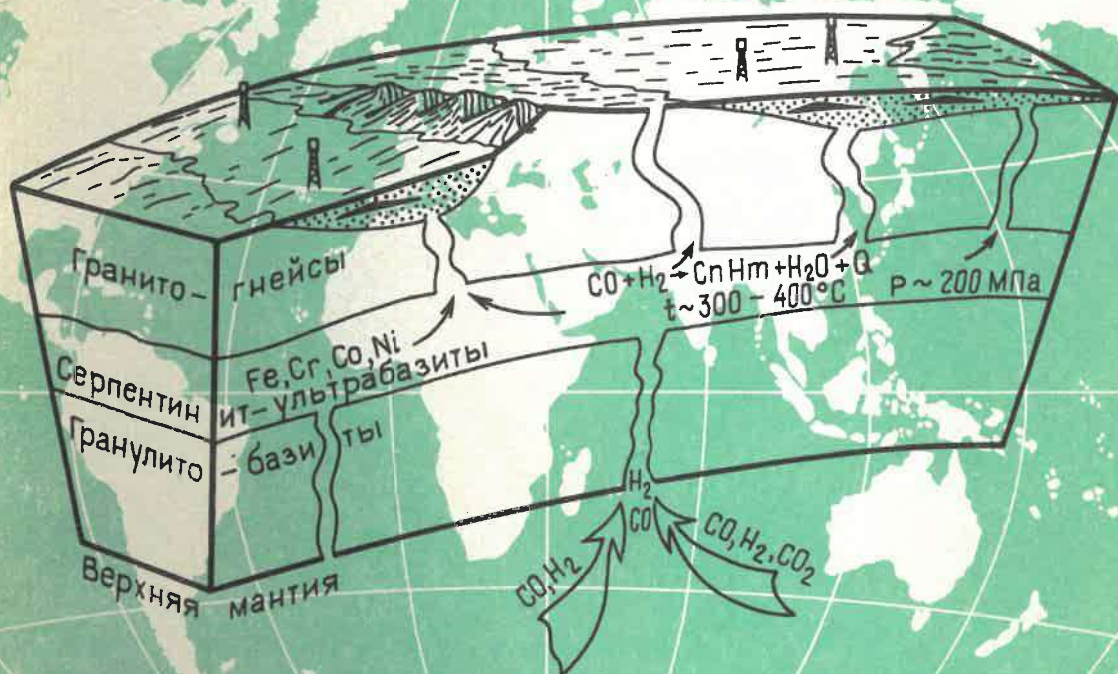


Советская геология

ISSN 0038-5069



3/1992

СОСТАВ, СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИКА
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

НЕФТЬ И ГАЗ – ОСНОВА РАЗВИТИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

ПРОБЛЕМЫ РЕАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ПОТЕНЦИАЛА СТРАНЫ

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

3/1992

Основан в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк.



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

Золотов А. Н. Нефть и газ — основа развития базовых отраслей промышленности	3	Вопросы стратиграфии и палеолитологии криворожской серии	50
Беневольский Б. И., Мигачев И. Ф., Шепотьев Ю. М. Состояние и проблемы реализации золоти- го потенциала СНГ в условиях рыночных отношений	4	РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА Косалс Я. А., Любецкий В. Н. Типы геохимических провинций, редкоме- талльных рудных поясов и меаллогени- ческих зон Казахстана	56
Зайченко Ю. В. Опасные геологические явления и меры по их предупреждению	11	Обыскалов А. К., Марков А. Н., Граб- кин О. В., Переверзева Н. А., Белокопы- това Л. Г. О надвиговом строении фундамента Пред- кавказья в северном обрамлении Минер- аловодского выступа	68
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ Харьков А. Д., Сафронов А. Ф., Смир- нов Г. И. Слабо эродированная кимберлитовая трубка Орапа	14	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ Боголюбов А. Н., Башилов В. И., Забров- ская Т. В. Использование электроразведки ВЭЗ (ДЭЗ) МДС при космоструктурном кар- тировании нефтегазоносных территорий	73
Савко А. Д., Беляев В. И., Бартенев В. К. Основные факторы формирования титан- циркониевых россыпей	21	Дружинин В. С., Карманов А. Б., Авто- неев С. В., Турыгин Л. В. Изучение строения доюрского фундамента Западной Сибири с помощью трехмерной сейсморазведки МПВ	80
Вершинин А. С. О геологической модели формирования ги- пергенных месторождений никеля	29	Саркисов Ю. М., Кудымов В. М., Овча- ренко А. В., Берзин Р. Г., Сулейманов А. К. Новые данные о составе, структуре и гео- динамике континентальной коры	88
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ Изосов Л. А. Формации силура, девона и карбона. При- морского края	35	Памяти Александра Кирилловича Матвеева	96
Чибрикова Е. В., Олли В. А. Эйфельские отложения Передового хребта Северного Кавказа	45	Памяти Михаила Алексеевича Зубова	96
Бутырин В. К., Жук В. П., Паранько И. С., Трощенко В. Н.			

Художественный редактор Е. А. Карпенко
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 24.01.92. Подписано в печать 19.02.92. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,91. Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1745 экз. Заказ 23. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Нефть и газ — основа развития базовых отраслей промышленности*

А. Н. ЗОЛОТОВ

Топливо-энергетический комплекс — основа развития экономики любой страны. В современном мире ни одна отрасль промышленного производства не мыслит свое развитие без надежного обеспечения нефтепродуктами, тепло- и энергоносителями. В среднем по странам мира в топливо-энергетическом балансе 54—60 % занимают нефть и газ и 27—29 % уголь и лигниты. В нашей стране за последние 30 лет произошли серьезные преобразования топливо-энергетического баланса с заменой угольной моноструктуры на нефть и газ, что в наибольшей степени соответствует современным требованиям производства по критериям универсальности, экономичности, технологической устойчивости и экологической чистоты. Сегодня нефть и газ занимают 76 % потребления первичных источников энергии. Это обеспечено долговременной стабильной добычей нефти с конденсатными жидкостями на уровне 570—624 млн т в год и крупномасштабным развитием газовой промышленности. В 1990 г. добыча газа в стране достигла 815 млрд м³.

Первоосновой развития нефтегазодобывающей промышленности явилось целенаправленное опережающее развитие геологоразведочных работ, обеспечивающих восполнение запасов углеводородного сырья в районах их активной добычи и своевременную подготовку новых сырьевых баз — залог дальнейшего стабильного развития нефтегазодобывающей промышленности по мере старения традиционных районов добычи.

В стране создана мощная сырьевая база добычи нефти и газа. Создается впечатление, что обеспеченность запасами добычи нефти исчисляется в 40—50 лет, а газа в 70—75 лет и активное наращивание сырьевой базы не требуется. Так ли это? По состоянию на 1991 г. 72 % разведанных запасов нефти вовлечены в разработку. Средняя выработанность запасов этих месторождений приближается к 50 % и большая их часть перешла в стадию неуклонно падающей добычи. Восполнить падающую добычу нефти можно только путем ввода в разработку новых месторождений. В настоящее время имеется резерв подготовленных месторождений, на которые приходится около 19 % разведанных запасов. Однако их хватит на 3—5 лет, а что дальше? При этом надо иметь в виду, что на поиски и разведку нового месторождения

затрачивается от 7 до 10 лет. Как видим, простое деление запасов на добычу не оправдывается и не может служить основой для долгосрочного прогнозирования развития нефтедобывающей промышленности.

Несколько лучше положение с разведанными запасами природного газа. В разработку вовлечено 56 % разведанных запасов. Вместе с тем 25 % разведанных, но не вовлеченных в разработку запасов газа, приурочены к районам Ямала, шельфам арктических морей, Якутии, которые следует рассматривать как резервные базы на перспективу после 2000 года. В проработках развития топливо-энергетического комплекса до 2010 г. рассматривался рост добычи газа до 1000—1200 млрд м³ в год. В этой ситуации и в сырьевой базе природного газа излишков не наблюдается.

Замедление темпов геологоразведочных работ, особенно в Западной Сибири, пагубно скажется на развитии нефтегазодобывающей промышленности уже после 1995 г. А процессы снижения объемов геологоразведочных работ, к сожалению, интенсивно проявляются начиная с 1989 г. За 1989—1991 гг. объемы поисково-разведочного бурения снизились по отношению к 1988 г. в целом по стране на 30 %, в т. ч. и в России, добывающей 91 % нефти с конденсатом и 79 % газа.

При этом в геологоразведочной отрасли теряются квалифицированные кадры геологов, геофизиков, буровиков, создаваемые десятилетиями. Восполнять эти потери придется также десятилетиями.

Геологоразведочные работы в стране высоко рентабельны. В 1990 г. затраты на них составили всего 7 % от потенциальной стоимости запасов, приращенных в недрах, даже при крайне низких оптовых ценах на нефть 30 руб/т и газ 15 руб/1000 м³, принятых в расчет. Хотелось добавить, что нельзя согласиться с укоренившимся мнением о финансировании геологоразведочных работ из бюджета страны. Ведь существуют потонные отчисления на восполнение запасов в недрах, учитываемые в оптовых ценах нефти и газа. К сожалению, эти отчисления изымались в бюджет, а не накапливались на специальных внебюджетных счетах, что и породило данное мнение. При доведении ставок возмещения до 12—15 % от оптовой цены нефти и газа, централизации этих средств на специальных счетах и их последующее целенаправленное распределение на развитие геологоразведочных работ будет достаточным. Это не высокий процент отчислений на геологоразве-

*Статьи А. Н. Золотова; Б. Н. Беневольского, И. Ф. Мигачева, Ю. М. Шепотьева; В. Ю. Зайченко — выступления 27 ноября 1991 г. по программе Круглого стола.

дочные работы, во многих странах он достигает 20—30 %.

В ближайшей перспективе не предвидится реальной замены нефти и газа в топливно-энергетическом балансе мира и страны. При любой самой жесткой энергосберегающей технологии производства потребности в этих видах сырья будут расти. Добыча нефти с конденсатом в стране не может быть ниже 580—620 млн т, а газа должна быть увеличена до 1—1,2 трлн. м³. И это при минимальном экспорте нефти и газа за пределы страны. Вряд ли стоит закрывать глаза на то, что в потреблении первичных источников энергии на душу населения (6,6 тут/чел) мы все еще отстаем от индустриально развитых стран мира (6,8—12,3 тут/чел), хотя климатические условия страны наиболее суровые. Можно заменить газ углем. Однако при этом нельзя забывать, что для замены в топливно-энергетическом балансе 1000 м³ газа потребуются добывать почти 2 т угля. В частности, для замены потребляемого сегодня в стране газа потребовалось бы дополнительно добывать 1 500 млн т угля, последствия чего ясны каждому.

