рудные формации соотносятся с геологическими как часть с целым. С одной геологической формацией генетически, парагенетически и пространственно может быть связано несколько рудных. Вся совокупность последних, связанных с одной геологической формацией, объединяется в рудные серии (по С. С. Смирнову), ассоциации (по Д. В. Рундквисту), комплексы (по Д. И. Горжевскому) или ряды рудных формаций.

Некоторые исследователи предлагают относить все рудные образования, генетически или парагенетически связанные с одной геологической формацией, к одной рудной формации (А. Н. Кен, 1964 г.; В. С. Кормилицын, 1973 г.; П. А. Страна, 1976 г.). Однако при таком подходе недооцениваются структурно-вещественная специфичность рудных парагенезов и их генетические особенности. При этом выделяются такие рудные формации, как «хромит-ильменит - халькопирит-пентландитовая» протоплатформ (по П. А. Стране), «золото-молибден-свинцово-цинковая», связанная с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией (по В. С. Кормилицыну), т. е. в одну формацию включают месторождения, резко различные по составу, строению, условиям образования и размещения.

Многие крупные месторождения, рудные поля и узлы включают разные

рудные формации, подобно тому как многие магматические плутоны бывают гетерогенны и полиформационны. Важно различать пространственно совмещенные рудные формации, возникающие в результате наложения этапов рудообразования разного возраста, и зональный латеральный ряд рудных формаций, образующийся при закономерном изменении в пространстве физико-химических условий рудообразования. Отдельные члены латерального ряда могут обнаружить взаимные переходы в пространстве и проявляться в геологических структурах.

При анализе связи рудных и геологических формаций различают следующие типы оруденения в зависимости от характера соотношения процессов оруденения и образования парагенезов горных пород.

1. Сингенетическое оруденение, образовавшееся одновременно с вмещающими его комплексами горных пород материнской осадочной, магматической или метаморфической формации. При этом в метаморфических комплексах можно выделять:

а) метаморфизованное сингенетическое оруденение, возникающее при метаморфизме осадочных и магматических пород и преобразовании ранее образовавшихся рудных концентраций (метаморфизованные месторождения хромита, магнетит-ильменитовые месторождения Кусинского типа, золоторудные типа Витватерсранд и др.);

б) метаморфическое сингенетическое оруденение, которое возникает впервые в ходе метаморфизма (метаморфические месторождения графита, рутила и высокоглиноземистого сырья в гнейсо-сланцевых комплексах и др.).

2. Эпигенетическое оруденение, возникающее в рудовмещающих осадочных, магматических и метаморфических формациях в результате деятельности рудоносных постмагматических или метаморфогенных растворов. При этом можно выделить:

а) унаследованное эпигенетическое оруденение, связанное с деятельностью гидротермальных растворов, которые мобилизуют рудное вещество вмещающих пород (некоторые месторождения железа, медистых песчаников, свинца и цинка, флюорита и др.);

б) наложенное эпигенетическое оруденение, связанное с деятельностью рудоносных растворов, приносящих рудное вещество извне (месторождения сурьмы и ртутные).

Во многих месторождениях, тем более рудных полях оруденение может носить полигенный характер, т. е. пространственно сочетаться сингенетические и эпигенетические руды.

Металлогеническая специализация отдельных геологических формаций на определенные рудные формации позволяет использовать формационный критерий в качестве важнейшего при региональном прогнозировании. Этот критерий позволяет судить прежде всего о потенциальной рудоносности геологических тел. Например, известна теснейшая связь железо-марганцевого оруденения с недифференцированной спилит-диабазовой формацией. В связи с контрастной и сильно дифференцированной спилит-кератофировой формацией можно ожидать выявления колчеданных и медноколчеданных месторождений. На поиски медно-порфировых месторождений перспективна спилит-кератофировая формация при одновременном наличии плутонов габбро-плагиигранитовой формации.

Применение формационных критериев особенно важно при прогнозировании на стадиях перспективного планирования, при разбраковке рудопроявлений. Так, проявления хризотил-асбеста известны в связи со многими формациями основных и ультраосновных интрузий. Однако промышленно асбестоносна только одна формация — дунит-гарцбургитовая. Ореолы рассеяния никеля малоперспективны на выявление сульфидно-никелевых месторождений, если они связаны с ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и щелочными ультраосновной формаций, в которых никель присутствует в основном в силикатной форме, хотя содержание его в породах этих формаций превышает средние содержания в породах трапповой и других никеленосных формаций.

При крупномасштабных геологических работах недостаточно установить потенциальную перспективность геологических тел на основе формационного критерия. Конкретные геологические тела могут быть как рудоносными, так и безрудными. При прогно-

зировании рудных узлов и полей, связанных с конкретными магматическими телами и их группами, на первый план выступает задача выявления «внутриформационных» критериев прогнозирования, специфичных для отдельных геологических формаций. Для магматических формаций к числу таких критериев и определяющих их рудоконтролирующих факторов относятся: структурные (наличие разломов, зон их сопряжения и т. д.), возраст, характер соотношения плутонических тел с вмещающими толщами, морфология и мощность плутонов, степень дифференцированности слагающих их пород, особенности петрографического и минерального состава, геохимические показатели, глубина эрозионного среза магматических тел, состав вмещающей среды.

При прогнозной оценке площадей и отдельных геологических тел на то или иное полезное ископаемое важное значение имеет использование комплекса внутриформационных рудоконтролирующих критериев. Например, при прогнозировании месторождений графита в связи с трапповой долеритовой формацией можно использовать три критерия: 1) наличие мощных тел дифференцированных трапповых долеритов; 2) присутствие во вмещающих породах углистого вещества; 3) перспективность зоны верхнего экзоконтакта межпластовых тел, где прогрев пород рамы максимален.

При прогнозировании крупных месторождений хромита в телах дунит-гарцбургитовой формации можно использовать сочетание следующих критериев: 1) повышенное содержание хрома в магматических телах (в среднем более 0,30—0,40 % Cr_2O_3); 2) значительная мощность магматического тела (более 1,5—2 км); 3) многократные перегибы гипербазитового тела в результате последовательных тектонических деформаций, которые приводят к многократным выходам на поверхность одного рудного горизонта; 4) приуроченность наиболее мощного горизонта хромита к приподошенной зоне перемежаемости дунитов и гарцбургитов. Эти важнейшие критерии прогнозирования сочетаются в Кемпирсайском месторождении. Войкаро-Сынынский хромитоносный массив

Урала во многом похож на Кемпирсайский массив, но он не испытал значительных деформаций и в нем нет многократных выходов на поверхность рудоносного горизонта, т. е. не проявлен один из существенных критериев прогнозирования. Небольшое месторождение хрома связано с Агардагским массивом Тувы, в котором, в отличие от Кемпирсайского, мощность плутона недостаточно велика для глубокой дифференциации и накопления в низах магматической камеры мощных залежей хромита.

Формационная диагностика. Важнейшей задачей формационного анализа при региональных геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях является установление формационной принадлежности изучаемых геологических и рудных образований. Это позволяет определить положение геологических и рудных тел в известных формационных классификациях и сделать по методу аналогии ряд выводов как эмпирического, так и генетического характера (о потенциальной перспективности отдельных геологических тел на те или иные полезные ископаемые, вероятном положении геологических тел в истории тектонического развития региона, рациональном комплексе методов изучения различных геологических образований и т. д.).

При выделении геологических формаций, конкретных или абстрактных, используется совокупность структурно-вещественных и генетических признаков парагенезов горных пород, слагающих геологические тела.

1. Специфика вещественного состава парагенезов горных пород, т. е. повторяемость определенных наборов горных пород, их количественных соотношений, литологических, петрографических, петрохимических, геохимических особенностей.

2. Устойчивая повторяемость структуры парагенезов горных пород — характера ритмичности, зональности геологических тел, взаимных пересечений пород, наличие фаз в составе магматических комплексов и пр.

3. Однотипное положение геологических тел в тектонических структурах — в структурно-формационных зонах определенного типа и составляющих их структурах.

4. Устойчивая повторяемость во времени парагенезов горных пород, их приуроченность к определенным стадиям, этапам развития тектоно-магматических циклов.

5. Специфика фациальных условий возникновения парагенезов горных пород — особенности осадконакопления, климата, глубина становления магматических комплексов, характер соотношений магмы с вмещающими толщами, особенности ассимиляционных процессов.

При формационной диагностике геологических тел не обязательно в каждом случае выяснять все признаки геологических формаций, которые положены в основу выделения формационных типов, включая положение их в истории развития региона, определение фациальной обстановки формирования, генезиса пород, что не всегда возможно в процессе геологической съемки. Эта задача может быть решена на основе сопоставления полученных в ходе геологического картирования данных об условиях залегания, составе и строении выделяемых пачек, свит, плутонических массивов с характеристиками эталонных формаций с учетом данных о возрасте пород.

Хорошие результаты дает использование количественных петрохимических и геохимических показателей оценки (железистости, магнезиальности, щелочности, глиноземистости пород, содержания в них многих малых, редких и рассеянных элементов) и особенно их отношений. Четкими индикаторными свойствами при формационной диагностике магматических образований обладают отношения элементов, которые подчиняются противоположным геохимическим тенденциям в ходе кристаллизации магмы (например, Cr/Ti , Cr/V , Nb/V и др.). Значения таких отношений могут меняться в петрографически сходных породах разной формационной принадлежности на один, а иногда на два — три порядка [9]. Однотипные горные породы разной формационной принадлежности могут существенно отличаться и по значениям дисперсии и коэффициентов корреляции содержаний химических элементов.

При использовании отношений элементов в качестве формационных ин-

дикаторов следует учитывать, что значения большинства отношений в пределах одной магматической формации меняются от ранних дифференциатов к поздним, т. е. можно сравнивать либо однотипные породы формаций — сопоставимые фации магматических комплексов, либо средние составы пород комплексов в целом.

При формационной диагностике рудных объектов используются следующие особенности месторождений (проявлений) полезных ископаемых:

а) набор устойчивых, т. е. повторяющихся на месторождениях данного формационного типа минеральных ассоциаций рудных и вмещающих их нерудных минералов;

б) однородность (устойчивая повторяемость) структуры рудных и рудоносных парагенезов в пространстве — характер зональности, особенности напластования, пересечения, замещения минеральных парагенезов по отношению друг к другу и окружающим породам, а также к вектору гравитации, ориентированному вкост первичного напластования пород;

в) характер количественных соотношений различных минеральных парагенезов в рудах и рудоносных породах;

г) определенная последовательность развития во времени минеральных парагенезов;

д) особенности геологической ситуации исследуемой группы месторождений — связь оруденения с региональной и локальной тектоникой, с составом и структурой вмещающих пород, особенности эпигенеза, метаморфизма, характер магматического контроля;

е) характер околорудных изменений, типоморфные особенности минералов, элементы-примеси в рудах.

При формационной диагностике месторождений используются как собственно геологические методы исследований, так и методы математической обработки совокупности геологических, минералогических и геохимических данных на ЭВМ [3]. Математические методы сравнения данных по изученным рудным объектам с усредненными характеристическими особенностями абстрактных рудных формаций позволяют обоснованно устанавливать формационную принадлежность известных в районе месторождений и вы-

делять конкретные рудные формации. Установление степени отклонения характеристик изучаемых месторождений от известных позволяет статистически обосновать возможное влияние отдельных геологических факторов на образование рудных месторождений, дать количественную оценку благоприятности этих факторов, в том числе наметить количественные критерии, отличающие промышленные рудные формации от непромышленных. Методы подготовки и обработки геологической информации с помощью ЭВМ и специально разработанных программ приведены в работах Р. М. Константинова. При формационной диагностике объемов выделенных конкретных формаций должны быть не обязательно равны, но сопоставимы с объемами абстрактных формационных подразделений.

Формационные карты. В последние годы все более актуальной становится задача составления формационных (структурно-формационных) карт среднего и крупного масштабов, позволяющих отображать структуру геологических формаций, их соотношения друг с другом, связи рудных формаций с геологическими. На таких картах могут быть показаны и важнейшие критерии количественного прогнозирования минеральных ресурсов: тектоническое положение формаций, литолого-фациальные особенности рудоносных формационных тел, их внутренняя структура, площади развития метасоматитов и иных рудовмещающих пород, прямые признаки оруденения, особенности геофизических и геохимических полей, глубина эрозионного среза, а также удельная рудоносность и параметры перспективных площадей.

Анализ средне- и крупномасштабных формационных карт, на которых приведена нагрузка металлогенического содержания, или составленных на их основе прогнозно-металлогенических карт позволяет перейти к количественному прогнозированию минеральных ресурсов по категории R_3 . При этом используется главным образом «способ по аналогии», который предусматривает сопоставление изучаемых рудоносных формаций в пределах рассматриваемой территории с подобными формациями «эталонной» площади по совокупности признаков — тектони-

ческих, петрологических, минералогических, геохимических («Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях», 1979 г.).

При составлении прогнозно-металлогенических и иных специализированных карт используются разные способы изображения формационной принадлежности геологических объектов — цвет, крап, буквенные индексы, металлогенограммы. Имеется возможность отображать формационную принадлежность геологических тел и на геологических картах, включая крупномасштабные. Для этого рекомендуется использовать строчные (для стратиграфических толщ) и заглавные (для интрузий) буквы русского алфавита, которые ставятся соответственно перед латинскими буквами возрастного индекса и перед греческими буквами для интрузий, что не нарушает обычных принципов составления геологических карт (В. М. Немцович, 1978 г.).

Стадии формационного анализа. Можно наметить следующие основные стадии формационного анализа, сопровождающего геологосъемочные работы.

1. Формационная диагностика выделенных при геологическом картировании групп пород, пачек, толщ, свит, плутонов, магматических комплексов и других литостратиграфических и магматических подразделений.

2. Изучение зональности, ритмичности, цикличности в строении отдельных конкретных геологических формаций.

3. Генетический анализ (тектонический, фациальный, петрогенетический) выделенных геологических формационных подразделений с сопоставлением данных об их возрасте, тектоническом положении, условиях образования с условиями образования и размещения абстрактных формационных подразделений.

4. Выделение вертикальных и латеральных рядов геологических формаций на основе обобщения данных о тектонической позиции и фациальной изменчивости изучаемых геологических образований с сопоставлением выделяемых конкретных рядов формаций с типовыми формационными рядами, известными классификациями гео-

формаций по историко-геологическим и фаціальным признакам.

Конечно, формационный анализ, начинающийся с формационной диагностики, может быть закончен на любом из этих этапов. Глубина формационных исследований зависит прежде всего от полноты собранного в ходе геологической съемки фактического материала.

Рудно-формационный анализ, основанный на формационном анализе геологических образований, включает следующие важнейшие стадии.

1. Определение формационной принадлежности установленных в районе месторождений и проявлений полезных ископаемых на основе сопоставления данных об их составе, строении и геологической позиции с известными типовыми месторождениями или обобщенными характеристиками абстрактных рудных формаций.

2. Выделение семейств, серий, комплексов рудных формаций, связанных общностью геологических условий (например, возникающих в ходе становления одной геологической формации), а также горизонтальных (латеральных) рядов рудных формаций, отображающих изменение фациальных условий рудообразования в пространстве.

3. Установление связи отдельных рудных формаций данного района с определенными геологическими формациями, что включает выяснение положения оруденения в ходе тектонического развития региона, приуроченности его к тектоническим структурам, фациальной обстановки и т. д.

4. Выделение в пределах рудных формаций более дробных формационных подразделений — минеральных типов месторождений, т. е. групп месторождений, отличающихся главным образом по минеральному составу, но сформированных в близких геологических условиях.

Формационный анализ применим на разных этапах геологосъемочных и прогнозно-металлогенических исследований, начиная с подготовительного этапа геологической съемки. Но во всех случаях он основан на обобщении накопленного материала об условиях залегания, составе, строении и рудоносности различных групп пород. Уже на стадии проектирования крупномас-

штабной геологической съемки и в начальные этапы ее проведения предварительное определение формационной принадлежности изучаемых геологических образований на основе анализа материала предшествующих работ способствует правильной металлогенической оценке района в целом и отдельных геологических тел, помогает наметить рациональный комплекс исследований применительно к конкретным геологическим условиям отдельных площадей. В ходе проведения геологической съемки и особенно в процессе анализа и обобщения собранных данных уточняется формационная принадлежность изучаемых толщ, свит, массивов, групп интрузий.