Страна обладает значительными ресурсами нефти и газа для устойчивого долговременного развития их добычи. Разведанность недр страны невысокая и составляет по нефти 32 %, газу 26 %. В связи с этим вряд ли обоснованы высказывания о том, что мы оставим детям и внукам. Нефти и газа хватит даже правнукам.

Вместе с тем, нельзя не отметить, что основная часть неразведанных ресурсов нефти и газа приходится на северные районы Сибири, акватории арктических морей и глубокие горизонты Прикаспия. Это свидетельствует о том, что подготовка запасов и добыча нефти и газа в перспективе становятся более дорогостоящими. По мере роста разведанности недр и усложнения горно-геологических условий геологоразведочные работы становятся все более наукоемкой отраслью. Интенсивное развитие науки в области геологии нефти и газа происходит во всем мире. И наша страна в этих вопросах длительное время занимала передовые позиции. В настоящее время из-за недостатка финансирования, оснащенности лабораторий устаревшим оборудованием, оттока молодых научных кадров

снижается научный потенциал отрасли. Это приведет к тому, что при переходе к рыночной экономике, наши геологоразведочные предприятия и научно-исследовательские центры окажутся не конкурентноспособными по отношению к западным компаниям.

Важный момент — неравномерность распределения нефти и газа по территории страны: до 87 % ресурсов нефти и 83 % газа приходится на регионы России; 8,5 и 4,5 %, соответственно, на Казахстан и только 4,5 и 12,5 %, соответственно, на все другие суверенные республики.

Для устойчивого обеспечения страны нефтью и газом, долговременного развития их добычи необходимо в переходный период обратить особое внимание на воспроизводство сырьевой базы. Геологоразведочный процесс в данный этап развития общества оказался наименее защищенным. Идет распад десятилетиями формировавшейся мощной геологической службы страны. Ближайшими задачами являются:

- стабилизация объемов геологоразведочных работ в 1992—1993 гг. с последующим их расширением, хотя бы до уровня 1988 г. в 1995—1996 гг.;

- повышение технологического уровня геологоразведочных работ за счет их перевооружения и внедрения современного оборудования, инструментов и аппаратуры;

- продолжение оценки нефтегазоносности новых регионов на суше и акваторий морей с учетом ликвидации в перспективе дальней транспортировки нефти и газа, продуктов их переработки;

- привлечение инвестиций заинтересованных суверенных республик и иностранных фирм в освоение новых регионов и акваторий, характеризующихся высокой прогнозной оценкой ресурсов нефти и газа и благоприятными геолого-экономическими условиями их последующей разработки и реализации.

В заключение хотелось бы отметить, что начавшееся сокращение геологоразведочных работ приведет к долговременному кризису в нефтяной и газовой промышленности, если не будут быстро приняты радикальные меры. *Хороший хозяин не убивает курицу, которая несет золотые яйца.*

УДК 553.003.1 : 553.411

© Б. И. Беневольский, И. Ф. Мигачев, Ю. М. Шепотьев, 1992

Состояние и проблемы реализации золотого потенциала СНГ в условиях рыночных отношений

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ, И. Ф. МИГАЧЕВ, Ю. М. ШЕПОТЬЕВ (ЦИНГРИ)

Особое место в жизни человечества занимает золото. Первая и важнейшая функция его — валютная и тезаврационная. Она сохраняет свое значение, несмотря на кризисы в мировой экономике и разрушение сложившейся после второй мировой войны международной валютной системы. Вторая функция — промышленная, роль которой возрастает в связи с развитием электроники, повышением требований к экологической чистоте технических

средств и технологических процессов. Все это создает благоприятную обстановку для быстрого роста мировой золотодобычи (без СССР), примерно в 1,7 раза (рис. 1), а в наиболее крупных странах-производителях золота этот рост составил более 3-х (Канада), 10-и (США) и даже 14 (Австралия) раз. И только в СССР в основном на территории России, намечилось снижение темпов добычи.

Главные стимулы роста золотодо-

бычи — высокая рентабельность золотодобывающих предприятий, зависящая от высокой цены на золото (12—14 дол. за 1 г) и сравнительно низкой себестоимости его добычи (в большинстве случаев 6—7,5 дол за 1 г). Увеличение добычи золота происходит преимущественно за счет расширения капиталовложений и ввода в эксплуатацию новых рудников (число их удвоилось).

Для укрепления минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности в мире возросли ассигнования на геологоразведочные работы в 1,5—2 раза, и как следствие возросли разведанные запасы золота в недрах то же в 1,5 раза.

Основная доля запасов золота зарубежных стран сосредоточена в золотоносных конгломератах ЮАР 58 %, им значительно уступают золоторудные 20,4 %, комплексные с попутным золотом 13,2 % и россыпные 8,4 % месторождений. С ростом добычи происходит распределение объектов золотодобывающей промышленности по их типам: сокращается роль в добыче

золотоносных конгломератов с 70 до 48 % и увеличивается доля золоторудных с 14 до 26 % и россыпных месторождений с 3 до 12 %. Таким образом, установилось приблизительно соответствие структуры запасов структуре добычи по типам месторождений.

Минерально-сырьевая база золота СССР складывалась из трех типов месторождений: собственно золотых россыпных, золоторудных (коренных), а также комплексных золотосодержащих с попутно извлекаемым золотом (табл. 1, рис. 2). Здесь наблюдается явная диспропорция добычи и структуры запасов месторождений.

Поэтому анализ и оценка состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности, выявление наиболее острых проблем по реализации золотого потенциала, как устойчивого источника поступления в государственную казну валютного металла, в современной социально-экономической ситуации весьма актуальны.

В золотом потенциале СССР ведущее место занимали три республики:

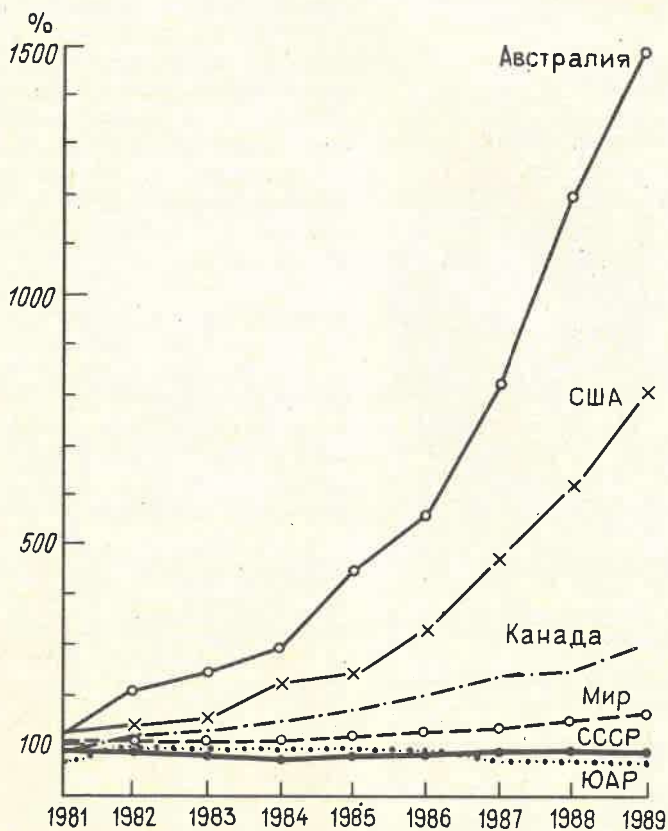


Рис. 1. Динамика добычи золота (в % от 1975 г.)

1. Минерально-сырьевая база золота СССР, %

Месторождения	Добыча	Разведанные запасы категорий В + С ₁ + С ₂	Прогнозные ресурсы Р ₁ + Р ₂ + Р ₃
Россыпные	46	11	9
Золоторудные (коренные)	35	59	80
Комплексные с попутным золотом	19	30	11

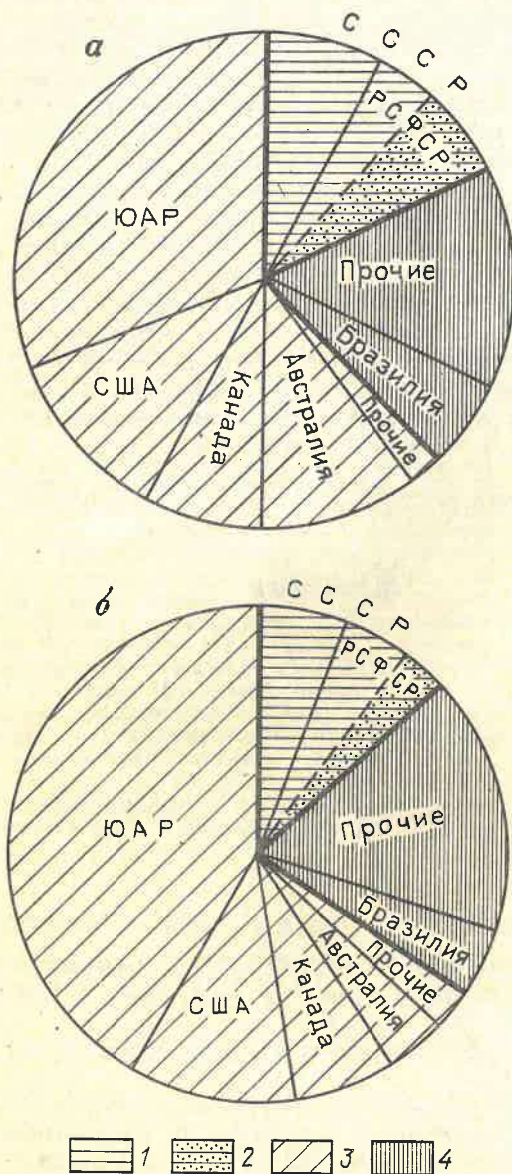


Рис. 2. Мировая добыча за 1989 г. (а) и мировые запасы золота на 1990 г. (б):

1 — СССР; 2 — россыпи России; 3 — промышленно развитые капиталистические страны; 4 — развивающиеся страны

Россия, Узбекистан и Казахстан (рис. 3), в недрах которых заключены основные разведанные запасы

и прогнозные ресурсы собственно золотых (коренных и россыпных) месторождений и комплексных золотосодержащих месторождений цветных металлов (медно-порфировых, медно-никелевых, полиметаллических и др.).

В России добывается около двух третей всего золота страны: практически все россыпные, треть рудного и около половины комплексного; Узбекистане — более половины коренного и треть комплексного; Казахстане — шестая часть коренного и комплексного.

СССР по добыче золота в мире занимал второе место. Однако снижение темпов добычи в нашей стране и резкий их рост в основных странах-производителях может привести к потере лидирующих позиций.

По производству золота на душу населения СССР находился лишь на девятом месте, уступая основным золотодобывающим промышленно развитым капиталистическим странам. По-этому же показателю, Россия находится на девятом месте в мире, а Казахстан и Узбекистан соответственно на восьмом и пятом.

Второе место в мире по разведанным запасам принадлежит нашей стране. Темпы роста минерально-сырьевой базы золота за период 1970—1985 гг. в среднем составляли 4 %, а по коренному золоту — 5,5 %, что позволило увеличить в целом количество разведанных запасов в 1,5 раза (по коренным месторождениям в 1,8 раза).

Такие темпы развития минерально-сырьевой базы в 70—80-е годы были обусловлены рядом решений по укреплению золотодобывающей промышленности. В результате в 2—3 раза возросли объемы геологоразведочных работ, позволившие стабилизировать сырьевую базу и преодолеть падение добычи россыпного золота и практически создать новую надежную сырьевую базу коренного золота. В этот период были открыты и разведаны такие крупные месторождения, как Неж-

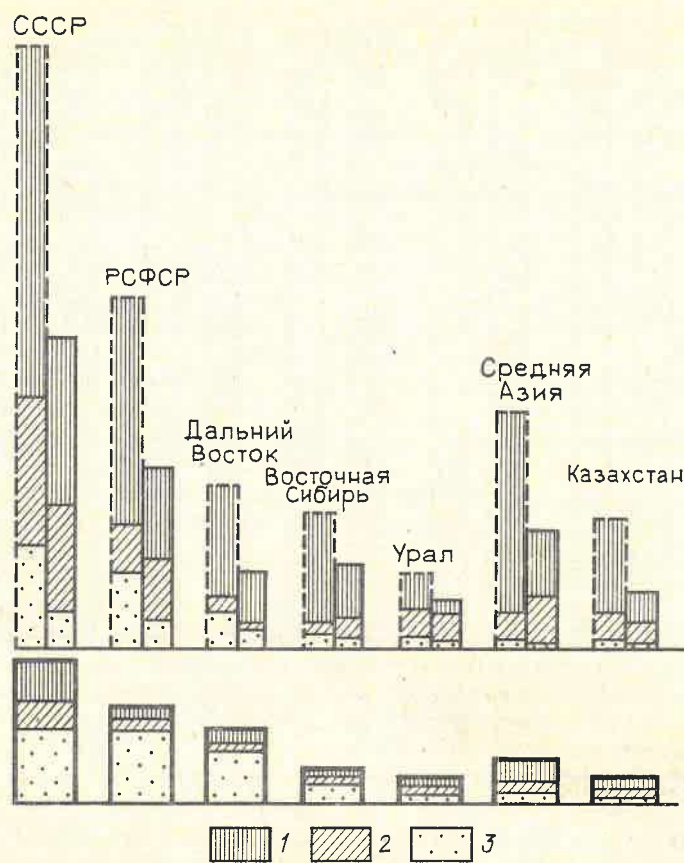


Рис. 3. Распределение прогнозных ресурсов, промышленных запасов и добычи золота в СССР:

1 — коренные; 2 — комплексные; 3 — россыпные; пунктир — прогнозные ресурсы; тонкая сплошная — балансовые запасы; жирная — добыча

данинское в Якутской АССР (475 т при содержании золота 5 г/т), Майское в Магаданской области (277 т — 12 г/т), Кумтор в Кыргызстане (316 т, 4,4 г/т), Аметистовое на Камчатке (96 т — 16 г/т) и ряд других.

К сожалению, в последние годы темпы развития минерально-сырьевой базы замедлились, снизились объемы и результативность геологоразведочных работ на коренное золото. Причины такого положения общие для всей экономики страны.

Отличительной особенностью золотой промышленности СССР, по существу ее уникальностью, является преобладание добычи россыпного золота (почти половина) на протяжении всей истории золотого дела вплоть до настоящего времени (рис. 4). Однако сегодня по количеству россыпного золота в недрах разведанные запасы составляют только десятую часть. Таким образом, просматривается ясно выраженная диспропорция в структуре баланса запасов и добычи золота. Это резуль-

тат продолжительной экстенсивной эксплуатации россыпей с систематическим наращиванием объемов перерабатываемой горной массы. По этой причине большинство приисков на Северо-Востоке, Дальнем Востоке и Юге Сибири имеют в значительной степени истощенную сырьевую базу и невысокую обеспеченность разведанными запасами. При средней обеспеченности в стране россыпной золотодобычи в 12 лет обеспеченность открытого способа отработки, дающего 62 % добычи золота из россыпей, составляет 9 лет. Из 90 приисков и комбинатов, эксплуатирующих россыпи, 13 обеспечены запасами на 3 года и менее. В целом 60 % добывающих предприятий имеют недостаточную сырьевую базу.

Подготовка новых россыпей к промышленному освоению в старых золотороссыпных районах, как правило, сопряжена с крупными денежными и материальными затратами, поскольку фонд легко открываемых месторож-

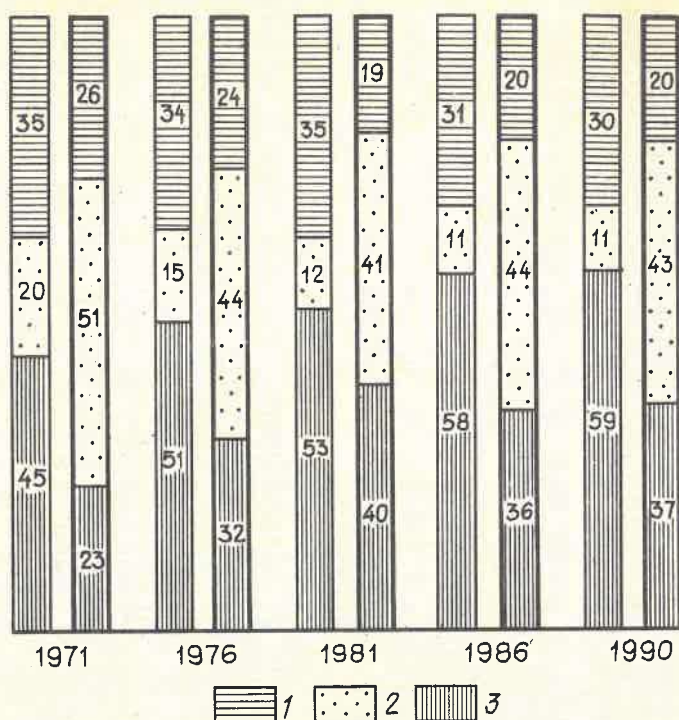


Рис. 4. Изменение структуры запасов и добычи золота в СССР за 1971—1990 гг. (в %)

1 — комплексные; 2 — россыпные; 3 — коренные; тонкая сплошная — запасы; жирная — добыча

дений практически исчерпан. За последние годы среднее содержание золота в песках для дражного и открытого раздельного способов разработки месторождений снизилось более чем на четверть. В промышленное освоение в подавляющем большинстве передаются мелкие россыпи и их участки, расположенные на удалении от приисковых баз, а также техногенные месторождения.

На уровень россыпной золотодобычи активно влияет экологический фактор. Вопросы вовлечения в эксплуатацию россыпей в новых районах, особенно с нерестовыми реками (Полярный Урал, Камчатка), а также в старых золотоносных районах с большой горнодобывающей нагрузкой, при решении требуют максимальной взвешенности в связи с возможным нанесением серьезного ущерба окружающей среде. Вследствие сильного загрязнения рек взвешенными частицами, нефтепродуктами, фенолами, тяжелыми металлами ухудшается качество водных ресурсов, сокращается численность ценных видов рыб, остаются без питьевой воды населенные пункты, активизируются эрозийные процессы и т. д.

Анализ минерально-сырьевой базы россыпного золота показывает, что

несмотря на некоторый подъем золотодобычи из россыпей в 80-е годы, вследствие использования на разработке высокопроизводительной импортной землеройной техники и более совершенных технологий, удерживать в дальнейшем достигнутый уровень добычи крайне трудно. Снижение содержания золота в россыпях будет так велико, что потребуются перерабатывать огромные массы торфов и песков, и что приведет к необходимости применения в большом количестве землеройной и обогащательной техники, которое не будет оправдано экономически при ценах мирового рынка. Все расчеты дают полное основание ожидать постепенного снижения добычи золота из россыпей примерно на одну треть к 2010 г.

Коренные месторождения также являются источником золота. Из их общего числа эксплуатируется около 35 % (27 % запасов) и подготавливается к промышленному освоению примерно 4,5 % (10 % запасов). Остальные находятся в резерве, разведке или к освоению не намечаются по технико-экономическим причинам. В общем сырьевая база золоторудных месторождений достаточная. Однако в целом для 2/3 действующих пред-

приятый она не достаточна, в т. ч. для 9 обеспеченность составляет менее 5 лет.

Необходимо отметить, что примерно треть рудников характеризуется истощенной сырьевой базой, т. к. ведут эксплуатационные работы с XIX в. или с первой половины XX в. Запасы и прогнозные ресурсы, оставшиеся в недрах по таким предприятиям, находятся преимущественно на больших глубинах или на удаленных от рудников участках, в связи с чем их отработка сопряжена со значительными затратами времени и материальных ресурсов. Кроме того, незначительные запасы с низким средним содержанием золота в руде и достаточно сложные горно-геологические условия не обеспечивают длительной устойчивой работы предприятий (Берикульский, Токурский, Артемовский рудники и др.). Крупнейшее предприятие — Навоийский комбинат в Узбекистане, которое добывает около половины рудного золота также недостаточно обеспечено разведанными запасами.

В то же время в стране разведано более 300 коренных месторождений, ввод в эксплуатацию которых позволил бы удвоить золотодобычу из коренных месторождений. Однако строительство горнодобывающих предприятий на них производится крайне медленно. Так, после завершения разведки месторождения Майского прошло 10 лет, а других — от 10 до 18 лет. Особым долгострем отличается Россия. Например, Многовершинный комбинат в Хабаровском крае строится уже более 15 лет. За это время месторождение можно было на половину отработать.