Широкое применение формационный анализ находит при различных видах геологосъемочных работ: аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 200 000, групповой геологической съемке, геологическом доизучении ранее заснятых площадей, объемном геологическом картировании, подготовке к изданию государственных геологических карт.

При геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 формационный подход весьма эффективен благодаря большой площади района работ, включающего значительное число разных геологических и рудных формаций, а нередко также две и более структурно-формационные зоны с различными формационными рядами и комплексами.

При геологическом доизучении ранее заснятых площадей, объемном картировании, подготовке к изданию государственных геологических карт формационный анализ основывается на накопленном в процессе предшествующих крупномасштабных работ объективном материале о составе, строении, геологической позиции и рудоносности геологических тел, что способствует четкой их формационной диагностике, позволяет определить ведущие рудоконтролирующие факторы, критерии прогнозирования и поисков месторождений. Не менее эффективно применение формационного анализа и при глубинном геологическом картировании, при исследовании нижних ярусов в закрытых районах. В этих усло-

виях в связи с ограниченностью фактического материала использование аналогии с детально изученными на многих примерах эталонными формационными типами дает высокий эффект при минимальных затратах.

Переход на составление Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000 с особой актуальностью ставит проблему широкого внедрения в практику формационного анализа, способствующего выработке единых принципов геологического картирования, выделению в разных условиях одноранговых геологических объектов, корреляции многочисленных конкретных свит, комплексов и иных подразделений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вассоевич Н. Б. Осадочные формации (исторический понятийно-терминологический обзор). — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 287—296.
2. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974.
3. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
4. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы формационного анализа рудных месторождений. — В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1976, с. 8—10.
5. Магматические формации СССР. Т. 1, 2. Л., Наука, 1979.
6. Немцович В. М. О выделении и классификации геологических формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 142—147.
7. Немцович В. М. Классификация интрузивных формаций и некоторые закономерности развития магматизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 3—10.
8. Немцович В. М. Латеральные ряды плутонических формаций и тектоника. — В кн.: Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М., Наука, 1983, с. 40—46.
9. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений (методические рекомендации)/М. Д. Белонин, Ю. К. Бурков, С. Д. Великославинский и др. Л., Недра, 1979.
10. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1981.
11. Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1978, с. 15—41.
12. Хаин В. Е. Ученые о геологических формациях на современном этапе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 5—18.

УДК 550.814 : 551.243

Д. А. КУКУШКИН (НПО «Аэрогеология»), О. Л. КУЗНЕЦОВ,
В. В. МУРАВЬЕВ (ВНИИЯГГ), Д. А. КУТУКОВ,
А. К. УРУПОВ (ВНИИгеофизика)

Линеаментный анализ аккумулятивных равнин

Протяженные малоамплитудные нарушения сплошности горных массивов (мегатрещины), связанные с тектонической активностью геоструктур различных рангов, дешифрируются на дистанционных материалах в виде линеаментов — спрямленных элементов орогидрографии ландшафта [13]. Многообразие факторов, влияющих на дешифрируемость линеаментов, сложность структурных и временных соотношений их систем приводят к тому, что мегатрещины, имеющие одинаковую геолого-структурную значимость, могут быть выражены на дневной поверхности и соответственно на дистанционных материалах по-разному. В силу указанных причин все большую актуальность приобретает проблема повышения эффективности линеаментного анализа, особенно для условий закрытых территорий, представленных слабосрастленными с малоконтрастным ландшафтом аккумулятивными равнинами, характерными для таких интенсивно осваиваемых нефтегазоносных провинций, как север Западной Сибири, Тимано-Печорская и др.

Поиску закономерных генетических связей между глубинным геологическим строением и элементами поля линеаментов посвящено много работ [2, 10, 16 и др.], где в качестве информативных характеристик используется валовая либо селективная плотность линеаментов, соответствующая суммарной протяженности мегатрещин определенной ориентировки.

Настоящая работа направлена на совершенствование алгоритма линеаментного анализа, основанного на принципе сравнения удельных плотностей линеаментов взаимно перпендикулярных систем [5, 6, 7]. Аналитический он может быть выражен формулой вида:

$$D = |l_0 \pm 22,5^\circ - l_{135} \pm 22,5^\circ| + |l_{45} \pm 22,5^\circ - l_{135} \pm 22,5^\circ|, \quad (1)$$

где D — показатель анизотропии, искаженности [5, 6], поля линеаментов; l — суммарная длина линеаментов в единичной ячейке осреднения, простирание которых ограничено секторами, указанными в индексе.

Реализация алгоритма (1) позволяет в значительной мере снять или свести к минимуму фон полей линеаментов низших порядков (планетарного, регионального и т. д.) и выделить наиболее важные — аномальные элементы поля, отражающие своеобразие тектонического строения исследуемой территории [7].

Выражение (1) является алгоритмом операции с двумя парами переменных составляющих общего поля линеаментов. Вариации переменных определяются типом, формой и размером частных полей линеаментов, связанных с полями напряжений разных иерархических уровней. Изменяя размер элементарной площадки S , можно проводить частотную фильтрацию элементов общего поля линеаментов и

выделять аномальные участки, индицирующие элементы геологических структур разных типов и размеров.

При произвольном количестве секторов, выбираемых для оценки плотности линеаментов различной ориентации, формулу (1) можно представить в виде:

$$D = \sum_{k=0}^{n-1} \left| l_{\frac{(2k+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} - l_{\frac{(2k+n+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} \right|, \quad (2)$$

где n — количество секторов в полукруге возможных ориентаций линеаментов; k — параметр суммирования.

В связи с высказанными в печати предположениями о развитии сети мегатрещин и линеаментов, образующих шесть, восемь и более систем [2 и др.], выполнены экспериментальные исследования влияния на показатель D изменения количества секторов от 2 до 12 и ориентации секторов относительно меридиана (табл. 1). Экспериментальный участок, выбранный в средней части Енисей-Хатангского прогиба, был разбит на квадраты размером 40×40 км, что позволяло обеспечить представительное количество линеаментов каждого направления и осреднить влияние посторонних факторов. Для всех квадратов определялись значения D , а степень сопоставимости показателей оценивалась по коэффициенту корреляции данного квадрата с остальными членами последовательности (табл. 2).

Коэффициент корреляции составляет от 0,09 до $\pm 0,91$ (среднее 0,55) при двух секторах и повышается до значений от $+0,77$ до $+0,95$ (среднее 0,88) при увеличении количества секторов от 4 до 12. Следовательно, оптимальное количество секторов четыре. Этот вывод хорошо согласуется с представлениями тектонофизики о разрушении горных пород по линиям максимальных нормальных и тангенциальных напряжений [3]. Поворот системы секторов относительно географических координат при количестве секторов не менее четырех практически не сказывается на значениях показателя D .

Геолого-геофизическая эффективность расчетов оценивалась по результатам полигонных работ. Срединный участок Енисей-Хатангского регионального прогиба был выбран как относительно хорошо изученный и характеризующийся условиями повышенной трудности дешифрирования и интерпретации дистанционных материалов. Территория полигона охватывает часть прогиба, осевая зона которого погружилась в мезозойское время на большую глубину (до 8 км и более). Борта прогиба слабо наклонены к его осевой зоне; на уровне основания, сложенного породами палеозоя (?), борта характеризуются ступенчатой структурой, контролируемой разломами. По некоторым из разломов на рубеже перми и триаса

Ориентировка биссектрис центральных углов секторов, град.

Таблица 1

Средних углов секторов, град.												
Количество секторов		2		4		6		8		10		12
Размеры секторов, град.		90		45		30		22,5		18		15
Номер теста		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер сектора	1	45	0	22,5	0	15	0	11,2	0	9	0	7,5
	2	135	90	67,5	4,5	45	30	33,8	22,5	27	18	22,5
	3			112,5	90	75	60	56,2	45	45	36	37,5
	4			157,5	135	105	90	78,8	67,5	63	54	52,5
	5					135	120	101,2	90	81	72	67,5
	6					165	150	123,8	112,8	112,5	99	82,5
	7							146,2	135	117	108	97,5
	8							168,8	157,5	135	126	112,5
	9									153	144	127,5
	10									171	162	142,5
	11											157,5
	12											172,5

Коэффициенты корреляции значений показателей анизотропии D поля линеаментов

Таблица 2

Номер теста	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	—0,09	0,91	0,71	0,87	0,80	0,86	0,77	0,80	0,81	0,85
2		0,38	0,45	0,43	0,29	0,36	0,27	0,28	0,35	0,29
3			0,84	0,94	0,85	0,92	0,81	0,86	0,86	0,88
4				0,83	0,89	0,89	0,85	0,85	0,93	0,86
5					0,82	0,93	0,77	0,86	0,87	0,93
6						0,92	0,89	0,88	0,95	0,91
7							0,82	0,91	0,92	0,94
8								0,84	0,90	0,82
9									0,90	0,92
10										0,93

внедрились интрузии, синхронные и сингенетические с траппами Сибирской платформы.

Прогиб заполнен терригенными рыхлыми морскими и прибрежноморскими осадками триасового (?), юрского и мелового возраста [15]. Коренные породы почти повсеместно перекрыты комплексом рыхлых четвертичных пород водно-ледникового, ледово-морского, ледникового, озерного генезиса мощностью до 200 м. Территория перспективна на обнаружение нефтяных и газовых месторождений.

Положение полигона в пограничной зоне между Сибирской платформой и Таймырской складчатой областью определяет большую сложность поля линеаментов. Поверхностные условия — мощный четвертичный чехол, слабая

расчлененность, обилие озер и болот, наличие залесенных участков на юге территории — создают большие трудности при геолого-структурном дешифрировании и интерпретации дистанционных материалов.

Полигонные работы обеспечены, с одной стороны, плотностью априорной геолого-геофизической информации, с другой — представительным количеством линеаментов всех направлений. С целью подавления «мешающих» природных, технологических и субъективных факторов, уменьшающих удельную информационную нагрузку, снятую по элементарным квадратам, значения показателя D делились на суммарную длину линеаментов в каждом квадрате или в каждой паре секторов квадратов.

$$D_{\text{норм}} = \frac{\sum_{k=0}^{n-1} \left| l_{\frac{(2k+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} - l_{\frac{(2k+n+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} \right|}{\sum_{k=0}^{n-1} \left(l_{\frac{(2k+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} + l_{\frac{(2k+n+1)\pi}{2n}} \pm \frac{\pi}{2n} \right)}, \quad (3)$$

$$D^*_{\text{норм}} = \sum_{k=0}^{n-1} \frac{\left| \frac{l_{(2k+1)\pi} \pm \frac{\pi}{2n}}{2n} - \frac{l_{(2k+n+1)\pi} \pm \frac{\pi}{2n}}{2n} \right|}{\frac{l_{(2k+1)\pi} \pm \frac{\pi}{2n}}{2n} + \frac{l_{(2k+n+1)\pi} \pm \frac{\pi}{2n}}{2n}} \quad (4)$$

Выражения (3) и (4) позволяют также частично компенсировать отсутствие полной информации в элементарных квадратах по краям анализируемой площади. На практике предпочтение отдавалось выражению (4), так как оно позволяет получить более контрастные аномалии значений показателя D . Подавление «мешающих» факторов при нормализации достигается благодаря сокращению коэффициента их вклада в искажение абсолютных значений плотности линейментов определенной ориентировки в каждом из элементарных квадратов. Подобный прием широко используется при спектрометрии методом наведенной гамма-активности [1].

Абсолютные значения суммарных длин линейментов различной ориентации оценивались по квадратам $16 \times 16 \text{ км}^2$. Подсчет производился по четырем секторам с центральным углом 45° , биссектрисы углов ориентировались соответственно на север, северо-восток, восток и юго-восток. Обработка полученных данных велась по алгоритму (4). Результаты обработки поля линейментов сопоставлялись с данными гравиразведки, магнитометрии и сейсморазведки. Комплексный анализ позволил судить о геологической природе аномалий показателя анизотропии поля линейментов и их значений как индикаторе глубинного строения прогиба на исследованном участке.

На карте нормализованных значений показателя $D^*_{\text{норм}}$ контрастно выделяются линейные, дуговые и кольцевые зоны, хорошо коррелирующиеся с элементами каркаса физических полей (рисунки, а, б). Простирание большинства линейных зон конформно оси Енисей-Хатангского прогиба, которая в пределах территории меняет простирание с широтного на северо-восточное. Наиболее четко выражены протяженные линейные зоны, ограничивающие глубоко погруженную осевую область прогиба [15]. Северная граница представлена сложнопостроенной Дудыптинско-Балахнинской зоной. Дудыптинская ветвь почти на всем протяжении совпадает с осью положительной магнитной аномалии и сопровождается зоной повышенного градиента поля силы тяжести. На западе полигона она имеет субширотное простирание, восточнее поворачивает к северу и огибает Янгодо-Горбитское поднятие по дуге радиусом около 100 км. Далее к северо-востоку эта ветвь затухает и кулисообразно продолжается Балахнинской зоной. Последняя

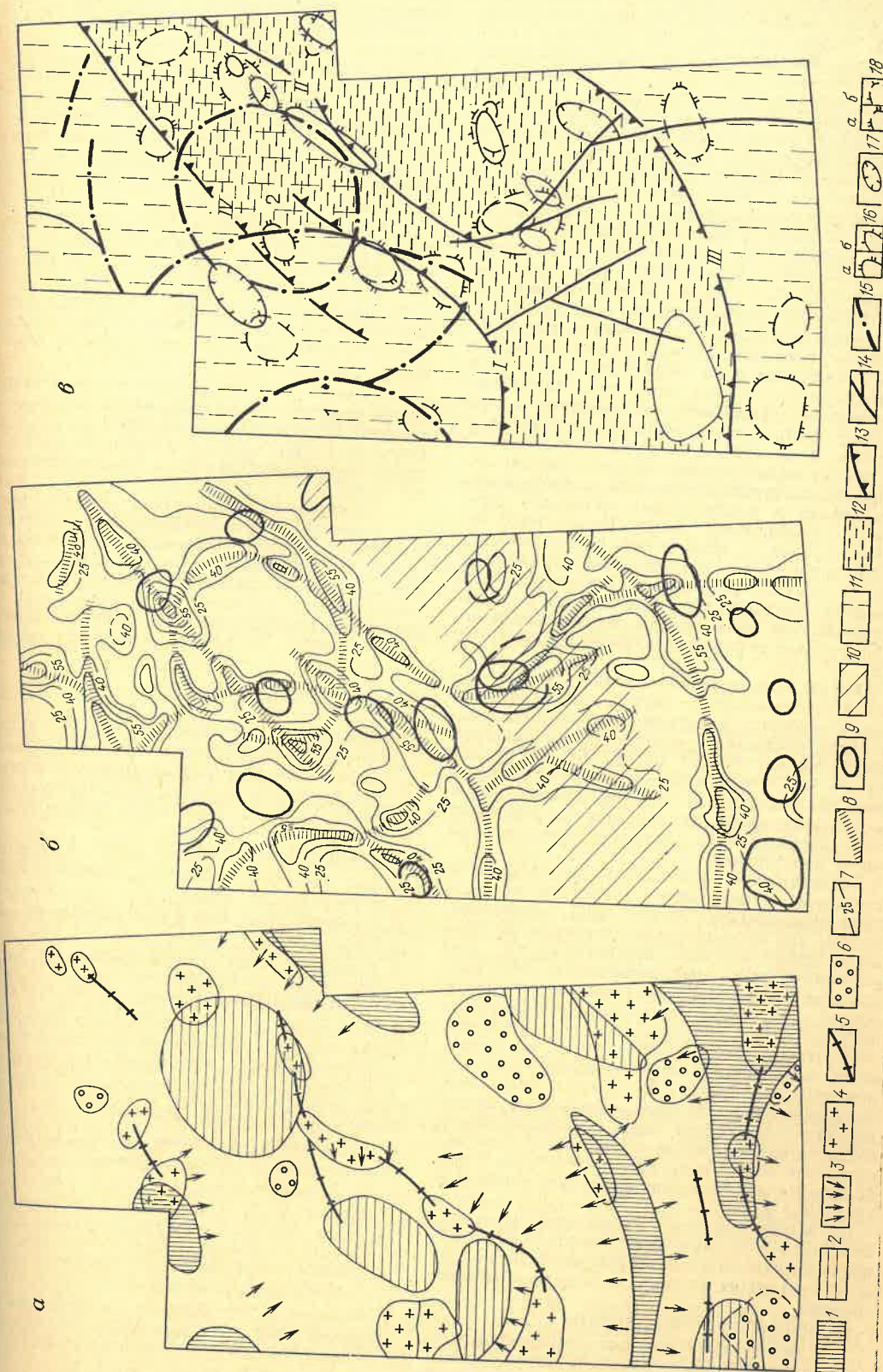
совпадает с градиентной зоной поля силы тяжести; по ее бортам наблюдаются вытянутые с юго-запада на северо-восток аномалии магнитного поля. Простирание Балахнинской ветви лишь незначительно осложняется близ восточной рамки площади.

В южной части площади расположена Хетская аномальная зона, к которой приурочена ось аномалии магнитного поля, градиентные зоны и положительные аномалии поля силы тяжести. У западной рамки она имеет субширотное простирание, восточнее плавно поворачивает к северо-востоку, огибая Янгодо-Горбитское поднятие по дуге радиусом 200–220 км. К протяженным линейным аномалиям относится и Верхнетаймырская, расположенная на севере территории и имеющая простирание с юго-запада на северо-восток. Она совпадает с осью положительной магнитной аномалии.

Учитывая связь описанных аномалий поля линейментов и физических полей, а также характер изменения мощностей юрско-меловых пород, их следует интерпретировать как поверхностное выражение разломов основания прогиба. Время заложения (или активизации) разломов, вероятно, триас. Разломы сохранили активность и в период накопления юрских и меловых осадков, контролируя преимущественное погружение осевой части прогиба в очерченной ими структурной раме. На уровне чехла они соответствуют зонам изменения мощностей, фациального замещения отдельных горизонтов, участкам активного структурообразования [4].

Менее четко выражены линейные аномалии северного и северо-западного простирания, пересекающие осевую зону прогиба в центральной части территории (см. рис. 1, в). Они не отражаются в физических полях, однако с ними связаны зоны изменения мощностей комплекса юрских и меловых осадков. Эти аномалии можно связать с разломами, контролирующими положение границ структур второго порядка. Возраст заложения разломов, по-видимому, позднепермский — раннеюрский; очевидно, они сохраняли активность и во время накопления юрских и меловых осадков.

Наряду с линейными, наблюдаются дуговые и кольцевые аномалии D , характеризующиеся концентрическим планом заложения: это Янгодо-Горбитская и Логатинская системы дислокаций. В первую систему (см. рисунок, б) может быть включена Хетская линейная анома-



Карта аномальных элементов физических полей (а), показателя анизотропии поля линейментов (б) и структурно-тектоническая схема (в) участка Енисей-Хатангского прогиба

1–3 — гравитационные аномалии: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — градиентные зоны; 4–6 — магнитные аномалии: 4, 5 — положительные (4 — изометричные, 5 — оси линейных), 6 — отрицательные; 7–10 — характеристики поля линейментов: 7 — изолинии нормализованного показателя анизотропии ($\times 100$) при $S=16 \times 16 \text{ км}^2$, 8 — оси аномалий при $S=16 \times 16 \text{ км}^2$, 9 — кольцевые аномалии при $S=4 \times 4 \text{ км}^2$, 10 — область низких значений при $S=40 \times 40 \text{ км}^2$; 11–18 — структурно-тектонические элементы; 11, 12 — блоки основания прогиба (11 — приподня-

тые, 12 — опущенные, промежуточное положение блоков показано сочетанием знаков); 13, 14 — разломы; 13 — структуроконтролирующие сбросы (I — Дудыптинский, II — Балахнинский, III — Хетский, IV — Верхнетаймырский), 14 — прочие; 15 — элементы концентрических объектов: 1 — Янгодо-Горбитского, 2 — Логатинского; 16 — локальные положительные структуры (а — в зоне высокой, б — в зоне низкой активизации); 17 — локальные отрицательные структуры; 18 — кольцевые аномалии показателя анизотропии поля линейментов при $S=4 \times 4 \text{ км}^2$ [6], интерпретируемые как возможные положительные структуры (а — в зоне высокой активизации, б — в зоне низкой активизации)

лия. По-видимому, в момент формирования прогиба его осевая зона испытывала отклоняющее влияние со стороны уже обособившегося Янгдо-Горбиского блока ранней консолидации. Меньшие размеры имеет Логатинская концентрическая система. Ее центральная часть совпадает с отрицательной аномалией поля силы тяжести, что свидетельствует о значительном погружении здесь фундамента. Возраст заложения системы, вероятно, поздне-мезозойский. Следует отметить приуроченность большинства установленных в пределах территории локальных кольцевых аномалий к региональным зонам повышенных значений показателя анизотропии, причем они концентрируются в узлах пересечения этих зон (см. рисунок, б, в), к которым в ряде случаев приурочены известные локальные структуры.

Выполненный анализ показывает, что региональные зоны повышенных значений показателя анизотропии поля линеаментов служат индикаторами зон тектонических нарушений. Последние, развиваясь на границах блоков земной коры, перемещавшихся с разной скоростью, а на отдельных этапах, возможно, и в разных направлениях, являлись зонами активного структурообразования, фациального замещения и выклинивания отдельных горизонтов в осадочной толще. Кроме того, это участки сред с аномальной проницаемостью [12], являющиеся каналами тепломассопереноса и зонами разрядки сейсмоакустической энергии. Следовательно, они должны рассматриваться как зоны, весьма перспективные на обнаружение нефтяных и газовых залежей [11, 12].

Осевая зона прогиба, соответствующая области максимального погружения основания, характеризуется устойчиво пониженными значениями показателя анизотропии при размерах площадки как $40 \times 40 \text{ км}^2$ [5, 6], так и при $16 \times 16 \text{ км}^2$. Отсюда можно сделать вывод о том, что несмотря на быстрое погружение в мезозойское время, эта структурная зона была мало дислоцирована разломами, параллельными ее простиранию.

Следовательно, можно разделить локальные структуры и локальные кольцевые объекты поля линеаментов ($S=4 \times 4 \text{ км}^2$), интерпретируемые как потенциальные структуры, на объекты двух классов перспективности (см. рисунок в) по их приуроченности к зонам низких или высоких значений показателя анизотропии, соответствующих участкам низкой и высокой структурно-тектонической активности.

Указанные соображения с учетом приуроченности к подобным зонам известных структур и месторождений [7], а также локальных кольцевых аномалий поля линеаментов противоречат (по крайней мере для мезозойской части разреза) выводам о высокой перспективности как осевой зоны прогиба [15], так и его бортов на обнаружение нефтяных и газовых залежей [14].

По нашему мнению, залежи подвижных углеводородов должны быть сосредоточены в зонах влияния конседиментационных разломов, ограничивающих площади максимального прогиба.

Сформируем основные выводы.

1. В неблагоприятных для дешифрирования аэро- и космоснимков условиях аккумулятив-

ных равнин общее поле линеаментов может быть успешно проанализировано для целей структурно-тектонического картирования методом построения карт показателя его искаженности (анизотропии). Показатель оценивается путем сравнения удельных плотностей взаимно-перпендикулярных систем линеаментов.

2. Для представительного анализа оптимальное количество секторов подсчета четыре. Ориентировка осей секторов относительно географических координат не имеет принципиального значения.

3. Изменение размеров элементарной площадки S позволяет выделять по данным линеamentного анализа структуры разных иерархических уровней.

4. Линейные региональные аномалии поля линеаментов интерпретируются с учетом данных геофизики как глубинные разломы основания прогиба.

5. Дуговые, с концентрическим планом заложения аномалии поля линеаментов отражают развитие в структуре осадочного чехла систем дислокаций очагового типа, обусловленных сосредоточенным возбуждением консолидированной коры.

6. Локальные потенциально нефтегазоносные структуры чехла приурочены к линейным и дуговым зонам повышенных значений показателя анизотропии поля линеаментов и к узлам пересечения линейных и концентрических аномалий, что указывает на их связь с конседиментационными разломами, контролировавшими развитие прогиба в мезозойское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Н. М., Муравьев В. В., Якубсон К. И. Определение серносодержания алюмосиликатных горных пород по данным спектрометрии изучения радиационного захвата. — Труды МИНХиП, 1974, вып. III, с. 197—204.
2. Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент, Фан, 1982.
3. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Недра, 1975.
4. Геология нефти и газа Сибирской платформы/А. С. Анциферов, В. Е. Бакин, И. П. Варламов и др. М., Недра, 1981.
5. Кукушкин Д. А. Анализ мегатрещиноватости, выделяемой при дешифрировании дистанционных материалов, для поисков локальных структур в нефтегазоносных бассейнах. — Геология и разведка, 1982, № 3, с. 107—114.
6. Кукушкин Д. А. Методика анализа поля мегатрещиноватости. — Сов. геология, 1982, № 9, с. 106—111.
7. Кукушкин Д. А., Ян Г. Х. Некоторые вопросы методики анализа линеаментов (по данным дешифрирования космических снимков). — Исследование Земли из космоса, 1983, № 1, с. 51—56.
8. Макаров В. И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов). — Ис-

следование Земли из космоса, 1981, № 4, с. 109—115.

9. Макаров В. И. О методических основах геологического дешифрирования космических снимков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 118—131.
10. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей/И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др. М.—Л., Недра, 1968.
11. О влиянии геодинамических активных очагов на формирование полей нефтегазоносности седиментационных бассейнов/О. Л. Кузнецов, В. В. Муравьев, Г. П. Попсуй-Шапко и др. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 172—174.
12. О возможной роли динамики напряженного состояния земной коры в формировании и размещении залежей нефти и газа/В. В. Иванов, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов и др. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 930—933.
13. Планетарная трещиноватость. Ред. С. С. Шульц. Изд-во ЛГУ, 1973.
14. Сердюк А. Н., Ляпина Г. Г., Тальвисский Д. Б. О возможности использования дистанционных методов для уточнения тектонического строения закрытых территорий. — Геология и геофизика, 1982, № 10, с. 36—43.
15. Тальвисский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., Недра, 1976.
16. Томпсон И. Н. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1979.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.4+551.24(235.216)

А. Б. БАКИРОВ, А. Р. БАЛБАЧАН, Л. С. КОТОВА, В. В. КОТОВ, Г. А. ПЕТРИЙЧУК (Ин-т геологии АН КиргССР)

Условия формирования эклогитоносных комплексов Тянь-Шаня

Выходы эклогитоносных комплексов в пределах Советского Тянь-Шаня известны в трех районах: Заилийском, Киргизском и Атбашинском хребтах. В Заилийском хребте комплекс представлен актюэской эклогит-гнейсовой, в западной части Киргизского хребта — макбальской эклогит-карбонат-кварцитов и нельдинской эклогит-гранато-сланцевой, а в Атбашинском хребте — чолокторской эклогит-глаукофан-сланцевой формациями. Подробное описание этих комплексов приведено в работе А. Б. Бакирова [1].

Согласно современным представлениям, эклогитоносные комплексы Заилийского и Атбашинского хребтов приурочены к висячим крыльям крупных древних глубинных надвигов и находятся в аллохтонном залегании. Формации же, развитые в западной части Киргизского хребта, со всех сторон окаймлены офиолитовыми комплексами и взаимоотношение их с вмещающими породами еще не выяснено.

Предыдущие исследователи [3, 4, 5, 7] считали, что эклогиты и вмещаю-

щие их породы формировались в одинаковых физико-химических условиях и поэтому фациальная обстановка условий метаморфизма и для тех, и для других однаковая. Некоторые из них рассматривали породы, вмещающие эклогиты, как первично осадочные и отрицали глубинное происхождение эклогитов. Так, И. Е. Медведева [5], убежденная в первично осадочном происхождении кварцитов, сланцев, мраморов и кальцифиров макбальской и нельдинской свит, считала, что эклогиты здесь возникли за счет мергелей, хотя допускала погружение всех этих пород на подкоровые глубины. Те же исследователи, которые относили эклогиты к глубинным, мантийным, отрицали стратифицированность толщ и все вмещающие породы (даже карбонаты и кварциты макбальской и нельдинской свит) считали продуктом преобразования первично мантийных масс [4].

Детальное комплексное изучение показало, что эклогиты и апоэклогиты, с одной стороны, и вмещающие их по-

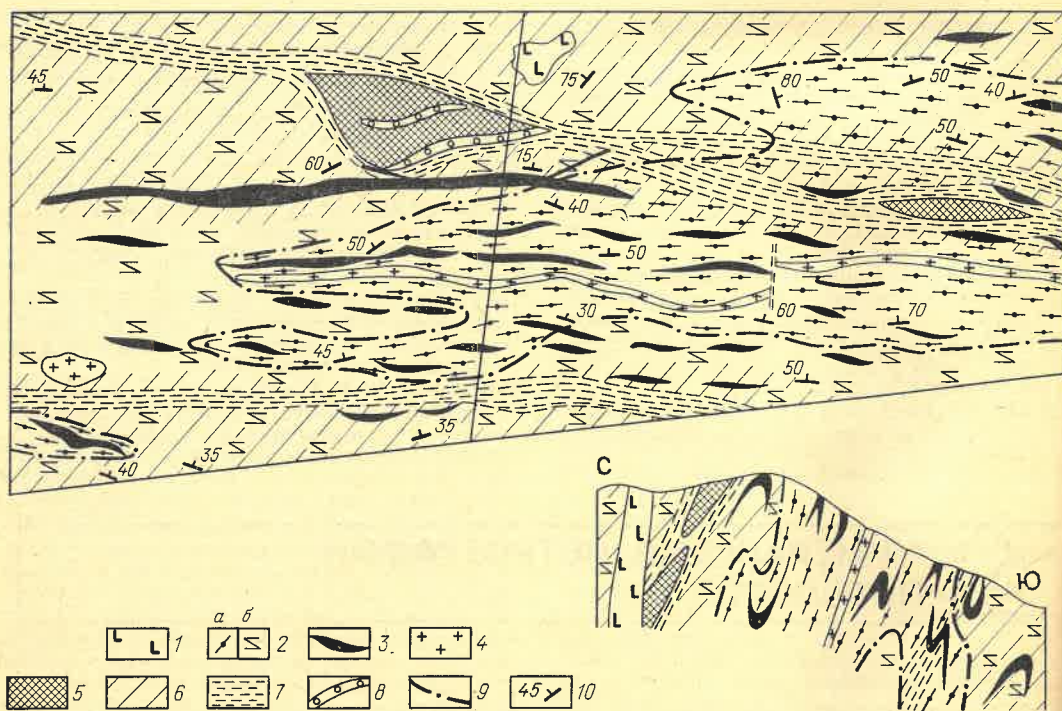


Рис. 1. Геолого-петрологическая карта района распространения актюзской формации

1 — вулканогенные образования нижнего карбона; 2 — гнейсы и кристаллические сланцы архея (а — с мигматитами, б — без признаков мигматитообразования); 3 — метабазиты (эклогиты и апоэклогиты); 4 — гранит-порфиры нижнего ордовика; 5 — протру-

роды — с другой, являются чужеродными: они кристаллизовались на разных глубинах, испытали разный путь преобразований, и только на последних этапах находились в одинаковых физико-химических и геологических условиях.

В строении актюзской формации участвуют преимущественно две группы пород — метапелиты и метабазиты (рис. 1); в незначительном количестве встречаются мраморы и кварциты. Группа метабазитов объединяет эклогиты и многообразные продукты их диафтореза. Главная особенность внутренней структуры формации заключается в том, что породы более раннего этапа метаморфизма находятся в виде линзовидных тел реликтов внутри пород более поздних этапов.

Метапелиты первоначально обладали пластовой формой тел, но в результате последующих наложенных процессов деформации течения масс и мигматизации почти полностью потеряли стратификацию. В зависимости от степени диафтореза и сланцевато-

сти пород среди них выделяются биотит-калийшпатовые и биотит-плагноклазовые гнейсы, биотит-мусковитовые и мусковит-хлоритовые сланцы.