В других республиках за такой же срок построены золотодобывающие предприятия и создана устойчивая база для золотодобычи. Например, в Узбекистане за счет новых предприятий добыча золота из коренных месторождений достигла почти половины союзной. В то же время в России построено лишь одно небольшое предприятие — Карамкенский ГОК, которое испытывает серьезные затруднения с сырьевой базой.

Такое положение, по нашему мнению сложилось, прежде всего, из-за неправильной стратегии распределения средств на капитальное строительство и явной недооценки общего состояния минерально-сырьевой базы и состояния золотодобычи в России,

особенно учитывая истощение высококачественных запасов месторождений россыпного золота.

Снижение добычи золота из россыпей в первую очередь отразится на экономике России, т. к. золотая промышленность других республик, как уже было сказано, устойчиво базируется, преимущественно на коренных и комплексных месторождениях, а в России на истощенных россыпях и старых рудниках.

Для сохранения в России объема добычи золота ее роста в золотодобывающей промышленности необходимо ориентироваться на реализацию большого потенциала коренных месторождений. Прежде всего надо ускорить строительство крупных и средних предприятий на подготовленных к промышленному освоению золоторудных месторождениях.

Ключевым в этой проблеме является освоение месторождений Сухой Лог в Иркутской области, что даст прирост годовой добычи равный существующей добыче из всех коренных месторождений России и третьей части союзной.

Необходимо принять радикальные меры по проблеме освоения крупных месторождений (Неждановское, Майское, Олимпиадинское, Кючус и др.) с труднотехнологичными рудами (содержащими мышьяк, образующий при переработке по стандартным технологиям токсичные формы), что возможно на основе разработанных в ЦНИГРИ и других институтах, а также за рубежом технологий бактериального выщелачивания, пирометаллургии и т. д.

Необходимо более оперативно решать вопросы, связанные с освоением мелких месторождений золота силами старателей, геологоразведочных и других организаций или частных лиц. Основными препятствиями на пути их освоения являются отсутствие в стране разработанного и серийно выпускаемого модульного горнообогатительного оборудования и необходимого правового обеспечения. В настоящее время в ЦНИГРИ завершается разработка технологии и оборудования на модульной основе. В мировой практике мелкие месторождения золота с легкообогатимыми высококачественными рудами незамедлительно вовлекаются в эксплуатацию вахтовым способом и быстро отрабатываются с большим экономическим эффектом. Интересно отметить, что только в Канаде за

1980—1988 гг. введено в эксплуатацию более 250 подобных золоторудных месторождений (25—30 рудников в год).

В 80-е годы в мировой добыче резко вырос удельный вес способа переработки золотых руд путем кучного выщелачивания. Наиболее широко этот технологический процесс внедрен в США, где таким способом успешно перерабатываются руды более 100 месторождений и при этом получается более трети общего годового объема добычи страны. Низкие капитальные и эксплуатационные затраты позволяют отрабатывать с использованием способа кучного выщелачивания мелкие по запасам и даже забалансовые для традиционной фабричной технологии месторождения. Подобные месторождения выявлены в Якутии, Магаданской области, на Дальнем Востоке, в Казахстане, Средней Азии и других районах, но они не осваиваются промышленностью. Опытные работы проводятся силами геологических организаций, в частности концерном «Геологоразведка».

Наконец, чрезвычайно актуальна проблема правильной стоимостной оценки месторождений золота. Традиционно (примерно с 1960 г.) сложилось так, что для золота централизованно устанавливались волевые дифференцированные цены: одни расчетные — для взаиморасчетов золотодобывающей промышленности с государственной казной за добытый металл, другие — для выбора кондиций, подсчета разведанных запасов и оценки прогнозных ресурсов. Расчетные цены золотодобывающей промышленности, кроме того, дифференцированы по разным ведомствам и предприятиям. Цены для расчета кондиций делятся по видам месторождений (коренные, россыпные), географо-экономическим районам, отдельным месторождениям и др. Среднеотраслевые расчетные цены, как правило, в несколько раз выше цен для определения кондиций, не говоря уже о розничных ценах. Уровень даже среднеотраслевых расчетных цен не соответствует средним международным ценам золота на ведущих биржах США, Англии, Швейцарии и т. д. Таким образом, методология денежной оценки запасов и прогнозных ресурсов золота в стране неадекватна фактической ценности разведанных и прогнозируемых месторождений.

Для геолого-экономической оценки разведанных запасов и прогнозных ресурсов золота и расчета кондиций необходимо использовать единую среднеотраслевую расчетную цену за 1 г золота. Применение дифференцированных по разным признакам цен ведет к искажению состояния минерально-сырьевой базы страны. В перспективе оценка месторождений золота должна производиться по ценам мирового рынка, на что ориентирует и Указ Президента России от 15.11.91 г.

Учитывая состояние золотого потенциала страны и проблемы его освоения промышленностью, можно определить важнейшие в перспективе приоритетные направления по реализации разведанных запасов и прогнозных ресурсов золота:

1. В кратчайшие сроки построить горнообогатительные комбинаты на ряде месторождений и в первую очередь в России, что позволит удвоить годовую добычу золота из коренных месторождений.

2. Продолжить интенсивные поисково-оценочные и разведочные работы на россыпные, в т. ч. техногенные, месторождения золота как в старых (юг Сибири), так и в еще неизученных районах (Полярный Урал, Таймыр, о. Большевик, север Камчатской области и др.) с целью поддержания определенного уровня добычи россыпного золота на 20 лет.

3. Довести в ближайшее время до промышленного внедрения технологии переработки упорных золотых руд, в разведанных запасах которых сосредоточено большое количество золота.

4. Усилить изучение и разведку глубоких горизонтов, флангов и новых типов руд в пределах рудных полей эксплуатируемых месторождений с развитой социально-экономической инфраструктурой для максимально возможного продления сроков из разработки.

5. Развивать поиски новых золоторудных месторождений экономически наиболее эффективных, в первую очередь в районах с существующей горной промышленностью.

Кроме того, целесообразно активизировать поисковые работы в древних структурах, к которым приурочены наиболее крупные и богатые зарубежные месторождения золота (Поркюпайн, Хоумстейк, Хемло, Калгурли, Колар и др.) и перспективы выявления которых имеются в Карело-Кольском регионе, Восточной Сибири,

Южной Якутии и некоторых других районов РСФСР.

Основой решения проблем по реализации золотого потенциала должна служить программа по развитию и использованию минерально-сырьевой базы золота, рассчитанная на 20—25-лет.

Результаты анализа состояния минерально-сырьевой базы России и мировой опыт золотодобывающей промышленности свидетельствуют, что ведущая роль будет принадлежать добыче золота из коренных месторождений, где основным стабилизирующим фактором явится отработка крупных месторождений. Устойчивая добыча на них — будущее золотодобывающей

промышленности.

Вместе с тем, в качестве одной из оперативных мер по увеличению золотодобычи можно рассматривать вовлечение в эксплуатацию небольших месторождений силами старательских артелей, различных корпораций и акционерных компаний, геологоразведочных организаций, а также разрешить «вольнопросителям» (частным лицам) добывать золото по лицензиям, выдаваемым местными органами власти. Таким способом могут отрабатываться мелкие коренные месторождения, отдельные жилы, небольшие россыпи, целики и отвалы отработанных россыпей.

УДК 55 : 577.4

© В. Ю. Зайченко, 1992

Опасные геологические явления и меры по их предупреждению

В. Ю. ЗАЙЧЕНКО

В цепи взаимосвязей живой и неживой природы имеются отдельные звенья, которые время от времени нарушаются внезапными, лавинопротекающими процессами. В геологической сфере (геосфере) это такие явления как сильные землетрясения, оползни и сели, неотектонические движения, естественная и антропогенная радиация, интенсивное карстообразование и ряд других, относящихся к весьма опасным, способных нарушить установившиеся экологические связи. Опасность их для живой природы (биосферы) заключается не только в единовременном разрушительном воздействии, но и в более глубоких изменениях, которые могут происходить вследствие их влияния на генетические коды и изменения установившихся физико-химических условий обитания живых организмов. Характерная особенность опасных геологических явлений — их независимость от территориальных, административных и других, возведенных человеком, границ. Они возникают и протекают в независимости от желания или воли человека. Как в подобных условиях можно предугадать, предупредить и защитить живую природу и среду обитания от разрушительного воздействия данных явлений — важнейшая научная проблема. Ее решение во многом зависит от усилий

специалистов и научно-технической общественности, а также от позиции Верховных Советов и правительств государств и республик. Анализ положения дел в этой области позволяет сделать следующие выводы.

Сейсмическая опасность. На территории Союза разрушительные землетрясения происходили в среднем 1—2 раза в год. Потери от землетрясений в нашей стране с 1948 по 1988 гг. составили около 200 тыс. жизней и 20 млрд руб. В связи с быстрой урбанизацией сейсмоактивных районов — возведением высотных плотин, строительством АЭС, а также химических и других опасных производств проблема надежного сейсмологического прогноза становится все более острой. Землетрясения последних лет Спитакское (1988 г.), Таджикское (1989 г.) и Восточно-Казахстанское (1990 г.) показали несовершенство существующей системы прогноза катастрофических сейсмических явлений.

С 1979 г. геологические организации были подключены к данной проблеме. Им необходимо было решить задачи по изучению глубинного строения сейсмоактивных районов и вариаций геофизических, геохимических и гидрохимических полей как носителей информации о предвестниках землетрясений. Полученная информа-

ция передавалась в различные институты сейсмологии, которые и осуществляли краткосрочный, среднесрочный и долгосрочный прогнозы сейсмических событий путем интегрированного анализа всех данных. Все исследования выполнялись в рамках единой общесоюзной программы. Анализ установленных заданий показал, что хотя проводятся исследования, но состояние решения проблемы прогноза землетрясений в целом нельзя признать удовлетворительным.