Метабазиты в виде линз и серповидных пластообразных тел как бы «плавают» в массе метапелитов. В большинстве случаев они представлены гранатовыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми породами, актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми и хлоритовыми сланцами. В центральной части наиболее крупных тел метабазитов содержатся реликты эклогитов.

Взаимоотношения метапелитов и метабазитов весьма различны, чаще контакт между ними резкий. Вблизи краевой части тел метабазиты в большинстве случаев сланцеватые и обогащаются биотитом вплоть до образования биотитовых сланцев. В местах выклинивания линз они иногда испытывают расщепление и переслаиваются с метапелитами. Такая картина свойственна для тех случаев, когда породы испытали интенсивный диафторез. В местах, мало затронутых диафторезом, мета-

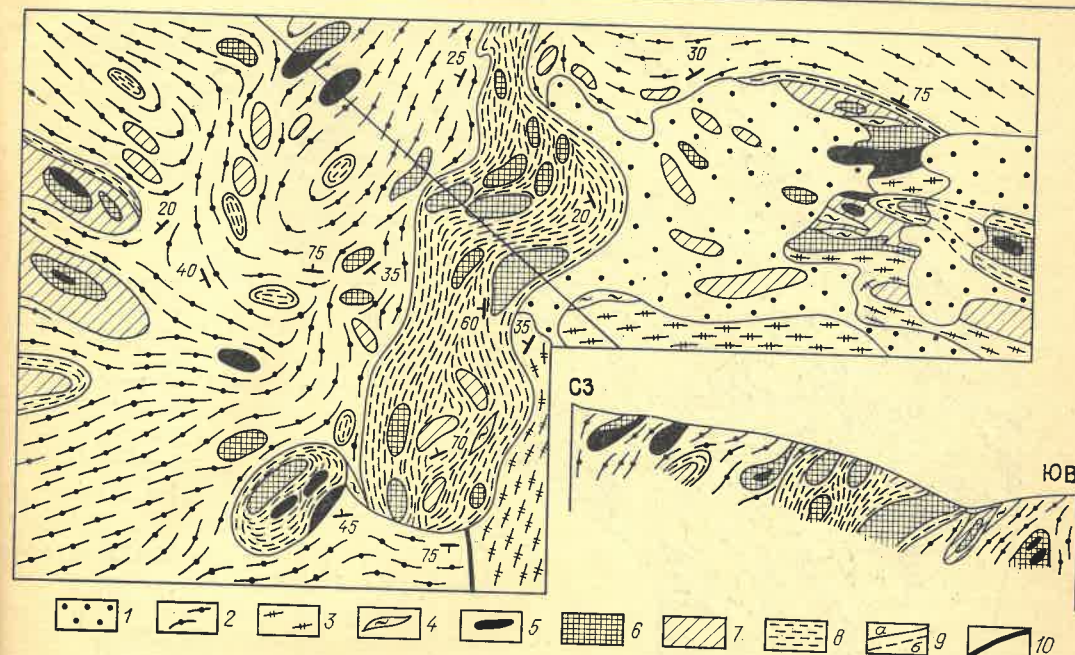


Рис. 2. Схематическая структурно-петрологическая карта участка Кырк-Булак (Макбальское поднятие)

1 — элювиально-дельтавные отложения; 2 — кварциты, кварц-мусковитовые сланцы макбальской формации; 3 — кварц-мусковитовые сланцы нельдинской формации; 4 — гранат-талковые сланцы; 5 — эклогиты, амфиболитизированные эклогиты; 6—8 — апоэклогитовые породы: 6 — гранатовые амфиболиты, 7 — актинолитовые амфиболиты, 8 — альбит-хлоритовые, хлоритовые сланцы; 9 — структурно-петрологические границы (а — действительные, б — предполагаемые); 10 — тектонические границы

базиты будинированы, а гнейсы заполняют межбужинное пространство. Наблюдаются участки, где деформированные полосчатые тела метабазитов резко секутся гнейсами.

Макбальская и нельдинская формации, слагающие ядра антиклинальных складок Макбальского поднятия в западной части Кыргызского хребта, имеют согласные стратиграфические взаимоотношения и одинаковую степень метаморфизма. Макбальская формация лежит под нельдинской, от вышележащих толщ они отделены этапами регионального метаморфизма, гранитного магматизма и деформации пород. В строении макбальской формации преобладают кварциты; кроме того, имеются два горизонта мраморов и кальцифиров. Нельдинская же формация сложена в основном гранат-кварц-мусковитовыми сланцами с редкими небольшими (1—2 м) прослоями кварцитов и карбонатных пород; кварциты часто переходят в мусковит-кварцевые сланцы. Все эти породы слагают стратифицированные слоистые толщи, мощности и формы которых сильно изменились в результате интенсивной и многоэтапной деформации, сопровождавшейся течением масс.

Обе формации содержат метабазиты с реликтами эклогитов (рис. 2), тальковые сланцы и апобазальтовые амфиболиты, не имеющие определенной стратиграфической приуроченности. Апоэклогитовые метабазиты образуют ряд переходов от эклогитов в гранатовые амфиболиты, гранат-глаукофановые породы, амфиболиты, актинолитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, лиственитообразные породы.

Эклогитоносная формация на Атбашинском хребте, выделенная под названием чолоторской, сложена двумя группами пород — метабазитами и метапелитами. Первые представлены эклогитами и производными их диафтореза. К метапелитам относятся гранат-глаукофан-мусковитсодержащие сланцы, среди которых отмечаются редкие прослои графитистых сланцев и мраморов. Общую структуру формации можно охарактеризовать как «линзы в линзах»: более крупные линзы окаймлены породами пренит-пумпеллиновой фации и, в свою очередь, состоят из линз, окаймленных сланцами зеленосланцевой фации, а внутренние линзы — из эклогитов и окаймлены породами фации глаукофановых сланцев (рис. 3).

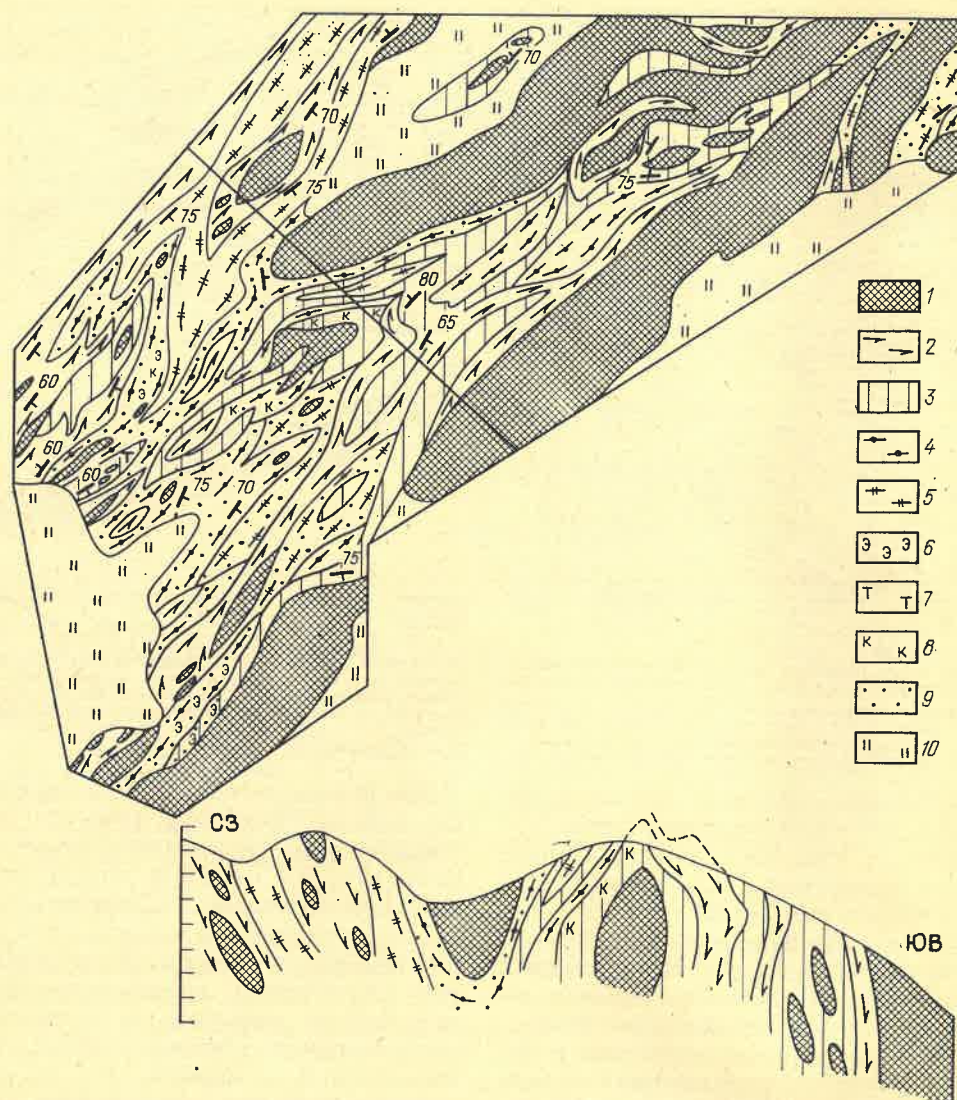


Рис. 3. Схематическая структурно-петрологическая карта участка распространения чолоторской формации
1 — эклогиты и их измененные разности; 2 — атбашиты; 3 — глаукофаниты; 4 — гранат-глаукофаниты;

Общей особенностью метаморфизма пород эклогитоносных формаций является его многоэтапность и регрессивная направленность, выраженная в неоднократной смене минеральных парагенезисов, характерных для условий высоких давлений и температур, парагенезисами относительно низких $P-T$. Для каждой конкретной формации выделено 4—6 этапов минералообразования в метапелитах и 6—7 — в metabазитах.

Первый этап метаморфизма как в метапелитах, так и в metabазитах яв-

ляется прогрессивным, поэтому более ранняя метаморфическая эволюция полностью «стерта». При сопоставлении этапов метаморфизма метапелитов и metabазитов устанавливается определенная закономерность, заключающаяся в том, что первый (прогрессивный) этап минералообразования в метапелитах соответствует второму или третьему регрессивному этапу в metabазитах. Этапы выделялись по взаимоотношению минералов. Для привязки их к $P-T$ параметрам использовалась

кварц-мусковитовые породы; 5 — кварц-мусковитовые породы; 6—9 — участки интенсивного развития наложенных минералов: эпидота (6), талька (7), карбоната (8), хлорита (9); 10 — задержанные участки

схема фаций метаморфизма, предложенная Н. Л. Добрецовым и др. [8].

В metabазитах актюзской формации установлены следующие ассоциации: 1) $мп+гр+рут+кв$, 2) $рог+гр+пл+би+кв+дис$, 3) $рог+би+пл+эп+кв$, 4) $акт+пл+му+хл+кв+эп$, 5) $хл+му+пл+кв$, 6) $карб+кв+хл+пл$; в метапелитах — 7) $кв+пл+кпш+гр+би+дис$, 8) $кв+пл+гр+би+му+эп$, 9) $кв+пл+му+хл+стильп+карб$ *. Изофациальные, по-видимому, ассоциации 2 и 7, 3 и 8, 5 и 9, а ассоциация 1, очевидно, соответствует более высоким $P-T$ условиям и не имеет изофациальных аналогов среди метапелитов. Последующие парагенезисы минералов (2—6) являются наложенными.

В metabазитах макбальской и нельдинской формаций установлены следующие минеральные ассоциации: 1) $мп+гр+рут+кв$, 2) $мп+гр+пл+кв$, 3) $рог+гр+пл+би+кв$, 4) $хл+гр+пл+му+сф$, 5) $акт+хл+пл+му+кв+эп$, 6) $хл+пл+му+карб$, 7) $карб+кв+пл$; в метапелитах — 8) $кв+гр+би+дис$, 9) $кв+гр+би+хл+му+дис$, 10) $кв+гр+би+ставр+му+эп$, 11) $кв+гр+би+хл+му+эп+хл$, 12) $кв+би+му+эп$, 13) $кв+му+хл+стильп+микр+карб$; в тальковых сланцах — 14) $гр+та+хл+кв+эп$, 15) $хл+та+стильп+кв+эп$. Изофациальными являются ассоциации 3 и 8; парагенез 4 соответствует парагенезам 9, 10 и 11 в метапелитах и 14 в тальковых сланцах. Более поздние ассоциации metabазитов 5 и 6 изофациальны с ассоциациями 12 и 13 в метапелитах и 15 в тальковых сланцах.

В metabазитах чолоторской формации выделяются следующие минеральные ассоциации: 1) $гр+мп+рут+кв$, $гр+мп+рут+карб$, $мп+гр+кв$, 2) $гр+гл+цо+кв+пл$, 3) $гл+цо+му+кв+пл+карб$, 4) $акт+хл+пл+кв+му+би+эп$, 5) $хл+пл+$

* Принятые сокращения: акт — актинолит, би — биотит, гл — глаукофан, гр — гранат, дис — дистен, карб — карбонат, кв — кварц, кпш — калишпат, микр — микроклин, мп — моноклинный пироксен, му — мусковит, пл — плагиоклаз, прен — пренит, рог — роговая обманка, рут — рутил, серп — серпентин, ставр — ставролит, стильп — стильпноделан, сф — сфен, та — тальк, хл — хлорит, хлд — хлоритонд, цо — цоизит, эп — эпидот.

+ му+карб+кв+стильп, 6) та+хл+карб+серп+пл, 7) карб+хл+му+кв+прен, карб+хл+кв; в метапелитах — 8) кв+гр+мп, 9) кв+гр+гл+му+эп, 10) кв+гр+гл+акт+му+эп, 11) кв+му+эп+би+хл+пл+карб, 12) кв+му+хл+пл+стильп+карб. Минеральные ассоциации высоких ступеней метаморфизма в metabазитах (1) и метапелитах (10) очень близки. Однако здесь к последним отнесены породы, состоящие главным образом из кварца, граната, редко омфакита, которые переслаиваются с эклогитами и, по-видимому, сформировались в результате «смешивания» эклогитов с вмещающими их метапелитами.

Из вышеизложенного следует, что эклогиты во всех трех рассмотренных районах образовались при более высоких давлениях и температурах, чем вмещающие их породы. Физико-химические условия их возникновения устанавливаются на основании следующих данных.

Наличие эклогитовой ассоциации указывает на физико-химические условия, соответствующие на $P-T$ диаграммах [7] полю выше линии перехода гранулит в эклогит. Но такая ассоциация не могла сформироваться в metabазитах при окружении их метаморфизующимися первичноосадочными породами, так как последние содержали бы тела metabазитов в насыщенном водой состоянии. Согласно экспериментальным данным [6], при наличии воды эклогиты могут образовываться лишь при давлениях выше 3 ГПа, что соответствует глубинам ниже 80—100 км от поверхности Земли. Метаморфизм же пород, вмещающих эклогиты (фаия дистеновых гнейсов и сланцев), не отвечает таким глубинам. Еще на глубинах порядка 25—30 км при среднем геотермальном градиенте 3 °C/100 м или максимум 55—60 км при допущении «отрицательного» геотермического градиента (1,2 °C/100 м) гнейсы и кристаллические сланцы, вмещающие эклогиты, должны были переплавиться и в виде магмы выжаться в верхние горизонты земной коры.

Имеются материалы, характеризующие эклогиты Киргизии как породы, образовавшиеся при очень высоких

Данные химического анализа и минеральный состав клинопироксенов

Таблица 1

Окисел	Ак-Тюз				Ат-Баши								Западная часть Киргизского хребта		
	В-102	П-1676	В-104	534в	5-143	81-127	1-157в	85к	1-160	71-6мп ₁	71-3	Ат-81-1	Ат-81-1'	87/4*	1**
SiO ₂	$\frac{56,04***}{2,02}$	$\frac{54,2}{1,97}$	$\frac{56,22}{2,03}$	$\frac{53,32}{1,94}$	$\frac{55,72}{2,06}$	$\frac{56,25}{2,03}$	$\frac{56,24}{2,03}$	$\frac{56,61}{2,01}$	$\frac{56,25}{2,04}$	$\frac{57,2}{2,05}$	$\frac{56,8}{2,03}$	$\frac{55,41}{1,98}$	$\frac{55,69}{2,02}$	$\frac{53,71}{1,91}$	$\frac{53,1}{1,96}$
TiO ₂	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,17}{0,00}$	$\frac{0,05}{0,00}$	$\frac{1,12}{0,03}$	$\frac{0,07}{0,00}$	$\frac{0,05}{0,00}$	$\frac{0,04}{0,00}$	$\frac{0,05}{0,00}$	$\frac{0,03}{0,00}$	—	$\frac{0,05}{0,00}$	—	—	$\frac{0,32}{0,01}$	$\frac{0,41}{0,01}$
Al ₂ O ₃	$\frac{10,14}{0,43}$	$\frac{6,00}{0,26}$	$\frac{10,86}{0,46}$	$\frac{8,69}{0,37}$	$\frac{7,57}{0,3}$	$\frac{9,15}{0,39}$	$\frac{10,26}{0,39}$	$\frac{10,29}{0,43}$	$\frac{7,15}{0,3}$	$\frac{11,6}{0,49}$	$\frac{11,4}{0,48}$	$\frac{7,06}{0,3}$	$\frac{8,00}{0,34}$	$\frac{10,22}{0,43}$	$\frac{10,13}{0,43}$
Cr ₂ O ₃	—	$\frac{0,11}{0,00}$	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,19}{0,01}$	$\frac{0,03}{0,00}$	$\frac{0,05}{0,01}$	$\frac{0,04}{0,00}$	$\frac{0,09}{0,02}$	$\frac{0,09}{0,00}$	—	—	—	—	—	—
FeO	$\frac{4,35}{0,14}$	$\frac{10,42}{0,3}$	$\frac{3,67}{0,10}$	$\frac{11,15}{0,32}$	$\frac{6,8}{0,20}$	$\frac{3,84}{0,11}$	$\frac{3,33}{0,10}$	$\frac{3,89}{0,16}$	$\frac{4,42}{0,13}$	$\frac{8,23}{0,25}$	$\frac{3,48}{0,25}$	$\frac{5,39}{0,16}$	$\frac{6,33}{0,19}$	$\frac{6,01}{0,20}$	$\frac{7,59}{0,21}$
MnO	$\frac{0,03}{0,00}$	$\frac{0,01}{0,00}$	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,05}{0,00}$	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,03}{0,00}$	—	$\frac{0,01}{0,00}$	$\frac{0,06}{0,00}$	$\frac{0,01}{0,00}$	$\frac{0,01}{0,00}$	—	—	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,03}{0,00}$
MgO	$\frac{8,09}{0,43}$	$\frac{7,38}{0,39}$	$\frac{8,06}{0,43}$	$\frac{7,82}{0,42}$	$\frac{8,06}{0,44}$	$\frac{8,06}{0,48}$	$\frac{8,87}{0,48}$	$\frac{8,38}{0,55}$	$\frac{9,86}{0,52}$	$\frac{4,81}{0,26}$	$\frac{7,31}{0,39}$	$\frac{10,96}{0,58}$	$\frac{8,90}{0,48}$	$\frac{8,80}{0,47}$	$\frac{9,32}{0,50}$
CaO	$\frac{13,28}{0,51}$	$\frac{14,51}{0,57}$	$\frac{12,68}{0,49}$	$\frac{11,79}{0,46}$	$\frac{13,09}{0,57}$	$\frac{13,09}{0,54}$	$\frac{13,73}{0,52}$	$\frac{13,47}{0,57}$	$\frac{16,23}{0,63}$	$\frac{9,41}{0,36}$	$\frac{11,7}{0,45}$	$\frac{10,96}{0,64}$	$\frac{8,90}{0,53}$	$\frac{12,85}{0,49}$	$\frac{13,17}{0,51}$
Na ₂ O	$\frac{6,93}{0,48}$	$\frac{5,38}{0,37}$	$\frac{7,04}{0,48}$	$\frac{5,36}{0,38}$	$\frac{6,67}{0,44}$	$\frac{6,67}{0,43}$	$\frac{6,61}{0,43}$	$\frac{7,0}{0,48}$	$\frac{4,97}{0,35}$	$\frac{8,83}{0,61}$	$\frac{8,17}{0,57}$	$\frac{5,78}{0,40}$	$\frac{6,67}{0,47}$	$\frac{5,80}{0,40}$	$\frac{5,19}{0,36}$
K ₂ O	$\frac{0,02}{0,00}$	—	—	$\frac{0,19}{0,00}$	—	$\frac{0,01}{0,00}$	—	—	—	$\frac{0,01}{0,00}$	$\frac{0,02}{0,00}$	—	—	$\frac{0,08}{0,00}$	$\frac{0,29}{0,01}$
Σ	99,00	98,18	98,62	99,13	98,03	97,20	99,12	99,79	99,16	100,9	99,3	101,32	99,12	97,81	99,23
Al _{IV} ****	—	0,03	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,08	0,03
Al _{VI} ****	0,43	0,23	0,46	0,34	0,30	0,39	0,39	0,43	0,30	0,49	0,48	0,28	0,34	0,35	0,40

* Бесцветный пироксен, по И. Е. Медведевой [5].

** Анализ по Ю. А. Алекину.

*** Здесь и в табл. 2 в числителе — содержание, %; в знаменателе — коэффициенты кристаллохимических формул.

**** Содержания Al_{IV} и Al_{VI} даны в коэффициентах кристаллохимических формул.

Минеральный состав, %

Жадит	43	26	46	24,4	30	39	43	43	30	49	48	40	47	37,3	31,21
Диопсид	43	39	43	33,2	44	48	48	44	52	23	37	58	47	41,33	42,21
Геденбергит	8	14	7	11,9	7	6	7	7	12	13	5	2	6	8,06	8,04
Эгирин	0,1	11	—	3,3	1	—	—	5	1,5	5	5	—	—	2,02	4,02
Остаток	5,9	10	4	27,2	12	7	2	1	4,5	4	5	—	—	11,29	14,52

* Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализаторе.

давлениях. По данным химического анализа *, в клинопироксенах этих эклогитов во многих случаях содержится примесь K₂O (табл. 1). Экспериментальные исследования показали [10], что в клинопироксенах, полученных в насыщенной K₂O системе при 3 ГПа, K₂O отсутствует, и только в условиях более высоких давлений в минерале появляется примесь калия. Следовательно, K₂O в клинопироксенах эклогитов может быть использован как показатель того, что давление превышает 3 ГПа.

Признаками образования эклогитов в условиях высоких давлений, по Н. В. Соболеву, являются также повышение роли алюминия в шестерной координации и увеличение содержания Na₂O в клинопироксенах [3]. В Киргизии пироксены из эклогитов содержат Al_{VI} значительно больше, чем Al_{IV}, а в омфацитах Атбашинского хребта встречается только Al_{VI}. В то же время пироксены эклогитов рассмотренных районов характеризуются повышенным содержанием Na₂O (см. табл. 1).

К числу индикаторов условий очень высоких давлений образования эклогитов относится примесь Na₂O в гранате. Содержание ее в гранатах из Атбашинского хребта 0,03—0,04 %, из района пос. Ак-Тюз — 0,02 %, западной части Киргизского хребта 0,03—0,05 %. Это данные анализов, сделанных с помощью микроанализатора. Кроме того, в гранатах эклогитов из последнего района обычный химический анализ показал содержание Na₂O 0,12—0,79 % (табл. 2).

Согласно Н. В. Соболеву [3], на условия высоких давлений при образовании эклогитов указывает также примесь TiO₂ в гранатах. Микрозондовыми анализами в некоторых гранатах апоэклогитов Атбашинского хребта установлено TiO₂ 0,09—0,23 %, района пос. Ак-Тюз 0,6 %. В гранатах из эклогитов западной части Киргизского хребта обычным химическим путем обнаружена примесь TiO₂ 0,48—0,85 %. Содержания TiO₂ могут быть несколько завышены из-за возможного включения титанистых минералов в гранате.

Эклогитоносные формации Киргизии испытали интенсивную и многоэтапную деформацию, причем на самых ранних этапах эклогиты вели себя как твердое вещество, подвергались дроблению с образованием трещин отрыва (разрыхлялись). По трещинам кристаллизовался гранат, позже они заполнялись карбонатом. Последующий этап деформации сопровождался разлинзованием эклогитов. Метапелиты как мягкое вещество, испытывая деформацию течения, затекали в трещины тел эклогитов или заполняли межбужинное пространство. При дальнейших деформациях эклогиты и вмещающие их породы вели себя одинаково.

Таким образом, условия давления и температур кристаллизации минералов, характер взаимоотношения, а также особенности эклогитов и вмещающих их пород позволяют предположить, что эклогитоносные формации представляют собой своеобразный меланж, который возник в результате перемешивания пород разных глубин — вещества верхней мантии (эклогитов) и коры (вмещающие породы). По-видимому, такое перемешивание может происходить в структурах типа зон Бенюфа, где наблюдаются встречные движения: поддвигающаяся литосфера несет с собой первичноосадочную массу в глубину, а надвигающаяся — выводит вещество верхней мантии из больших глубин. Прогрессивный метаморфизм пород коры протекает одновременно с диафторезом эклогитов. Флюид, выделенный при прогрессивном метаморфизме первичных осадков, идет на образование водосодержащих минералов за счет безводных, присутствующих в эклогитах. С помощью этой модели объясняются все особенности эклогитоносных формаций.

Палеотектонические данные рассмотренных формаций говорят о том, что они расположены вблизи древних зон Бенюфа, слагают висячие крылья глубинных надвигов и в настоящее время находятся в аллохтонном залегании.

В момент первого соприкосновения эклогитов с метапелитами образовались мигматитоподобные породы, в которых роль жильной массы играл кварц-гранатовый материал, а роль

субстрата — эклогит. Эти породы, имеющие тонкополосчатый и пльчатый облик, названы атбашитами, так как наиболее хорошо выражены на Атбашинском хребте; в небольших количествах они отмечаются и в других комплексах. Экспериментально кварц-гранатовая ассоциация получена в условиях давления 3 ГПа и температуры 1400 °C из массы, состоящей на 90 % из смеси стекла толентового базальта (70 %) и кварца (30 %) и на 10 % из дистена [2]. Авторы считают, что такая ассоциация получается по реакции $3 \text{мп} + \text{дис} \rightleftharpoons \text{гр} + \text{кв}$, а при более кальциевых и железистых разностях, как в наших случаях, $3 \text{мп} + 2 \text{дис} \rightleftharpoons 2 \text{гр} + 2 \text{кв}$. Атбашиты испытывают дальнейшее преобразование в условиях нарастающего диафтореза. Явление атбашитизации во многом еще не исследовано, однако оно раскрывает новые стороны глубинной петрологии, проливающие свет на проблему взаимодействия вещества коры и верхней мантии.

Интересные результаты дало определение плотности 2000 образцов пород эклогитоносных формаций. При отсутствии диафторических изменений плотность метапелитов 2,8—3,2 г/см³. Как первично осадочные отложения песчано-сланцевого состава до метаморфизма они, вероятно, обладали плотностью 2,5—2,6 г/см³. Очевидно, в процессе прогрессивного метаморфизма в условиях высоких давлений они приобрели плотность, соответствующую плотности «базальтового» слоя земной коры. Это связано с образованием минералов с большой массой (граната, дистена и др.) за счет минералов с меньшей массой (глин, хлоритов, слюд и др.). Те же метапелиты, которые подверглись интенсивным диафторическим изменениям, испытали разуплотнение и снова приобрели плотность, соответствующую плотности «гранитного» слоя коры (2,6—2,7 г/см³). Это обусловлено замещением более плотных минералов менее плотными, а также заменой монолитных массивных текстур пород сланцеватыми, что создает эффект «разрыхления».

В эклогитах, не затронутых процессами диафтореза, плотность равна 3,2—3,5 г/см³, что соответствует плот-

ности вещества верхней мантии. При диафторических изменениях (преобразовании эклогитов в амфиболиты и далее в хлоритовые сланцы) их плотность вначале 2,8—3,2, затем 2,6—2,7 г/см³. Следовательно, в процессе эволюции метаморфизма пород вещество верхней мантии преобразовалось в вещество «базальтового», а затем «гранитного» слоев земной коры.

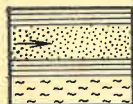
Приведенный материал по плотности дает возможность раскрыть роль метаморфизма пород в обмене веществ между корой и верхней мантией Земли, а также между слоями внутри коры. Прогрессивный метаморфизм в условиях высоких давлений может привести к преобразованию вещества осадочного слоя в вещество «базальтового» слоя коры и, возможно, верхней мантии. И, наоборот, ретроградный метаморфизм может привести к преобразованию вещества верхней мантии в вещество «базальтового» и далее — «гранитного» слоев коры. Суммарная (средневзвешенная) плотность эклогитоносных формаций Киргизии соответствует плотности «базальтового» слоя коры (2,9 г/см³).

Таким образом, особенности вещественного состава и метаморфизма, характер деформаций и физико-химические условия формирования, плотностные свойства эклогитов и вмещающих их пород, а также структурно-геологическое положение позволяют считать, что эклогитоносные формации Тянь-Шаня представляют собой глубинный меланж, возникший в результате меха-

нического смешивания веществ осадочного слоя коры и верхней мантии. Явление глубинного меланжирования может служить моделью образования вещества «базальтового» слоя континентальной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. Б. Эндогенные геологические формации Киргизии. Кн. 2. Метаморфические формации. Фрунзе, Илим, 1984.
2. Годовиков А. А., Кеннеди Дж. К. Эклогиты. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 48—61.
3. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974.
4. Ефимов И. А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии. Автореф. докт. дис. Алма-Ата, КазИМС, 1972.
5. Медведева И. Е. К вопросу генезиса эклогитов Макбальского поднятия в Северной Киргизии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 2, с. 128—129.
6. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981.
7. Соболев В. С. Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро—эклогит. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 347—355.
8. Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М., Недра, 1970.
9. Ellis D. I., Green D. H. An Experimental Study of the Effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria. — Mineral. Petrol., 1979, vol. 71, N 1, p. 13—22.
10. Erlank A. J., Kushiro F. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures. — Carn. fist. Wash., Year. Book, 1970, vol. 68, p. 233—236.



УДК 556.334.5 : 556.342.2.001.24(476)

Н. А. ЖУРАВЕЛЬ (Гомельский гос. ун-т)

Карта мощности зоны интенсивного водообмена территории БССР

В артезианских бассейнах выделяют три гидродинамические зоны, под которыми вслед за И. К. Зайцевым подразумеваются части гидрогеологического разреза с близкими условиями питания, движения и разгрузки подземных вод: верхнюю — интенсивного (активного, свободного), среднюю — замедленного (затрудненного) и нижнюю — весьма замедленного (весьма затрудненного) водообмена. Эти зоны впервые установлены Б. Л. Личковым (1928 г.), П. И. Бутовым (1931 г.), Ф. А. Макаренко (1937—1938 гг.) и Н. К. Игнатовичем (1944—1950 гг.). Вопросы гидродинамической зональности артезианских бассейнов анализировались во многих работах. Зональное распределение подземных вод на территории СССР охарактеризовано в сводном томе «Гидрогеология СССР» [3].

В. А. Всеволожский [2] предложил выделять в разрезе артезианских бассейнов гидрогеологические этажи и зоны водообмена. Так, в верхнем гидрогеологическом этаже находятся зона свободного, или интенсивного, стока (водообмена) — от свободной поверхности грунтовых вод до уровня эрозионного вреза современной (или древней) гидрографической сети (до кровли первого слабопроницаемого пласта, не вскрытого эрозией) и зона относительно затрудненного стока (водообмена) — от подошвы верхней зоны до кровли регионального водоупора.

Автор статьи под зоной интенсивного водообмена (ЗИВ) имеет в виду верхнюю часть артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов, в которую инфильтруются атмосферные

осадки. Вследствие этого формируются слабоминерализованные подземные воды, движущиеся в пределах водосборных бассейнов от возвышенных к пониженным участкам земной поверхности — долинам рек, континентальным водоемам, шельфам — и дренируемые ими. Следовательно, ЗИВ рассматривается как зона проникновения атмосферных осадков и дренажа крупными и средними реками. За ее подошву принимается наименьшая абсолютная отметка проникновения атмосферных осадков под водоразделами. В разрезе ЗИВ выделяется зона дренирования. В долинах малых рек, протекающих по водораздельным пространствам, она является верхней частью ЗИВ, а в долинах средних и крупных — соответствует по мощности зоне интенсивного водообмена.