Главный недостаток системы прогноза землетрясений состоит не столько в теоретическом несовершенстве представлений о механизме высвобождения громадного количества энергии, сколько в организации функционирования системы сейсмического мониторинга в реальном режиме времени. Нужна полная автоматизация сбора и передачи информации из пунктов наблюдений в пункты обработки данных на современных ЭВМ. К сожалению, этот главный недостаток пока не устранен, поэтому трудно рассчитывать на успешное прогнозирование этих грозных явлений в ближайшее время. Институтом физики Земли академии наук совместно с рядом других организаций разработан проект создания автоматизированной системы прогноза землетрясений на территории Союза, он неоднократно рассматривался в различных инстанциях, но дальше общих постановлений дело не пошло. Мы думаем, что ведомствам, ответственным за состояние дел в области экологии, а также соответствующим депутатским комиссиям и научно-технической общественности пора вернуться к данной проблеме и решать ее во имя будущего. В научном плане необходимо обеспечить, прежде всего, наращивание объемов геофизических работ по глубинному зондированию с целью создания надежной тектонической основы для составления карты сейсмического районирования территории Союза в масштабе 1 : 2 500 000, а также карт детального сейсмического районирования масштабов 1 : 1 000 000 и даже 1 : 200 000 для отдельных, наиболее опасных в сейсмическом отношении и наиболее важных в народнохозяйственном районах на территории страны; изменение сложившейся методики интерпретации геолого-геофизических мате-

риалов глубинного зондирования в направлении развития количественных методов анализа физико-математических моделей сейсмических процессов в очагах землетрясений с целью установления предвестников землетрясений, их генезиса и возможности прогнозирования времени, места и мощности энергетического воздействия на среду.

Решение этой задачи потребует изменения сложившейся технологии глубинного геофизического зондирования и интерпретации материалов. Необходимо также вводить новые методы и элементы долговременных исследований физических параметров горных пород на базе стационарных станций и лабораторий в районах с активными очагами землетрясений.

В области изучения гидрогеодеформационного поля земной коры необходимо обеспечить развитие методов комплексной интерпретации сейсмических, геохимических, гидрогеохимических и других полей с целью установления предвестников землетрясений, изучения природы геодинамических процессов, формирующих гидрогеодеформационные поля напряжений в земной коре в пределах отдельных структурно-тектонических формаций, и связи их с накоплением и разгрузкой потенциальной энергии.

Экзогенная геологическая опасность. Значительная доля потерь в народном хозяйстве связана с активным развитием экзогенных геологических процессов — оползней, селей, просадок, подтоплений, обвалов и т. д., которые провоцируются активными тектоническими движениями, а также антропогенной деятельностью. Научно-технической общественности памятли недавние трагические события в Таджикистане (1989 г.), связанные с оползневыми явлениями; сход поезда на Ленинградской железной дороге под станцией Бологое (1988 г.) по мнению многих специалистов, связан с неотектоническими процессами; непредвиденные ситуации при строительстве Ровенской АЭС и Волгодонского атомаша из-за недоучета карстообразований и др. В связи с этим разработка научно обоснованных методов и методик прогноза развития экзогенных геологических процессов, создание геологических основ инженерной защиты территорий, повышение безопасности

проживания людей и снижение ущерба в районах активного развития экзогенных геологических явлений — насущная потребность народного хозяйства нашей страны. Это комплексная проблема и на ее решение должны быть направлены усилия многих организаций, а также Академии наук. Необходимо организовать выполнение планомерных инженерно-геологических съемок масштаба 1:25 000 на территории Союза, и прежде всего, в сейсмоактивных и промышленно-освоенных районах, а также службу геомониторинга, развитие его научных и методических основ. Без решения этих вопросов предотвратить последствия экзогенных геологических процессов будет невозможно.

Радиационная опасность. Широкое использование в промышленности, медицине и других отраслях народного хозяйства источников ионизирующих излучений; разведка; добыча и переработка урана; бесконтрольное потребление строительных материалов, содержащих повышенные концентрации естественных радионуклидов, выбросы радиоактивных веществ в результате аварий становятся все более опасными для окружающей живой природы. Радиометрические исследования, выполненные концерном «Геологоразведка» на территории 114 городов, в т. ч. Москвы и Санкт-Петербурга, показали, что имеются более 2100 участков радиоактивного загрязнения с гамма-активностью более 120 мкР/ч. На 1000 участках мощность экспозиционной дозы гамма-излучения превышает 1 мР/ч, а на 85 составляет от единиц до сотен Р/ч.

Важное значение имеет и изучение состояния радиационной обстановки, связанной с естественными источниками ионизирующих излучений (ЕРН). Данные научного комитета по действиям атомной радиации при ООН и исследования советских ученых показывают, что около 60—70 % эффектив-

ной эквивалентной дозы облучения населения обусловлено подобными источниками. Более половины указанной величины приходится на облучение за счет радона и его продуктов распада в воздухе жилых и производственных помещений, горных выработках и т. д. Значительное облучение населения возникает при переработке минерального сырья, потреблении радоновых вод, использовании удобрений с повышенным содержанием ЕРН.

В нашей стране целенаправленное изучение радиационной обстановки, связанное с естественными радионуклидами и радоном на предмет радиационной безопасности, до последнего времени не проводилось. Зарубежный опыт и отдельные исследования наших ученых свидетельствуют о том, что эта проблема весьма актуальна для жизнеобеспечения населения.

Естественные радионуклиды и радон — продукты геологической среды, поэтому целенаправленное изучение ее позволит решить данную проблему. Нужны планомерные специализированные исследования на территории нашей страны, в основе которых должна лежать единая методология. Программа работ по этой проблеме разработана, но ее необходимо рассмотреть и решать.

В статье приведена только часть опасных для жизнедеятельности человека и живой природы геологических явлений, изучение и предупреждение которых крайне важно для земной цивилизации. Накопленные по этим проблемам знания интегрированы в ряде разработанных научно-технических программ на 1991—1995 гг. Они нуждаются в реализации. Долг научно-технического геологического общества и Союза научных и инженерных обществ привлечь внимание как общественных, так и правительственных кругов к этой проблеме и добиться признания ее значимости и приоритетности в выполнении.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 552.323.6(571.56)

© А. Д. Харьков, А. Ф. Сафронов, Г. И. Смирнов, 1992

Слабо эродированная кимберлитовая трубка Орапа

А. Д. ХАРЬКИВ, А. Ф. САФРОНОВ, Г. И. СМЕРНОВ (ЦНИГРИ)

Трубка Орапа в Ботсване — одно из крупнейших месторождений алмазов в мире, уступающее по площади (106 га) лишь трубкам Камафука-Камазамбо (150 га) в Анголе и Мвадуи (142 га) в Танзании. Публикаций по этому месторождению крайне мало, и посвящены они в основном изучению глубинных (мантийных) ксенолитов и включений других минералов в алмазах [8—10]. Исключительный интерес к трубке Орапа определяется несколькими причинами.

Во-первых, она относится к слабо эродированным телам с сохранившимися породами кратерной фации. Эти породы резко отличаются от обычных кимберлитов и могут быть приняты за другие образования. Разработка методики определения пород кратерной фации для нашей страны особо актуальна в связи с выявлением в последнее десятилетие в Якутии и на севере Восточно-Европейской платформы слабо эродированных трубок с сохранившимися кратерными отложениями, диагностика которых затруднительна [2, 3].

Во-вторых, кимберлитовые породы трубки Орапа оригинальны, т. е. они содержат алмазы с резким преобладанием включений минералов эклогитового парагенезиса [8]. Это обычно воспринимается как факт, свидетельствующий об эклогитовом составе субстрата, из которого вынесены алмазы, и о возможном существовании кимберлитовых трубок, когда один из наиболее важных минералогических критериев алмазоносности, по Н. В. Соболеву [1] — содержание в кимберлитах кноррингитпироповых гранатов — «не работает».

Настоящая статья написана на основании литературных данных и оригинальных исследований каменного материала, переданного нам работником объединения «Якуталмаз» А. П. Верменичем, посетившим это месторождение, и главным геологом компании «Дебирс»

Д. Б. Хотуорном, за что мы выражаем им свою признательность и благодарность.

Трубка Орапа находится в северной части Ботсваны (Южная Африка), в 250 км к западу от г. Франсисстауна, являясь наиболее крупной (1560 × 950 м) и богатой среди известных здесь более 30 кимберлитовых трубок. В районе из года в год открывают новые кимберлитовые трубки, однако промышленных месторождений среди них пока не найдено, за исключением небольшой трубки Летлакхане или ДК-1.

С поверхности форма трубки напоминает овал (рис. 1), с глубиной она становится удлиненной и уменьшается в диаметре (на глубине 120 м на 20 %). По мнению специалистов, эродированная часть трубки не должна превышать 100—150 м. Вмещающие породы трубки до глубины 100—150 м — базальты серии Стормберг, ниже — пещерные песчаники системы Карру, а на глубине 300 м — породы серии Экка, представленные континентальными песчаниками и сланцами. Трубка сверху покрыта «черной землей» (как трубка Мвадуи), а также отложениями красного песка, окремненного в верхней части и сцементированного карбонатом на более глубоких горизонтах.

Нами изучались образцы кимберлита, отобранные с различных глубин трубки: умеренно измененная брекчия — 300 м, слабо стратифицированный туф — 30 м и осадочно-вулканогенная порода с карбонатным цементом — 10—15 м.

По данным Д. В. Хотуорна [7] и С. Р. Ши, Дж. Дж. Гарни [10], верхняя часть трубки Орапа сложена осадочными породами, сформировавшимися в седиментационном озерном бассейне, который на уровне современной поверхности имел длину 762 м, ширину — 533 м, при максимальной глубине 90 м. Названными исследователями выделено три зоны пород

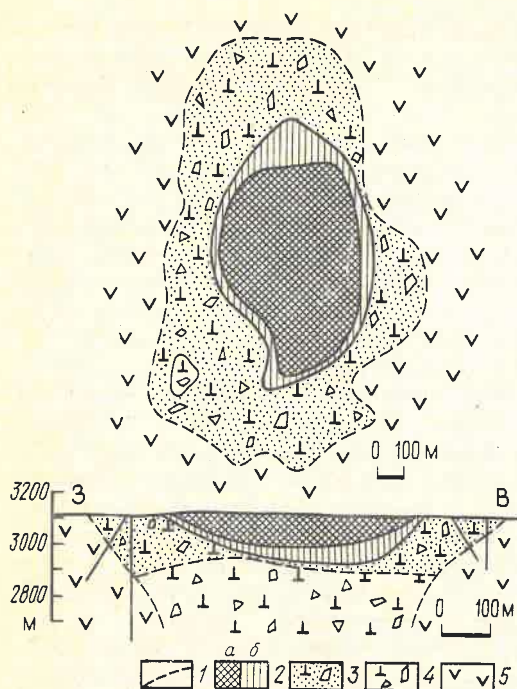


Рис. 1. Геологический план и разрез через кимберлитовую трубку Орапа, по С. Р. Ши, И. И. Гарнею:

1 — контур тела; 2 — зоны седиментационного бассейна (а — центральная, б — периферийная); 3 — переходная зона; 4 — первичный кимберлит; 5 — базальты Сормберга

седиментационно-вулканогенного происхождения: центрального седиментационного бассейна, переходная — эпикластической брекчии, краевой брекчии. Последняя сложена крупными (до 10 м в диаметре) обычно угловатыми глыбами лавы Сормберга, вмещающими трубку. Промежутки между глыбами лавы выполнены тонкозернистым кимберлитовым материалом. Переходная зона эпикластической брекчии состоит из большого количества дезинтегрированного кимберлитового материала и обломков минералов и пород Сормберга. Материал эпикластических отложений был смыт в незаполненный кратер трубки из окружающего конуса выброса, который в настоящее время уничтожен эрозией.