По схеме гидродинамической зональности В. А. Всеволожского [2] зона интенсивного водообмена отвечает верхнему гидрогеологическому этажу, т. е. включает зоны интенсивного и относительно затрудненного стока. Последние целесообразно причислять к разряду подзон, так как изучение кривых изменения напора с глубиной [4] показывает, что на их границе происходит постепенное изменение условий (потеря напора).

В ряде артезианских бассейнов верхний гидрогеологический этаж (ЗИВ) устанавливается сравнительно легко по кровле мощных выдержанных водоупоров. Но чаще, когда верхняя часть разреза артезианских бассейнов представляет собой многопластовую систему, выделение регионального водоупора затруднено. Кроме того, при пере-

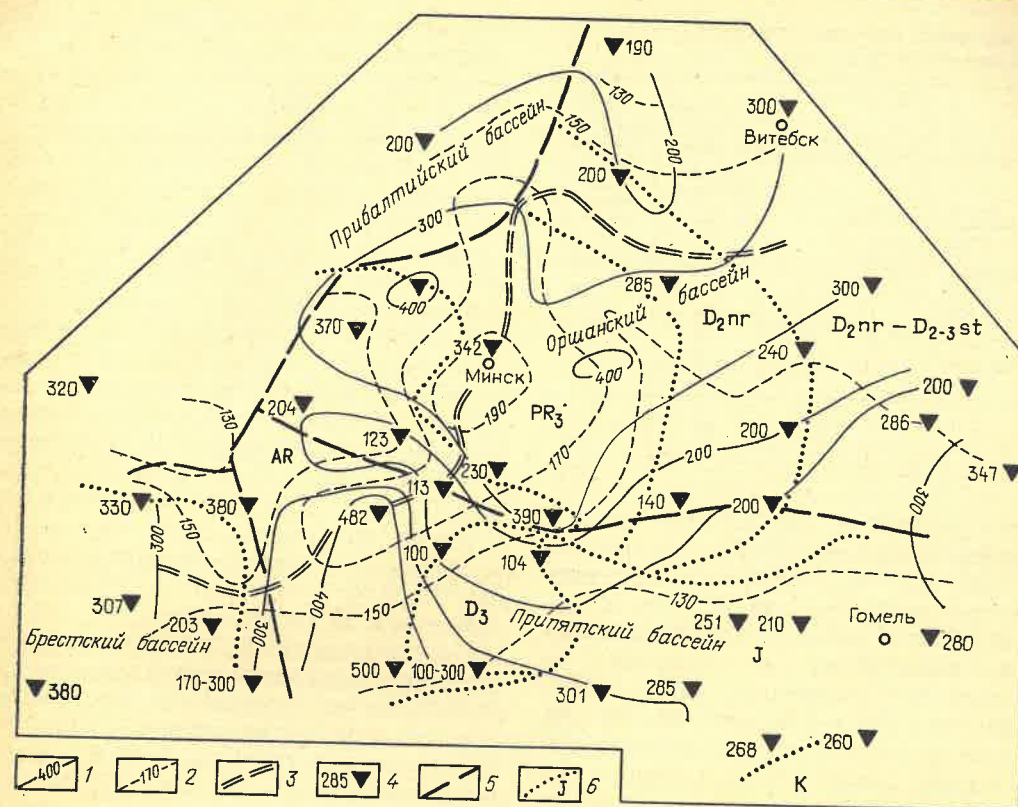


Рис. 1. Карта мощности зоны интенсивного водообмена
1 — изолинии мощности ЗИВ, м; 2 — гидроизоэпезы в основании ЗИВ, м; 3 — гидравлический водораз-

дел; 4 — ключевой участок (цифра — мощность ЗИВ, м); 5 — границы артезианских бассейнов; 6 — границы отложений в основании ЗИВ и их возраст

ходе от периферии бассейна к наиболее прогнутаю его части один верхний региональный водоупор сменяется другими, более молодого возраста, что не позволяет уверенно разграничивать зоны интенсивного и замедленного водообмена геолого-гидрогеологическим методом. Для определения мощности зоны интенсивного водообмена в условиях многопластовой системы автором предложен гидродинамический метод [4]. Он основан на использовании закономерности нисходяще-латерально-восходящего цикла движения подземных вод между областями питания и разгрузки (закономерность А. Н. Мятева), которая отражается в напорах (абсолютных отметках уровней подземных вод).

Знакомство с материалами по ряду бассейнов Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской артезианских областей позволяет сделать вывод о принципиальном совпадении мощностей зон интенсивного водообмена и пресных

вод. Исключение — участки распространения загипсованных пород и очаги разгрузки соленых вод и рассолов в долинах крупных рек. Поэтому мощность ЗИВ может быть установлена также вспомогательным — гидрогеохимическим методом по изменению минерализации и содержания хлоридов с глубиной (скважину или группу скважин в этом случае целесообразно выбирать на склоне долины, избегая очгов внедрения соленых вод под поймой). Гидрогеохимическая информация, сопоставленная с данными о положении в разрезе водоупоров, в том числе регионального, представляет собой основу геолого-гидрогеологического метода определения мощности ЗИВ.

Карта мощности зоны интенсивного водообмена территории БССР масштаба 1:1 000 000 (рис. 1) обоснована исследованиями по 71 ключевому (репрезентативному) участку. Ключевой участок — территория, изученная в большей степени по сравнению с окружаю-

Распределение ключевых участков по артезианским бассейнам

Бассейн	Количество участков	Методы определения мощности ЗИВ	
		гидродинамический	геолого-гидрогеологический
Прибалтийский	8	6	2
Оршанский	29	13	16
Брестский	8	5	3
Припятский	26	12	14
Итого	71	36	35

щими районами, по которой можно оценить мощность ЗИВ гидродинамическим или геолого-гидрогеологическим методом. При площади республики 207,6 тыс. км² один ключевой участок приходится в среднем на 2,9 тыс. км². Расстояние между центрами участков составляет 13—85 км. Все это свидетельствует о схематичности карты, поэтому в дальнейшем, по мере поступления фактического материала, количество репрезентативных участков следует увеличить примерно вдвое. По гидрогеологическому районированию, проведенному БелНИГРИ, на территории БССР выделяются четыре артезианских бассейна (таблица).

Особенностью некоторых ключевых участков является значительное варьирование мощности зоны на небольшом расстоянии, связанное с геологическим строением территории, например с изменением глубины до пород кристаллического фундамента. В этом случае на карте у знака ключевого участка ставились пределы изменения мощности. Изолинии мощности проведены через 50 м путем интерполяции, гидроизоэпезы в основании зоны — через 10 м. По ним выявлены области питания, разгрузки, направления движения подземных вод и градиенты напора. На карте индексами и цветом отображены породы в основании верхней гидродинамической зоны.

Мощность зоны интенсивного водообмена в пределах БССР колеблется от 100 до 500 м, причем минимальная (100—150 м) обнаружена на границе Оршанского и Припятского бассейнов

(см. рис. 1). Вблизи этой границы мощность зоны равна 170—200 м, на остальной территории превышает 200 м, закономерно увеличиваясь в сторону Минской возвышенности до 400 м. Максимальная мощность отмечена на участке Клец — Лунинец (482—500 м), что обусловлено погружением на юг к р. Припять кровли кристаллического фундамента и влиянием основной области питания, приуроченной к водоразделу бассейнов Балтийского и Черного морей. Мощность зоны изменяется постепенно, закономерно. Градиент мощности обычно равен 0,002, но на некоторых участках (Старые дороги, Узда, Городец, Несвиж, Копыль и др.) он достигает 0,01, поэтому проведение здесь поисково-разведочных работ на пресные подземные воды требует повышенного внимания и особой тщательности.

По территории БССР устанавливается принципиальное совпадение мощностей зон интенсивного водообмена и пресных вод. Исключением являются некоторые участки Припятской впадины в долинах рек Днепр и Припять, где отмечены куполообразные внедрения соленоватых и соленых вод в ЗИВ высотой до 100 м над ее подошвой.

Гидроизоэпезы (линии равных напоров) в основании ЗИВ максимальны на водоразделе бассейнов Балтийского и Черного морей. В пределах Минской возвышенности напоры достигают 190 м, а в долинах рек Припять, Днепр, Западная Двина и Неман понижаются до 110 м. Таким образом, имеется несомненная связь между напором подземных вод в основании ЗИВ и рельефом. Градиенты напора в основании зоны равны 0,0008—0,0050 вблизи гидравлического водораздела, в долинах рек Днепр и Припять уменьшаются до 0,0001—0,0004. В целом значительные градиенты напора обуславливают ощутимые скорости движения подземных вод, измеряемые метрами в год.

В результате статистической обработки информации по мощности ЗИВ (рис. 2) установлено, что средняя мощность зоны 268 м, коэффициент вариации 34 %. Мощность подчиняется нормальному закону распределения, т. е. ЗИВ сформировалась под влиянием ряда факторов, играющих примерно одинаковую роль. Главные из них —

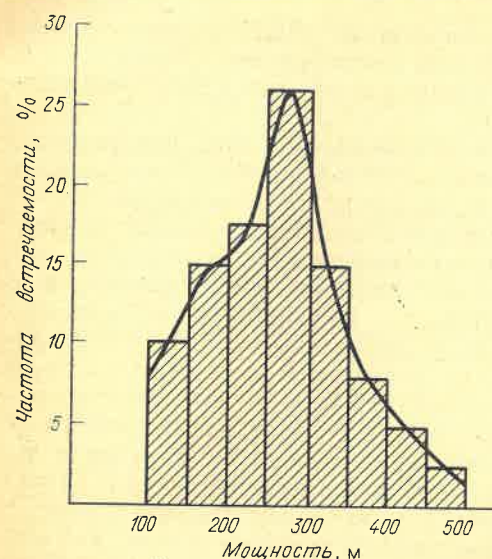


Рис. 2. Гистограмма мощности зоны интенсивного водообмена

особенности геологического строения, емкостные свойства пород, интенсивность инфильтрации атмосферных осадков и период вертикального водообмена.

Со спецификой геологического строения связаны распределение водоносных и водоупорных пород в разрезе, их наклон, сплошность (нарушенность). Особое значение имеют регионально выдержанные водоупоры * — архей-среднепротерозойские гранитоиды фундамента, кембрийские «синие глины», наровский горизонт среднего девона, верхнедевонский водоупор, комплекс водоупорных пачек юры. Можно утверждать, что до глубин 350—400 м их влияние определяющее и мощность ЗИВ прямо зависит от глубины залегания водоупора. Выявлена закономерность: по мере удаления от Белорусской антеклизы (см. рис. 1) возраст региональных водоупоров уменьшается, т. е. подошва зоны пересекает разновозрастные отложения. Поверхность раздела зон интенсивного и замедленного водообмена имеет мозаичное строение — водоупорные породы чередуются с водоносными, что определяет характер связи двух зон. На площади распространения регионально выдер-

жанных водоупоров зона интенсивного водообмена может рассматриваться как относительно изолированная, а на площади развития водоносных комплексов — как частично открытая снизу система.

На мощность зоны интенсивного водообмена (M , м) существенно влияет средний коэффициент водоотдачи пород ($\mu_{\text{ср}}$), с уменьшением которого мощность ЗИВ увеличивается:

$$M = (390 \div 750) - 3100 \cdot \mu_{\text{ср}};$$

$$M_{\text{ср}} = 565 - 3100 \cdot \mu_{\text{ср}}.$$

Интенсивность инфильтрации атмосферных осадков (w , м/год) — один из важнейших факторов формирования подвижных вод в верхней части разреза артезианского бассейна — почти не влияет на мощность зоны (влияние сказывается только при M 300—500 м). В то же время рост интенсивности вертикального водообмена ($w/\mu_{\text{ср}}$, м/год) способствует увеличению мощности зоны:

$$M = (30 \div 700) + 743 \cdot \lg \frac{w}{\mu_{\text{ср}}};$$

$$M_{\text{ср}} = 360 + 743 \cdot \lg \frac{w}{\mu_{\text{ср}}}.$$

Таковы предварительные выводы о воздействии природных условий на мощность зоны интенсивного водообмена территории БССР.

На основе карты мощности зоны интенсивного водообмена оценены естественные запасы и ресурсы подземных вод. Естественные запасы определены в виде мощности слоя воды и объема с учетом коэффициента водоотдачи. Последний изменяется на территории от 0,05 до 0,18, составляя в среднем 0,09. Мощность слоя пресных вод, вычисленная путем умножения коэффициента водоотдачи на мощность зоны, также колеблется в значительных пределах — от 6,6 до 38,1 м (средняя 24,5 м).

Естественные ресурсы подземных вод оценены по карте коэффициентов подземного стока [1] и климатической карте БССР (1975 г.). Инфильтрационное питание по площади изменяется от 17 до 134 мм/год (средняя величина 63 мм/год), естественные ресурсы равны 13,1 км³/год. По величине естественных запасов и ресурсов рассчитан

* Из рис. 1 следует, что водоупоры в основании ЗИВ локальны. Термин «регионально выдержанный водоупор» употребляется, чтобы отличать их от разделяющих слоев и пачек внутри зоны.

период водообмена, который равен 390 лет.

Зная форму пьезометрической поверхности в основании зоны интенсивного водообмена, можно оценить величину питания и разгрузки подземных вод зоны замедленного водообмена. Для этого использовались известные зависимости, характеризующие движение подземных вод с учетом инфильтрации (перетекания). По территории Белоруссии отношение w/k (где w — интенсивность инфильтрации, м/сут; k — коэффициент фильтрации, м/сут) изменяется от $3,6 \cdot 10^{-8}$ до $7,87 \cdot 10^{-6}$ (среднее значение $2,48 \cdot 10^{-6}$) и от $-8,34 \cdot 10^{-8}$ до $-6,30 \cdot 10^{-6}$ (среднее $-1,98 \cdot 10^{-6}$). Положительные значения w/k свидетельствуют о том, что через поверхность раздела зон интенсивного и замедленного водообмена некоторое количество подземных вод перетекает вниз и латеральным путем, а отрицательные — о подтоке снизу, из зоны замедленного водообмена. Положительные значения характерны для Минской и Оршанской возвышенностей, где существует область создания напора зоны замедленного водообмена, отрицательные — для трех областей разгрузки: Припятской низменности, Полоцкой и Неманской низин.

Средняя величина питания подземных вод зоны замедленного водообмена оценивается около 0,9 мм/год, средняя величина разгрузки 0,7 мм/год, что составляет примерно 1 % от количества инфильтрующихся атмосферных осадков и соответствует точности гидрологических расчетов. Полученные данные подтверждают приведенное вы-

ше определение ЗИВ как зоны проникновения атмосферных осадков и дренирования крупными и средними реками.

Карта мощности зоны интенсивного водообмена может быть использована в дальнейшем для обоснования схемы гидродинамической зональности конкретных районов БССР и прогнозирования мощности зоны пресных вод, уточнения методики гидрогеологических исследований (картирования, поисков, разведки и оценки запасов пресных подземных вод), при проектировании поисково-разведочных работ на соленоватые минеральные воды зоны замедленного водообмена, при разработке рекомендаций по размещению и оборудованию режимной сети, для выявления степени взаимосвязи водоносных горизонтов между собой и с реками в стационарных и нарушенных условиях, при прогнозировании процесса загрязнения водоносных горизонтов, при проектировании прямых поисков нефти и газа в Припятской впадине и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белецкий С. С. Роль атмосферных осадков в питании подземных вод БССР. — В кн.: Геология и география, вып. 3. Минск, Изд-во Белорусского ун-та, 1981, с. 49—54.
2. Всеволожский В. А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. М., Недра, 1983.
3. Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. Под ред. Н. В. Роговской. М., Недра, 1976.
4. Журавель Н. А. Способ определения мощности зоны интенсивного водообмена артезианских бассейнов. — Сов. геология, 1977, № 7, с. 131—139.



ХРОНИКА

УДК 550.85(574)(047.6)

А. Н. НУРЛЫБАЕВ (ИГН АН КазССР), С. В. ЕФРЕМОВА (ИГЕМ АН СССР)

III Казахстанское региональное петрографическое совещание

16—18 мая 1984 г. в Усть-Каменогорске проходило III Казахстанское региональное петрографическое совещание, созданное по инициативе Казахстанского регионального петрогра-

фического совета АН КазССР. В его работе приняло участие около 200 представителей различных научных и производственных учреждений Алма-Аты, Москвы, Ленинграда, Ново-

сибирска, Свердловска, Хабаровска, Ташкента, Душанбе, Актюбинска, Караганды, Балхаша, Усть-Каменогорска.

На совещании были обсуждены следующие основные проблемы.

1. Состояние, задачи и перспективы геолого-петрографических исследований магматических и метаморфических формаций.

2. Расчленение и корреляция магматических и метаморфических комплексов в целях использования при крупномасштабном геологическом картировании и локальном прогнозировании полезных ископаемых.

3. Применение петрохимических, геохимических и геохронологических исследований в формационном анализе.

4. Петрологические критерии рудоносности магматических и метаморфических формаций.

5. Магматические комплексы Зайсанской складчатой системы.

Всего на совещании было заслушано и обсуждено 42 доклада на пленарных заседаниях, 34 сообщения методом демонстрационной графики, а также доклад А. Н. Нурлыбаева о работе Казахстанского регионального петрографического совета. В прениях выступило 23 человека.

За период, прошедший с предыдущего петрографического регионального совещания в г. Балхаше, составлена «Карта магматических комплексов Казахстана» масштаба 1:500 000, опубликованы многочисленные сводки и монографии. Наиболее крупными из них являются «Магматические комплексы Казахстана» в 4-х томах, «Металлогения Казахстана», «Металлогенические пояса и провинции Казахстана», «Офиолиты», «Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области» и др.

1. Исследования вещественного состава магматических и метаморфических образований в отдельных районах позволили уточнить принятые ранее схемы расчленения магматических и метаморфических образований, их возрастную датировку. Наибольшие разногласия касались природы и возраста гнейсовых толщ, выделения и расчленения магматических комплексов, особенно позднепалеозойских, в Прибалхашье (Г. Ф. Ляпичев, К. А. Абдрахманов, Л. Н. Шарпенко, В. И. Серых и др.).

Отмечалась необходимость постоянной координации Казахстанским региональным петрографическим советом всех исследований, проводящихся в Казахстане. Это особенно важно в связи с предстоящим составлением «Каталога магматических комплексов Казахстана» и продолжением работ по изданию томов серии «Петрография Казахстана». Назрела необходимость организации в республике единого банка разнообразных количественных данных по магматическим породам и широкого применения ЭВМ для их систематики.

В докладе А. А. Абдулина, Б. Р. Берикболова, А. Н. Нурлыбаева и И. И. Никитченко при освещении состояния, задач и перспектив геолого-петрографических исследований магматических и метаморфических комплексов Казахстана отмечалось, что наименее изученными являются «дайковые комплексы», их региональная позиция, распространение, возраст и металлогеническое значение (регионального и локального контроля металлогении). Авторы

подчеркивали важность дальнейшего изучения магматических тел на количественной основе с широким применением новых методов исследований, изучения гидротермальных образований, флюидогенных комплексов, развития руднопетрографических и рудномагматических исследований не только на породном, но и на геохимическом и других уровнях. Говорилось о необходимости создания в республике лаборатории экспериментальной петрологии.

2. В связи с переходом к составлению государственных крупномасштабных геологических карт обсуждались основные задачи геолого-петрографо-геохимических исследований. Первым этапом в этой работе В. Л. Масайтис и В. Н. Москалева считают уточнение корреляционных схем магматических комплексов и составление опорных легенд для серий листов. В легендах должны найти отражение особенности состава горных пород, с учетом рекомендаций Терминологической комиссии Петрографического комитета. Второй этап — геологическое картирование и детальное изучение конкретных магматических тел и составляющих их пород, третий этап — внутрiformационный анализ, установление провинциальных региональных особенностей магматических комплексов, оценка перспектив их рудоносности. Все исследователи считают, что своевременное составление детальных легенд геологических карт будет способствовать проведению картирования на новом уровне.

Необходимо изучение крупных плутонических и вулканических массивов, а в районах широкого развития метаморфических преобразований — проведение комплексного их исследования и выяснения первичной природы. На картах должны быть отражены последующие преобразования горных пород (автометасоматоз, гидротермальное преобразование и др.). В настоящее время еще не разработаны приемы отображения на геологических картах генетических особенностей как осадочных, так и магматических пород, глубин эрозийного среза массивов, показа минеральных фаций роговиков и др. Необходимо дальнейшая корреляция литолого-стратиграфических единиц (вулканогенных свит и комплексов в разобщенных районах). Рекомендовалось построение карт комагматичности горных пород, в первую очередь для краевых вулканических поясов, а также широкое обобщение накопленных материалов, проведение их оценки, создание сводок по магматизму рудных узлов, которые должны способствовать совершенствованию научных основ прогнозирования эндогенного оруденения. Все эти работы должны быть выполнены на единой основе с выделением этапных объектов.

Результаты геохронологических, петрохимических и геохимических исследований в Казахстане нашли отражение в отдельных докладах и более широко рассмотрены в тезисах, опубликованных перед совещанием. Многие исследователи проводили сравнение казахстанских материалов с данными, полученными по другим регионам, и освещали на этой основе ряд общих петрологических и петрохимических проблем.

Имеющиеся по Казахстану калий-аргоновые определения возраста горных пород и минералов часто противоречивы, плохо увязывают-

ся с геологическими данными и нуждаются в дальнейшей проверке более точными методами. Особенно наглядно это было продемонстрировано Е. С. Гольденбергом, обобщившим геохронологические данные по 262 интрузивным массивам, принадлежащим 43 комплексам.

3. Рассматривая петрохимические особенности щелочного магматизма, П. В. Ермолов, Н. А. Тихомирова и А. Г. Владимиров отмечали, что в складчатых поясах, в сводовых активизированных областях щитов и плит, реже в континентальных рифтах эпохи пересыщенного кремнезема щелочного магматизма помещаются внутри эпох плюматитового магматизма и характеризуют периоды кратковременного и резкого усиления режима щелочности магнезиализации.

По мнению Ф. А. Летникова, от архея до кайнозоя происходило однонаправленное отступление в глубь литосферы фронта восстановления флюидов с высоким С/Н отношением, с которым пространственно совпадают уровни истощения верхней части литосферы по углероду, кремнезему, щелочам (особенно калию), рудным элементам, сере, фосфору и многим флюидным компонентам. Он считает, что зрелые литосферные блоки характеризуются проявлением полихронного метаморфизма высоких ступеней ареального типа с характерным для них набором месторождений полезных ископаемых. По мере роста зрелости литосферных блоков в развитии мантийного магматизма наблюдается такая последовательность: толеитовые базальты, трахитобазальты, ультраосновные и ультраосновные—щелочные породы, карбонатиты, кимберлиты. Активизация в пределах зрелых литосферных блоков весьма продуктивна в отношении формирования крупных месторождений редких элементов, цветных и благородных металлов.

Опыту петрохимической типизации гранитоидов посвятили свой доклад К. А. Абдрахманов, В. И. Серых и др., а вулканических пород — Ю. И. Лялин. К. А. Абдрахманов отмечает наличие двух петрохимических тенденций при развитии гранитоидного магматизма: 1) синхронный рост общей и калиевой щелочности и кремнеземистости горных пород на фоне уменьшения содержания оксидов кальция, магния, железа и алюминия; 2) увеличение общей щелочности на фоне уменьшения К/Na отношения при одновременном понижении кремнеземистости и повышении содержания оксидов кальция, магния, особенно суммы оксида железа и закиси железа.

В. И. Серых, проанализировав геолого-петрографические и петрохимические особенности гранитоидов, подробно подразделил их и рассчитал средние химические составы выделяемых им видов гранитоидов с учетом калиево-натриевости горных пород. Схема корреляции для вулканогенных комплексов верхнего палеозоя Балхашско-Илийского региона по совокупности петрографических, петрохимических особенностей и положению в эволюционном ряду предложена Ю. И. Лялиным, а для палеозой Центрального Казахстана — Р. М. Антоном и др. Натриевые андезиты пониженной глиноземистости, обнаруженные в северо-восточной части каледонид Центрального Казахстана, получили специальное название «суверениты» (Н. Я. Яценко, Э. С. Фай-

зуллин). Однако оно вряд ли будет принято в связи с общей тенденцией использования петрографами СССР более простых, понятных, уточняющих видовое название терминов.

4. Петрологические критерии потенциальной и реальной рудоносности магматических и метаморфических формаций Казахстана, критерии рудоносности метасоматитов рассматривались в основном в тезисах докладов. К критериям потенциальной рудоносности отнесены следующие признаки: 1) исходный состав гранитных расплавов и условия формирования и кристаллизации на разных вертикальных уровнях (К. А. Абдрахманов); 2) генезис гранитоидов (К. Дж. Боконбаев, М. Л. Гесь); 3) флюидный режим кристаллизации многофазных гранитов — процесс идет в направлении повышения кислотности (А. Д. Кузнецов, М. Б. Эпельбаум); 4) содержание лития в слодах (Е. В. Негрей, Л. П. Ермилова, Л. И. Симонова); 5) присутствие собственных рудных минералов (Г. М. Царева) как в неизмененных, так в авто- и постмагматически измененных породах (В. И. Чернов, В. А. Карабанов, О. Ф. Кроль).

Реальная рудоносность определяется серией признаков: составом, типом структурно-формационной зоны, этапом формирования, характером и составом вмещающих пород, эволюцией магматизма и др. (М. Г. Хисамутдинов, А. А. Беляев, Л. Г. Перегудова), совокупностью благоприятных геологических, магматических, метаморфических и метасоматических предпосылок (В. С. Горяева, И. И. Овсянников, А. В. Веселов). К индикаторам редкометалльного оруденения А. А. Козловский и Д. Г. Губайдуллин относят следы: чем интенсивней их преобразование, тем богаче оруденение. По мнению М. А. Абдулкабировой и А. Н. Нурлыбаева, масштабность оруденения в рудных узлах зависит от продолжительности проявления продуктов магматической деятельности. Крупные и уникальные месторождения медноколчеданных руд связаны с центральным типом извержений риолит-дацитовых расплавов контрастной или непрерывной вулканогенной формаций натриевой серии в предостровном и собственно островном режиме (М. Б. Бородаевская, А. Г. Волчков, И. З. Самонов, В. С. Требухин, Е. П. Ширай). Для колчеданных провинций, в том числе и для Рудного Алтая, характерна отчетливая геолого-геохимическая связь состава оруденения с петрохимическим составом вулканических рудовмещающей формации (В. Д. Баранов, Т. П. Степанов). Колчеданно-полиметаллическое оруденение отличает многоэтапность формирования (В. С. Кузбный, Э. С. Пономарев и др.).

Н. Г. Бузкова считает, что геологические, геофизические и геохимические критерии не дают возможности выделять продуктивные массивы аляскинских гранитов. О степени рудоносности можно однозначно судить по изменениям минерального состава гранитов под воздействием рудогенерирующих флюидов. Это воздействие выражается в перекристаллизации полевых шпатов (появление двуполевошпатовых гранитов), образовании несвойственных гранитам низкотемпературных гидатитовых кристаллографических форм акцессорного циркона; интенсивность этих процессов прямо

пропорциональна масштабу оруденения. Проверка этого критерия в пяти регионах показала, что его применение дает правильные результаты в 98 % случаев из ста.

Индикаторное значение кристалломорфологии пирита и наличия «звездчатых» сростаний кристаллов арсенопирита в некоторых рудоносных интрузивах Казахстана подчеркивалось Р. В. Пугаловой и Л. Е. Бердиной. Гранитоиды, с которыми связаны оловянные и оловяно-вольфрамовые месторождения, значительно отличаются от гранитоидов, ассоциирующихся с вольфрам-молибденовыми и медно-молибденовыми месторождениями, по степени окисленности оксидных минералов железа (А. Т. Хитрунов, Р. В. Пугалова).

Интенсивность меднопорфирового оруденения в Северном Прибалхашье пропорциональна масштабу развития кварцевых прожилков (Т. Д. Артыкбаев, Т. Д. Асамбеков, В. Н. Голев), масштабу проявления окорудных изменений мусковит-кварцевого типа и степени насыщенности участка послегранитными дайками (Л. Г. Егорычев), наличию многофазности в порфировых интрузивах (Ю. К. Кудрявцев). Среди критериев рудоносности метасоматитов ведущими прямыми признаками петрологические, а косвенными — геологические и геофизические критерии (О. Н. Грязнов). Первые карты гидротермально-метасоматических образований

были продемонстрированы Е. В. Плющевым и др.

5. Специальное заседание, посвященное магматическим комплексам Зайсанской складчатой системы, показало наличие разногласий в возрастной датировке магматических комплексов, их формационной принадлежности и рудоносности.

Совещание одобрило деятельность Казахстанского регионального петрографического совета, избран новый его состав в количестве 50 человек, частично обновлен состав постоянно действующих комиссий. В принятом решении рекомендовано существенно улучшить и углубить изучение вещественного состава метасоматических и магматических образований, разработать единую типовую легенду, обязательную для всех издаваемых серий геологических карт масштаба 1:50 000, создать обобщающие сводки по магматическим массивам Казахстана с освещением магматизма в рудных узлах, а также усилить координацию всех петрографических исследований, проводимых различными учреждениями и научными организациями на территории Казахстана.

Очередное IV Казахстанское региональное петрографическое совещание намечено созвать в 1987 г. в Караганде, на нем будет рассмотрена проблема рудоносности магматических формаций и прогнозные петрологические критерии.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 556.3(049.32)

А. М. НИКАНОВ, Ю. А. ФЕДОРОВ (Гидрохимический ин-т)

О книге „Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах“*

Книга содержит обширный и весьма разнообразный материал, который органически увязан и в целом отвечает ее генеральному направлению. Главную цель авторы книги видят в необходимости дать систематизированное и достаточно полное представление о геологической деятельности и истории воды в земных недрах. Важно отметить, что рассмотрение роли воды в геологических процессах не ограничивается только наиболее изученной оболочкой Земли — литосферой. Много места уделяется выявлению участия молекул воды в процессах, происходящих в мантии и в зоне метаморфизма. Такой фундаментальный труд выполнен в СССР впервые и, пожалуй, не имеет аналогов за рубежом. Поэтому данная книга представляет большой практический и теоретический интерес.

* Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, С. Л. Шварцев и др. Новосибирск, Наука, 1982, 239 с.

Книга состоит из введения и восьми глав. В конце каждой главы приводится список литературы, что облегчает изучение текста.

Главы 1 (частично) и 2 посвящены анализу флюидного режима земной коры и верхней мантии, поведения воды в магматических процессах. Кратко излагаются основы термодинамики. Обращается внимание на такие категории, как энтропия, свободная энергия, энтальпия и энергия активации (энергетический барьер). Эти понятия описаны довольно полно, однако существенным недостатком данного раздела является отсутствие конкретных примеров, иллюстрирующих использование термодинамических расчетов для изучения тех или иных геологических процессов. Нет сведений, относящихся к такому важному процессу, как сольватация, частным случаем которого является гидратация. Между тем общий знак изменения энтропии связан со структурной трансформацией растворителя и, следовательно, с сольватацией ионов. Последняя, как известно, может приводить к двум основным эффектам:

разупорядочению и упорядочению молекул растворителя. Направление изменения энтропии зависит от преобладающего влияния одного из перечисленных эффектов. Эти два конкурирующих процесса, по-видимому, продолжают «работать» и в растворах, находящихся в условиях высокой температуры и давления. Информация по данному вопросу необходима и потому, что в последнее время с позиции теории гидратации ионов делается попытка объяснить формирование химического и изотопного состава высокоминерализованных рассолов.

Убедительно выглядят доводы авторов в пользу важности роли воды в магматических процессах. Несмотря на дискуссию о количестве воды и формах ее нахождения в магме, это мнение поддерживается большинством исследователей.