Переотложенные породы переходной зоны во многих местах представлены переслаиванием разнообломочных осадков, напоминающих серию перекрывающихся делювиальных конусов выноса, для которых установлена повторяющаяся последовательность разноцветных глинистых и более грубозернистых осадочных пород. В зоне центрального седиментационного бас-

сейна, являющейся наиболее верхней частью осадочно-вулканогенного разреза пород, преобладает пелитоморфный материал вмещающего субстрата. С глубиной возрастает количество крупнозернистого материала кимберлитового состава. В верхних горизонтах четко выражено сложное переслаивание пелитоморфного, песчанистого и в меньшей степени гравелитоподобного материала, слои которого выдержаны и прослежены на первые десятки метров. Слоистость пород ориентирована относительно полого к внутренней части трубки, нередко наблюдаются небольшие складки. Отмечены случаи огибания слоями переотложенного материала отдельных глыб кимберлитов и вмещающих пород.

Самые верхние горизонты пачки осадочных пород сложены слонистым туфом желтовато-серого, кремового и почти белого цвета кальцит-сапонитового состава. Характерно чередование прослоев пелитоморфного и алевроитового материала. Поверхности напластования глинистого вещества разбиты неглубокими трещинами, напоминающими трещины усыхания. В глинистой массе нередко встречаются зерна хромдиопсида размером 1—2 мм и пироба — 1—3 мм без келифитовой каймы.

В прослоях пелитоморфного материала часто отмечаются отпечатки листьев растений, ископаемых жуков исключительно хорошей сохранности. Возраст осадочно-вулканогенной толщи пород по данным определения флористических и фаунистических остатков Р—N (20—30 млн лет), тогда как абсолютный возраст внедрения кимберлитов, определенный по соотношению изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в цирконах равен 93 млн лет [6]. Таким образом, разрыв между временем внедрения кимберлитов и временем формирования озерных осадков в кратере трубки составляет несколько десятков миллионов лет.

Примерно с глубины 120 м от поверхности в раструбе диатремы залегает слой кимберлитовых туфов, представляющих собой светло-серую и коричневатую-серую породу, содержащую огромное количество (30—40 % объема) обломков чуждых пород изометрически-неправильной и удлиненной формы размером от первых миллиметров до 4—5 см. Обломки представлены изме-

ненными лавами базальтов Стормберга, песчаниками и глинистыми сланцами. Присутствует повышенное количество лапиллей кимберлитов и отдельных псевдоморфоз по оливину, сложенных сапонитом и кальцитом. В породе установлены также повышенные концентрации пластинчатых, боченковидных и таблитчатых кристаллов частично измененного флогопита размером 1—6 мм по длинной оси. Зерна пиропы рассеяны в сапонитовой кремовой массе и имеют оранжевую, красную и фиолетово-красную окраски. Размер зерен в поперечнике 1—3,5 мм. Гранаты обычно лишены келифитовой каймы или сохраняются лишь ее обрывки. Изредка наблюдаются зерна изумрудно-зеленого клинопироксена. Ксенолиты глубинных пород в туфе редки, они сильно сапонитизированы. Размер единичных зерен пиропы в ксенолитах равен 0,3—0,5 мм. Зерна минерала лишены келифитовой каймы.

В туфах наблюдается слабо выраженная слоистость, обусловленная дифференцированностью по размеру обломочного материала и ориентированным расположением удлиненных ксенолитов вмещающих пород и пластинчатых кристаллов флогопита.

Кимберлитовая порода глубоких горизонтов — плотная, массивная, темно-серого цвета. Содержание в кимберлитах частично измененных зерен оливина 18,5 %, вмещающих осадочных пород 5,4 %, изверженных пород Стормберга 5,7 %, мантийных пород 0,6 %. В виде вкрапленников в кимберлите также встречены зерна пиропы, ильменита, единичные кристаллы моноклинного и ромбического пироксенов. Все эти компоненты сцементированы рудно-силикатной основной массой.

Оливин первой генерации представлен овальными, угловато-неправильными зернами, в разной степени замещенными агрегатами вторичных минералов, среди которых преобладают сапонит и серпентин, в небольших количествах присутствуют карбонат, рудный, вероятно, магнетит и другие минералы. Неизменный оливин составляет значительный объем выделений (от первых процентов до 50—60 %). Для отдельных его зерен характерна спайность.

Основная масса пород сложена мелкочешуйчатыми и пластинчатыми агрегатами серпентина и сапонита,

в которых заключены псевдоморфозы по оливину или частично серпентизированные кристаллы оливина второй генерации размером 0,1—0,3 мм. Они составляют 15—20 % объема породы. Как и псевдоморфозы по оливину первой генерации, они сложены сапонитом и серпентином. Зерна перовскита имеют округло-овальную форму, размеры 0,05—0,08 мм. Идиоморфные кристаллы ильменита второй генерации по размеру не превышают 0,05—0,06 мм. Они вместе с перовскитом составляют 2—3 % объема основной массы. Перовскит нередко образует каймы вокруг псевдоморфоз по оливину. Перовскит и ильменит основной массы вместе с измененным оливином иногда формируют обособления, напоминающие мелкие автолиты (до 1 мм в диаметре). Отдельные участки основной массы кимберлита сложены мелкозернистым серпентином и более поздними выделениями клиноцоизита (микротаблитчатые, шестоватые и радиальнолучистые зерна размером до 0,15 мм по длинной оси). Для последнего характерны аномальные цвета интерференции и двойниковое строение.

На глубоких горизонтах кимберлитовых пород трубки Орапа отмечаются повышенные количества ксенолитов мантийных пород. Последние представлены гранатовыми лерцолитами, пироксенитами; повышено количество эклогитов, в т. ч. алмазных [9, 10]. Широко распространены мегакристы оранжевого пиропы, ортопироксена, клинопироксена, ильменита. Довольно часто встречаются кристаллы циркона в сростках с другими минералами (ильменитом, перовскитом). Обнаружен ксенолит цирконовой породы, сложенный перовскитом (98 % объема), клинопироксеном и амфиболом. Циркон ксенолита образует овальные розовые зерна размером 2—3 мм. В тяжелой фракции концентрата мелких классов присутствуют пироп, ильменит, оливин, пироксены и др. Среди гранатов преобладают фиолетово-красные 47,8 %; оранжевые — 25,2 %, красные — 25,3 %, розовые — 1,7 %.

Химическому анализу подвергались осадочные туфы — алевролиты верхних горизонтов трубки Орапа, переходные туфы и относительно слабо измененные кимберлиты глубоких горизонтов (табл. 1).

Осадочная порода и переходные ту-

1. Химический состав кимберлитовых пород трубки Орапа

Компоненты	Глубина, м				
	10	15	30	290	300
	1	2	3	4	5
SiO ₂	21,20	32,60	30,40	35,75	35,80
TiO ₂	0,76	1,28	1,02	2,23	2,04
Al ₂ O ₃	3,86	5,90	3,65	5,15	5,00
Cr ₂ O ₃	0,08	0,010	0,117	0,125	0,121
Fe ₂ O ₃	} 4,33	5,91	7,40	5,61	6,25
FeO		0,40	0,25	4,35	3,27
MnO	0,12	0,04	0,17	0,10	0,11
NiO	Не опр.	0,07	0,13	0,13	0,32
CoO	—	0,007	0,011	0,012	0,012
MgO	17,17	13,18	14,42	25,10	24,96
CaO	18,97	11,71	15,08	6,93	5,93
Na ₂ O	0,61	0,37	0,41	0,58	0,51
K ₂ O	0,48	1,66	0,26	0,68	0,58
P ₂ O ₅	0,41	0,74	0,37	0,51	0,47
SO ₃	—	—	—	—	—
CO ₂	Не опр.	13,53	10,79	2,20	2,33
П. п. п.	32,50	12,30	15,66	10,6	10,00
Сумма	100,49	99,707	100,13	100,08	99,13

Примечание. 1 — тонкозернистая осадочная порода, пропитанная кальцитом (калькрет); 2, 3 — мелкообломочная осадочно-вулканогенная порода, сцементированная кальцитом; 4, 5 — слабоизмененная кимберлитовая брекчия. Анализы выполнены Н. А. Хиль в химической лаборатории ПГО «Якутскгеология».

фы отличаются от слабо измененной кимберлитовой породы глубоких горизонтов высоким содержанием карбонатных минералов и вторичных водных фаз (сапонита), пониженным количеством щелочей. Особенно много карбонатного материала в породе из самой верхней части трубки (ан. 1, см. табл. 1), которая представляет собой, по терминологии зарубежных исследователей, калькреты, образовавшиеся за счет цементации песчанистого и гравийного материала карбонатом кальция, осаждающимся из вадозных растворов. По сравнению с кимберлитовыми породами ряда других трубок, в т. ч. алмазоносных, кимберлиты глубоких горизонтов трубки Орапа характеризуются повышенной титанистостью 2,04 и 2,23 %, более низким содержанием углекислоты 2,20 и 2,33 %.