В главе 3 в соответствии с воззрениями Н. М. Страхова (1963 г.), Р. М. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974 г.) рассмотрены образование и постседиментационные изменения осадочных горных пород в ходе геологической истории как единый осадочный цикл. Вода существует на любой стадии осадочного цикла, поэтому вполне оправдан подход авторов, основанный на дифференцировании ее роли в соответствии с принципом стадийности геологических процессов.

Совершенно верно отмечается, что седиментогенез включает в себя «мобилизацию вещества при выветривании материнских пород: его перенос и осаждение в бассейнах аккумуляции» (с. 34). Следовательно, было бы логичнее в табл. 3.3 в графе «Стадия» написать «седиментогенез» как термин, отражающий состояние вещества, контролируемого определенными факторами и процессами. Это более верно и потому, что такие процессы, как мобилизация, массоперенос вещества и т. д., имеют место и на других стадиях литогенеза. Меняются характер и механизм трансформации вещества, термобарические условия и типы воды; изменяется также значение тех или иных процессов, совершающихся на различных стадиях осадочного цикла.

Рассмотрены масштабы разложения и синтеза воды при литогенезе и метаморфизме. В свое время этому вопросу много внимания уделял В. И. Вернадский. Авторы различают четыре этапа эволюции вещества глин. Остановимся более подробно на анализе третьего этапа (диагенез и катагенез). Диагенез и катагенез характеризуются преобразованием монтмориллонита и каолинита в иллит и хлорит, что обеспечивает дальнейшее разложение воды, но уже с выделением иона водорода в раствор и связыванием глинами гидроксильной группы OH^- , а также ионов магния и калия. Такая точка зрения является сравнительно новой. Впервые она была сформулирована С. Л. Шварцевым (1975 г.). И хотя в данной гипотезе, на наш взгляд, есть некоторые противоречия, несомненно, что предложенная модель представляет важный теоретический вклад в познание процессов формирования химического состава подземных вод.

В главе 4 освещены вопросы, касающиеся связи подземных вод с сейсмическими процессами. Приводится также подробный анализ гидрохимических методов исследований, кото-

рые применяются при прогнозировании землетрясений. Как нам кажется, слабо представлены прогностические методы, основанные на изучении распределения стабильных изотопов углерода, серы, водорода и кислорода во флюидах. За этими методами стоит большое будущее, и поэтому их более детальное рассмотрение в данной монографии было бы оправданным.

В главе 5 анализируется роль воды в гипергенных процессах, дается оценка интенсивности подземной химической денудации. Эта оценка основывается на разработках Р. М. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974 г.), которые были выполнены для отдельных компонентов химического речного стока Северной Америки. По их методике из величины подземного химического стока вычитается в первую очередь количество компонентов, поступающих в подземные воды с атмосферными осадками. Дальнейшие расчеты проводятся со средним составом подземных вод, который формируется вследствие их взаимодействия с горными породами и характеризует подземный сток какого-либо отдельного района. Авторы отмечают, что наиболее сложной в этой методике является проблема установления происхождения растворенных ингредиентов. В качестве примеров приводятся схематические карты интенсивности подземного выщелачивания для отдельных районов и для всей территории СССР.

Важным элементом, несомненно повысившим научную и практическую ценность данной книги, является введение в нее раздела, посвященного геологическим последствиям техногенного воздействия на подземную гидросферу. Проблема геологической деятельности техногенных подземных вод освещена в научной литературе крайне слабо, вероятно, поэтому их роль в эволюции облика земной коры еще недостаточно ясна. Несмотря на трудности авторам удалось достаточно подробно описать геохимическую, геотермическую и инженерно-геологическую деятельность подземных вод. К сожалению, несколько односторонне рассмотрены аспекты воздействия загрязняющих веществ: главным образом с позиции оценки их влияния на одну из составляющих гидросферы — подземные воды. В то же время практически не освещены вопросы загрязнения собственно основных носителей антропогенных продуктов — поверхностных вод.

Глава 6 посвящена деятельности воды при формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых. Рассмотрена роль воды при формировании месторождений с участием гидротермальных растворов и связанных с гипергенными процессами; при формировании и разрушении соляных месторождений, месторождений нефти и газа. Несмотря на сравнительно ограниченный объем данной главы авторам удалось в целом рассмотреть эту проблему, однако следует отметить некоторую упрощенность в обсуждении тех или иных вопросов. Вряд ли можно считать целесообразным выделение растворов газовой-жидких включений в гидротермальных минералах в особый тип природных вод (табл. 6.1). Ссылка на высказывание А. Г. Бетехтина (1955 г., с. 219) о том, что растворы газовой-жидких включений

являются «далеко не истинной средой минералообразования», еще не дает на это право.

Растворы во включениях гидротермальных минералов, действительно, не являются гомогенными по химическому (и изотопному) составу и нередко отличаются от изначального гидротермального флюида. На это отнюдь не связано с существованием какого-либо механизма разделения ионов (или изотопов элементов) в системе раствор включений — гидротермальный раствор, а вызвано или гетерогенным характером самих гидротермальных вод, или изменением их во времени и пространстве в результате многочисленных геологических и физико-химических процессов. Так, например, при изучении включений в кристаллах барита из каменноугольных отложений Восточного Донбасса (А. М. Никаноров и др., 1977 г.) были установлены три типа включений, которые относились соответственно к трем генерациям барита. Растворы во включениях в пределах каждой генерации были близки по химическому составу, однако существенно отличались по валовому составу вытяжек, выделенных из различных генераций барита.

Более того, как было показано (А. М. Никаноров и др., 1983 г.), включения в осадочных минералах (известняк, каменная соль) подвергаются в жестких термобарических условиях тем же направленным изменениям в их химическом составе, что и пластовые воды. Все это, по нашему мнению, говорит о генетическом единстве растворов газовой-жидких включений с растворами, из которых они выпадали, и тем самым опровергает кажущуюся порой экзотичность растворов включений.

Несомненной удачей книги следует считать главу 7, написанную кратко, образно и динамично. Однако есть и замечания. Вероятно, нецелесообразно выделять кроме элизонного и инфильтрационного водообмена еще и магматический, или эндогенный. Роль эндогенных вод в осадочной оболочке неясна. В настоящее время эти воды в «чистом» виде не зарегистрированы ни одним из существующих гидрохимических методов. Конечно, последнее замечание ни в коей мере не может служить опровержением самого факта существования таких вод. По нашему мнению, их идентификация затруднительна вследствие: 1) несовершенства методов выявления эндогенных вод; 2) незначительного их количества относительно вод литосферы; 3) смешения эндогенных вод с водами зоны метаморфизма и литосферы; 4) низкой вероятности сохранения реликтов эндогенных вод в пределах, доступных для

изучения современными техническими средствами. Наконец, если следовать логике авторов, то необходимо было выделить и «метаморфический» водообмен, поскольку роль высвобождающихся при метаморфизме вод исключительно велика.

В главе 8 рассмотрен генезис подземных вод, затронуты наиболее дискуссионные проблемы гидрохимии. К сожалению, бросается в глаза отсутствие согласованности в применении отдельных терминов. Так, из главы 3 очевидно, что потеря межслоевой воды глинистых минералов (по мнению рецензентов, и кристаллизационной воды гипса) происходит во время литогенеза (стадия диагенеза и катагенеза), т. е. связана с осадочным циклом. Однако в главе 8 (с. 193) к этим же водам применяется другой термин — «метаморфогенные». Этот термин применяется в зарубежной литературе и относится ко всем водам, высвобождающимся при дегидратации минералов независимо от термобарических условий их преобразования. Такой подход вряд ли можно считать оправданным, тем более что и сами авторы, как видно из первых глав, придерживаются иного мнения. В связи с этим мы полагаем, что под «метаморфогенными водами» следует понимать исключительно воды, образующиеся при метаморфизме.

К сожалению, в монографии встречаются опечатки. Так, в графе « $\delta^2\text{H}$, ‰» таблицы 8.8 все величины следует умножить на 10, поскольку в статье С. Савина и С. Эпштейна (1970 г.) они выражены в процентах. К поровым водам имеют отношение только значения δD . Сведения же по $\delta^{18}\text{O}$ получены для изотопного состава кислорода, входящего в структуру минералов. Не убедительно утверждение авторов, что «солевой» эффект, установленный М. Г. Валяшко с соавторами (1977 г.), не подтверждается данными по δD и $\delta^{18}\text{O}$ в рассолах всех соленосных бассейнов земного шара. Как показали наши исследования (А. М. Никаноров и др., 1983 г.), обеднение тяжелыми изотопами водорода и кислорода седиментационных рассолов высокой стадии концентрирования может происходить вплоть до уровня их содержания в метеорных водах, без какого-либо участия последних, т. е., возможно, за счет «солевого» эффекта.

В заключение отметим, что несмотря на сделанные замечания книга представляет большой научный и практический интерес, вносит заметный вклад в развитие теоретических и методических основ гидрогеологии.

Contents

ANTARCTICS: THE ZONE OF PEACE AND COOPERATION

- Ivanov V. L.*
Geological presumptions for predicting
oil and gas presence in Antarctica . . . 3
ENERGY RESOURCES

- Khaimov R. N., Borisov O. M., Akhmed-
zhanov M. A., Borisov S. O.*
Problems of the presence of oil and gas
in Riphean-Paleozoic sediments in Cent-
ral Asia . . . 14
Saprygin S. M., Tronov Yu. A.
Hydrodynamic structure of the accumula-
tion of hydrocarbons and of the oil-and-
gas-bearing trough, Sakhalin Island . . . 20

METALS AND NON-METALS

- Stromov V. A.*
On the role of sulphide-bearing strata of
the Pechenga productive series in the
distribution of copper-nickel deposits . . . 29
*Kudrin V. S., Pavlovskiy A. B., Stav-
skiy V. A.*
The Songkel'-Kensuyskaya molybdenum-
tungsten zone in the Tien-Shan . . . 36
Gryaznov O. N., Melnikov E. P.
Alteration of the rock of crystal-bearing
quartz veins in the Urals . . . 41

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Pavlyutkin B. I., Klimova R. S., Tsar-
ko E. I.*
New data on phyt stratigraphy and pa-
leogeography of the Late Miocene in
South-West Primorie . . . 47
*Borovko N. G., Sergeeva S. P., Abaimo-
va G. P.*
Conodont zones of the Lower Tremadoc
stage in the northwest of the Russian
Plate . . . 55
*Vashchenko E. M., Bessolitsin A. E., Be-
lov E. N.*
On the stratigraphy of Middle Carbonic
sediments in the Malobotuobinskiy area . . . 60

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Shein V. S.*
A geodynamic model of oil and gas regi-
ons in the south of the USSR . . . 64
Kovylin V. M.
Block structure of the West Siberian Pla-
te and oil and gas presence . . . 77
Nemtsovich V. M.
Formation analysis in carrying out geo-
logical and prediction-metallogenetic in-
vestigations . . . 86
*Kukushkin D. A., Kuznetsov O. L., Mu-
ravev V. V., Kutukov D. A., Urupov A. K.*
Lineament analysis of the accumulative
plains . . . 100

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Bakirov A. B., Balbachan A. R., Koto-
va L. S., Kotov V. V., Petriyichuk G. A.*
Conditions of the formation of eclogite
complexes in the Tien-Shan . . . 105

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Zhuravel N. A.*
Map showing the thickness of the zone
of intensive water exchange throughout
the Belorussian SSR . . . 116

NEWS IN BRIEF

- Nurlybaev A. N., Efremova S. V.*
The III-rd Kazakhstan regional petrogra-
phic conference . . . 120

BOOK REVIEWS

- Nikanorov A. M., Fedorov Yu. A.*
On publication "The fundamentals of
hydrogeology. Geologic action and histo-
ry of water in the earth's strata" . . . 123

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Журнал «Советская геология» публикует статьи, освещающие наиболее актуаль-
ные проблемы общей геологии, стратиграфии, палеонтологии, петрографии, геохимии,
тектоники, изучения месторождений полезных ископаемых и подземных вод; вопросы,
связанные с исследованием геологического строения и закономерностей размещения
месторождений нефти, угля, газа, металлических и неметаллических полезных иско-
паемых; вопросы методики, экономики и планирования геологосъемочных, поисковых
и разведочных работ, оценки месторождений и т. д. Кроме того, в журнале печата-
ются статьи, затрагивающие дискуссионные проблемы во всех областях геологии и
учения о полезных ископаемых, итоги наиболее интересных дискуссий, съездов, кон-
ференций и совещаний по различным вопросам геологии. При подготовке статьи
к опубликованию просим авторов строго руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 20 страниц машинописи (включая табли-
цы и список литературы); текст необходимо печатать через два интервала, на одной
стороне листа, поля оставить с левой стороны; все страницы рукописи пронумеровать.

2. В редакцию представляются два экземпляра рукописи (1-й и 2-й) и реферат
(0,5—1 с).

3. Рисунки к статье прилагаются также в двух экземплярах в отдельном кон-
верте. На обратной стороне каждого рисунка надо написать его порядковый номер,
фамилию автора и название статьи. Рисунки можно представлять на кальке, ватмане
или в виде фотоснимков (только на глянцевой бумаге). Графика должна быть схе-
матизирована и не перегружена деталями, чтобы четко читаться при уменьшении до
размера страницы журнала. Количество рисунков должно быть не более четырех на
20 страниц рукописи. Подписные подписи необходимо напечатать отдельно. Цвет-
ные рисунки не принимаются.

4. Список литературы имеет сквозную нумерацию и составляется в алфавитном
порядке: на фамилию первого автора, если авторов не более трех, и на первое слово
заглавия, если авторов более трех; в последнем случае авторы указываются сразу
после названия работы; иностранная литература помещается после отечественной.
Ссылки в тексте на использованную литературу даются соответствующим порядковым
номером в квадратных скобках. В список литературы не следует включать работы,
на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы. Список
литературы должен содержать не более 15 работ.

5. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко
от руки тушью или чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать
буквы, имеющие сходные как прописные, так и строчные начертания (V, S, O, M, P,
Z). Греческие буквы надо обвести красным карандашом, латинские — синим (кроме
химических символов).

6. Цитаты необходимо тщательно проверить: точность приведенной цитаты долж-
на быть заверена подписью автора на полях; необходимо указать источник (автор,
название статьи или книги, издательство, год, страница).

7. Рукопись должна быть подписана автором (авторами), и в конце ее необхо-
димо указать фамилию авторам, имя и отчество (полностью), место работы, зани-
маемую должность, ученую степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

8. Редакция оставляет за собой право в случае несоблюдения изложенных выше
требований не принимать рукописи и возвращать их авторам.

Вниманию читателей!

В издательстве «Недра» готовятся к печати и выйдут в свет в 1986 г. следующие книги

Полезные ископаемые. Поиски и разведка месторождений

УЧЕБНИКИ И УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ

РОМАНОВИЧ И. Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Учебн. пособие для вузов. 30 л. Цена 1 р. 40 к.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых».

План 1986 г., № 162

ЯКОВЛЕВ П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. Учебн. пособие для вузов. 25 л. Цена 1 р. 30 к.

Для студентов горно-геологических вузов, изучающих курс «Промышленные типы рудных месторождений».

План 1986 г., № 163

УЧЕБНИКИ ДЛЯ ТЕХНИКУМОВ

Охрана труда на геологоразведочных работах. Изд. 2-е. Учебник для техникумов/А. И. Кabanцев, А. И. Бочаров, В. Х. Ахмет и др. 20 л. Цена 90 к.

Для учащихся геологоразведочных техникумов.

План 1986 г., № 165

СПРАВОЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Инструкция по оказанию первой помощи при несчастных случаях на геологоразведочных работах. Изд. 2-е, 3,5 л. Цена 20 к.

Для работников геологоразведочных организаций.

План 1986 г., № 168

СОЛОДОВ Н. А., БУРКОВ В. В., ОВЧИННИКОВ Л. Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. 25 л. Цена 1 р. 80 к.

Для геологов, обогатителей, технологов.

План 1986 г., № 174

С подробными аннотациями на книги можно ознакомиться в аннотированном плане выпуска литературы издательства «Недра» на 1986 г., который поступит в марте 1985 г. в книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу.

Вы можете оформить предварительные заказы на интересующие Вас книги. Своевременное оформление предварительных заказов гарантирует приобретение интересующей Вас книги.

Специализированные магазины высылают книги наложенным платежом.

Адреса магазинов:

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, № 2, 1-128