Изучением глубинного вещества (ксенолитов мантийных пород и ксенозерен некоторых минералов) кимберлитов трубки Орапа занимались многие исследователи. Значительный аналитический материал по составу некоторых минералов (граната, клинопироксена и др.) приведен в работах [8, 10]. Как отмечалось, наиболее интересно установление резкого преобладания

среди включений (83 % от всех находок) в алмазах минералов эклогитового парагенезиса [8]. Многие алмазы трубки Орапа характеризуются облегченным изотопным составом углерода (47 % алмазов имеют значение $\delta^{13}\text{C}$ —9 до —22,3 ‰). [5], что свойственно этому минералу из эклогитового парагенезиса. Указанные признаки, а также повышенное содержание в трубке алмазоносных эклогитов воспринимаются обычно как факт, свидетельствующий об эклогитовом составе субстрата, из которого вынесены алмазы, и о невозможности применения одного из наиболее важных критериев определения алмазоносности кимберлитов — по содержанию в гранатах повышенных количеств кноррингитового минала [1].

Располагая концентратом, представленным глубинными минералами кимберлитов трубки Орапа, мы решили детально изучить состав гранатов с помощью рентгеновского микроанализатора с целью проверки достоверности данного предположения. Выполнен частичный анализ на три компонента — Cr₂O₃, CaO и FeO, 98 зерен граната, отобранных произвольно, и полный анализ девяти выделений гра-

2. Химический состав минералов из кимберлитовых пород трубки Орапа

Компоненты	Гранат								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,88	41,84	41,64	41,51	41,36	41,94	42,36	41,55	41,43
TiO ₂	0,18	0,99	0,28	0,86	1,08	1,00	0,85	0,93	0,50
Al ₂ O ₃	20,47	21,58	21,02	20,85	21,10	21,49	21,73	21,93	22,32
Cr ₂ O ₃	4,62	0,86	3,28	2,41	1,97	1,33	1,00	0,60	0,08
FeO	7,75	9,98	7,17	8,39	8,79	8,22	8,05	9,95	14,26
MnO	0,43	0,32	0,34	0,29	0,40	0,27	0,26	0,27	0,53
MgO	21,88	20,95	22,12	21,00	20,73	22,93	22,64	20,72	17,17
CaO	4,01	4,48	4,36	4,53	4,33	3,95	3,80	4,37	3,88
Na ₂ O	0,07	0,13	0,02	0,04	0,05	0,16	0,08	0,16	0,13
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,29	101,13	100,24	99,89	99,81	100,29	100,76	100,79	100,30
f	16,6	21,0	15,4	18,3	19,2	16,7	16,6	21,2	31,8
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca + Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 2

Компоненты	Ильменит				Клинопироксен				
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	—	—	—	—	54,57	54,48	55,08	55,12	55,00
TiO ₂	52,66	54,70	54,11	51,02	0,24	0,19	0,30	0,17	0,34
Al ₂ O ₃	0,45	0,34	0,34	0,35	0,80	0,53	1,55	0,34	2,45
Cr ₂ O ₃	2,43	3,31	3,35	3,43	3,09	2,91	3,86	2,41	4,71
FeO	39,39	35,13	35,36	35,00	2,63	3,44	3,39	2,61	2,38
MnO	0,25	0,29	0,31	0,30	0,09	0,08	0,13	0,05	0,09
MgO	7,93	9,58	9,70	9,82	15,63	15,49	15,31	16,20	14,73
CaO	0,01	—	0,01	0,01	19,96	19,81	17,57	21,40	17,50
Na ₂ O	0,12	—	—	—	1,99	2,11	3,26	1,80	3,52
K ₂ O	—	—	—	—	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02
Сумма	103,25	103,49	103,31	100,09	99,05	99,05	100,35	100,09	100,74
f	73,6	71,2	71,0	70,6	11,7	11,3	11,0	8,2	8,3
Ca	—	—	—	—	55,0	55,2	53,5	49,0	46,0
Ca + Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 2

Компоненты	Амфибол		Хлорит					
	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	44,05	44,96	49,50	36,24	34,16	45,08	41,98	43,37
TiO ₂	0,23	0,24	0,31	1,68	0,17	0,46	0,29	0,62
Al ₂ O ₃	12,35	12,58	4,62	11,57	9,45	7,01	7,74	10,84
Cr ₂ O ₃	2,01	2,05	0,11	1,01	1,26	0,17	0,23	0,26
FeO	2,45	2,51	12,03	5,29	9,47	10,41	9,79	10,38
MnO	0,07	0,07	0,06	0,35	0,08	0,15	0,16	0,01
MgO	19,23	19,93	20,33	30,26	30,05	24,81	26,20	22,52
CaO	9,22	10,27	0,82	0,05	0,25	0,68	0,52	0,73
Na ₂ O	3,75	3,78	0,24	0,08	0,12	0,30	0,33	0,32
K ₂ O	0,69	0,72	0,61	0,45	0,12	0,35	0,34	0,67
Сумма	94,74	97,09	88,63	86,96	85,42	89,41	87,88	89,71
f	6,4	6,6	24,9	9,0	15,0	19,1	17,3	20,6
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca + Mg	29,0	19,3	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2, 10—26 — из пород кратерной фации, 3—9 — желваки из концентрата кимберлитовых пород.

Рис. 2. Диаграмма состава гранатов из концентрата кимберлитов трубки Орапа (поля выделены по Н. В. Соболеву)

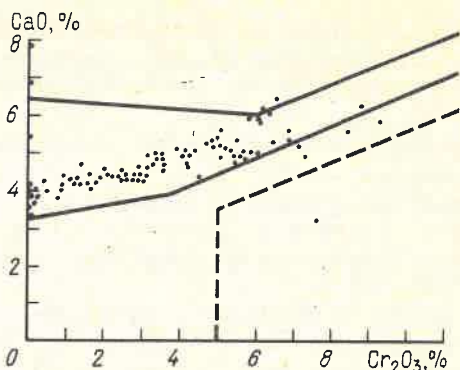
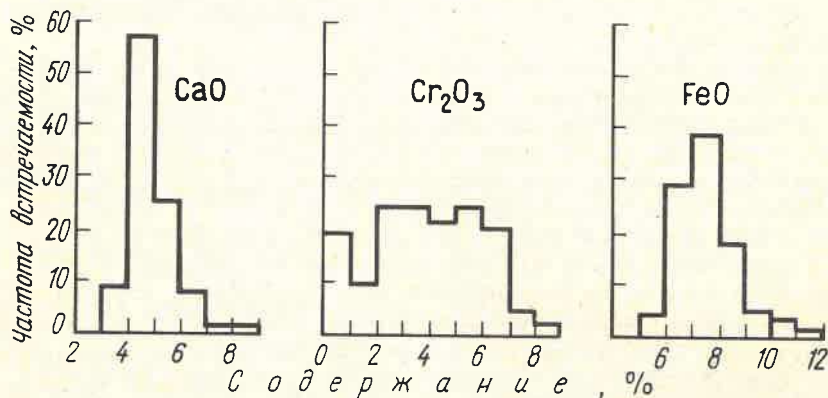


Рис. 3. Гистограммы содержания оксидов в гранатах из концентрата кимберлитов трубки Орапа



ната, семь из которых представляли собой желваки размером 10 мм и более (табл. 2, рис. 2, 3). По составу отдельных зерен граната не всегда удается точно установить парагенетическую принадлежность того или иного зерна. Обычно к гранатам эклогитового парагенезиса относят разновидности с низким содержанием ($<0,2\%$) Cr_2O_3 . Однако для трубки Орапа характерны магнезиальные эклогиты с повышенным содержанием Cr_2O_3 — 3% . Окраска таких гранатов вишнево-красная; их количество в трубке невелико [10]. По результатам наших исследований содержание гранатов ультраосновного парагенезиса в кимберлитах трубки Орапа превышает 50% (гранаты фиолетово-красного цвета + часть зерен граната красного цвета). В них концентрация Cr_2O_3 обычно выше 3% . Средние содержания в гранатах изученной нами выборки Cr_2O_3 $3,55 \pm 1,84$, CaO $4,93 \pm 1,82$, FeO $8,00 \pm 2,56$. Значительная часть граната трубки Орапа принадлежит к лерцолитовому парагенезису; отмечается повышенное количество зерен эклогитового парагенезиса, несколько точек попало в поле гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса, и одна точка — в поле гранатов алмазной ас-

социации (см. рис. 2), содержание которых положительно коррелируется с алмазонасностью кимберлитов [1].

Таким образом, проведенные исследования показали, что, вопреки предполагавшемуся резкому преобладанию гранатов эклогитового парагенезиса, в концентрате кимберлитов трубки Орапа, как и в подавляющем большинстве трубок других регионов, среди смеси различных его парагенетических типов ведущая роль принадлежит гранатам ультраосновного парагенезиса, а среди последних доля гранатов алмазной ассоциации примерно соответствует уровню алмазонасности кимберлитов этой трубки.

Зерна ильменита и всех других проанализированных минералов отобраны из пород кратерной фации. Они представлены магнезиальной разновидностью (пикроильменитом) и по составу отвечают ильменитам подавляющего большинства кимберлитов других регионов, отличаясь от ильменита многих трубок, особенно Якутской провинции, повышенным содержанием Cr_2O_3 ($2,43$ — $3,43\%$).

Клинопироксен (хромдиопсид) — часто встречается в породах кратерной фации кимберлитов не только трубки Орапа, но и других трубок,

например, Анголы. В данном случае для него присуще низкое содержание Al_2O_3 (среднее из пяти анализов 1,13 %), повышенное Cr_2O_3 (3,4 %), умеренное Na_2O (2,54 %). В общем для клинопироксена характерно повышенное содержание юритового компонента, количество которого, как известно, определяется давлением при его образовании.

Проанализированные зерна амфибола принадлежат к натровой группе и имеют высокое содержание Cr_2O_3 (см. табл.— 2).

Пластинчатые кристаллы хлорита, образовавшиеся по флогопиту, широко распространены в породах кратерной фации не только данной трубки. Их количество превосходит содержание флогопита в кимберлитовых брекчиях. Они наследуют состав флогопита по содержанию TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO .

Трубка Орапа по запасам алмазов принадлежит к крупнейшим коренным месторождениям мира, уступая лампроитовой трубке Аргайл в Австралии и, возможно, кимберлитовой трубке Премьер в Южной Африке. Содержание алмазов, в верхних горизонтах трубки, где породы сильно разбавлены дезинтегрированным материалом вмещающих образований, составляет 0,10—0,14 кар/т, возрастает до 0,66—0,68 кар/т на глубоких горизонтах. Преобладают мелкие алмазы; самый крупный, найденный на руднике в 1973 г., имел массу 185 кар. Ювелирные алмазы составляют 15 %, технические — 85 %. В настоящее время годовая добыча алмазов на руднике достигла 6 млн кар. Ввиду низкой алмазности некоторые участки верхних горизонтов трубки не отрабатываются.

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Одно из крупнейших коренных месторождений алмазов — кимберлитовая трубка Орапа — принадлежит к слабо эродированным телам. Ее верхние горизонты сложены породами кратерной фации, имеющими пониженную алмазность. Эти отложения содержат традиционные кимберлитовые минералы, особенно хромдиопсид, хлоритизированный флогопит, редкие зерна пироба и пикроильменита. Данный комплекс минералов может служить диагностическим признаком пород кратерной фации в случаях, когда они

трудно отличимы от обычных осадочных образований.

2. Несмотря на существенное преобладание среди алмазов данной трубки кристаллов эклогитового парагенезиса, в мелком классе концентрата доминирует ультраосновной парагенезис минералов, и основные коррелятивные связи между содержаниями алмазов и кноррингит-пироповых гранатов алмазной ассоциации сохраняются. Приведенные данные подтверждают универсальность минералогических критериев, разработанных Н. В. Соболевым [1].

3. Ранее мы обращали внимание на то, что в африканских кимберлитах редко присутствуют ксенолиты ультрабазитов пиропалмазной фации, содержащие гранат алмазной ассоциации [4]. Приведенные содержания гранатов алмазной ассоциации в кимберлитовом цементе относительно высокоалмазоносной трубки Орапа, а также имеющиеся у нас данные о распределении гранатов этого типа в других алмазоносных трубках региона (Финш, Весселтон, Дебирс, Ягерсфонтейн и др.) позволяет заключить, что и в кимберлитах Южной Африки содержание гранатов алмазной ассоциации понижено по сравнению с якутскими и восточно-европейскими кимберлитами. По-видимому, это один из типоморфных признаков алмазоносных кимберлитов Южной Африки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазности // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—80.
2. Харьков А. Д. Особенности строения и состава слабо эродированных кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. С. 78—90.
3. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Богатых М. М. и др. Модель кимберлитовой трубки Якутской алмазоносной провинции // Сов. геология. 1990. № 1. С. 23—29.
4. Харьков А. Д., Мацюк С. С., Сафронов А. Ф. Минералогия ксенолитов глубинных пород из кимберлитов трубки Айхал (Западная Якутия) // Минер. сб. Львовского университета. 1988. № 42. Вып. 1. С. 20—30.
5. Deines P., Harris J. W., Gurnay J. J. On the existence of $\delta^{13}C$ depleted carbon in the mantle evidence from diamond studies. Fourth international Kimberlite conference. Extended Abstracts. Perth 1986. P. 48—52.
6. DeVos G. J. The ages and uranium associated rock 2 nd Inter. Conf. Kimberlite. Santa Fe. Abstr. 1977. P. 67—69.
7. Gurnay J. J., Harris R. R. S. Silicate and oxide inclusions in diamond from Orapa mine, Botswana // Terra Cognita. 1982. Vol. 2. N 3. P. 19.

8. Hawthorne J. B. Model of kimberlite pipe// Phys. Chem. Earth. 1975. N 9. P. 1—15.
9. Robinson D. N., Gurnay J. J., Shee S. R. Diamond eclogite and graphite eclogite xenoliths from Orapa, Botswana//The mantle sample inclusion in Kimberlites and other volcanics. 1979. P. 68—79.
10. Shee S. R., Gurnay J. J. The mineralogy of xenoliths from Orapa, Botswana//The mantle sample inclusion in Kimberlites and other volcanics. 1979. P. 37—49.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 553.494:493.53(470.3)

© А. Д. Савко, В. И. Беляев, В. К. Бартенев, 1992

Основные факторы формирования титан-циркониевых россыпей

А. Д. САВКО, В. И. БЕЛЯЕВ, В. К. БАРТЕНЕВ
(Воронежский государственный университет)

На северо-восточном склоне Воронежской антеклизы известны титан-циркониевые россыпи баррем-аптского, аптского и сеноманского возраста, приуроченные к алеврит-песчаным породам. С 1985 по 1989 гг. авторы изучали Ti-Zr россыпи баррем-аптского возраста Скопинской площади на юге Рязанской области. В процессе работ исследованы 27 естественных и искусственных (карьеры) обнажений, 64 разреза пробуренных скважин, проведено 764 гранулометрических и около 200 иммерсионных анализов, составлен комплекс разномасштабных фациальных и структурных карт.

Ранее В. И. Беляев совместно с Н. П. Хожаиновым представил комплекс фациальных карт сеноманских отложений масштаба 1 : 200 000 для территории Тамбовской области, где расположено Центральное месторождение. При этом были использованы результаты изучения 647 обнажений, 21 разреза скважин и данные 1040 гранулометрических и 490 минералогических анализов. Кроме того, имеются данные по геологии Волчинско-Голожоховской россыпи аптского возраста [2] на севере Липецкой области, где В. К. Бартеневым в овраге Волчьем изучен опорный разрез аптских отложений и распределение в нем тяжелых минералов.

Для установления основных критериев поисков в статье приводится сравнительный анализ указанных россыпей.

Скопинская площадь состоит из ряда россыпей (Корневская, Дубасовская, Князевско-Петрушинская и др.), представленных двумя рудными пластами — барремским и аптским (рис. 1).

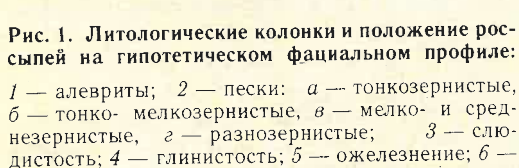
Мощность аптского пласта от 0,5 до 2,5 м, протяженность рудных тел до 3—7 км; барремского — соответственно 1—5 м и 5—12 км. Рудные пласты выявлены на участках, не подвергавшихся послеаптскому размыву.

В Волчинско-Голожоховской россыпи мощностью 35—40 м выделяется три рудоносных пласта (см. рис. 1) [2]. Для нижнего пласта (0,5—7 м) протяженность не установлена. Пески с промышленным содержанием тяжелых минералов образуют линзы шириной 0,5—3 км. Средний рудоносный пласт (0,5—5,9 м) прослежен на 4 км, а пески с повышенной концентрацией рудных минералов сосредоточены в линзовидных телах шириной 0,5—3 км и протяженностью от 1 до 3 км. Верхний пласт (0,9—6,7 м), отмечаемый на площадях, не претерпевших послеаптский размыв, состоит из линзовидных тел шириной 1—4 км при длине до 5 км.

Россыпь Центрального месторождения приурочена к отложениям верхней части сеноманского яруса, ее размеры по простиранию достигают 30 км при ширине 25 км, мощностью от 2—4 м в краевых до 16 м в центральной частях. Россыпь представляет единый пласт с увеличивающимся снизу вверх содержанием тяжелых минералов (см. рис. 1).

Фациальные особенности формирования россыпей (табл. 1) позволяют говорить об их сходном образовании в морской обстановке со средней и переманной гидродинамической активностью. Вмещающие породы — хорошо сортированные мелкозернистые алевритовые пески с содержанием концентрирующих фракций 0,25—0,05 мм не менее 80 %. Анализ слоистости свидетельствует, что такие россыпи образуются путем шлихования обломочного

* На примере меловых отложений северо-восточного склона Воронежской антеклизы



ходы илороев; 7 — растительные остатки; 8 — россыпи; 9 — фациальные замещения; фациальные зоны: II — мелководно-морская; III — прибрежно-морская; гидродинамический режим: А — слабый, Б — средний, В — активный; Г — глауконитистость, Ф — фосфоритоносность, ТМ — темноцветные минералы

По минеральному составу довольно резко выделяется Центральная россыпь (табл. 2). В легкую фракцию песков этой россыпи в значительном количестве входит глауконит (среднее содержание 5,4 %), совместное с фосфоритами присутствие которого прямо указывает на мелководно-морскую зону, прилегающую к «фосфатному» шельфу. В тяжелой фракции преобладает эпидот-гранат-дистен-цирконовая ассоциация. Минеральный состав Волчинско-Голожоховской и Скопинских россыпей близок и отличается от

Россыпь Центральная формировалась в мелководно-морской зоне эпиконтинентального бассейна в обстановке активных волнений и придонных течений на неровной поверхности дна при переменном гидродинамическом режиме [2]. Отложения, типичные для этой зоны — мелкозернистые алевритовые пески, характеризующиеся также повышенной глинистостью (3,7 %, за пределами зоны до 2,55 %), глауконитистостью (8,7 %, за пределами зоны до 5,3 %), повышенным содержанием фосфоритов и высокой концентрацией минералов тяжелой фракции. Большая

1. Фациальная характеристика титан-циркониевых россыпей

Месторождение	Среднее содержание концентрирующих фракций, %		Содержание тяжелой фракции, кг/м³			Характер распределения тяжелых минералов	Структурно-текстурные особенности
	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	от	до	среднее		
Центральное	76,2	13,4	2,2	113	50,2	Равномерный по всему пласту. Нередко в верхних частях гнезда, карманы, прослои, обогащенные до темных шлихов. Вмещающие породы — алевроиты мелкозернистые пески	Практически полное отсутствие косої слоистости, которая уничтожена илороями. Фрагменты горизонтальной и пологонаклонной слоистости в сочетании с мутьдообразной (за пределами месторождения). Разрез насыщен прослоями фосфоритов и рассеянных конкреций
Волчинско-Голожовское	62	17	5,3	70	10	Послойное в слоях с мелкой мутьдообразной слоистостью, с образованием серий естественных шлихов в тонких слоях. Вмещающие породы — алевроиты мелкозернистые пески	Слоистость разнонаправленная, мутьдообразная и пачечная косая, типа «ряби волнений». Наряду с мутьдообразной отмечается перистая слоистость
Скопинское I пласт	73,6	12,3	5	60	10	Послойное в слоях со слабоволнистой, горизонтальной, реже косої разнонаправленной слоистостью	Косая слоистость, диагональная и перекрестная с мутьдообразной; горизонтально-волнистая, иногда слабонаклонная
II пласт	61,5	30,1	6	35	15	Большой частью в карманах, гнездах, реже по слоистости, распределение неравномерное. Вмещающие породы — алевроитовые пески	Косая слоистость различных типов: диагональная, перекрестная, мутьдообразная, попеременно разнонаправленная в сочетании с горизонтальной

2. Средние содержания основных минералов, %

Месторождения	Легкая фракция		Тяжелая фракция — прозрачные терригенные минералы							
	Главко-нит	Полевой шпат	Циркон	Рутил	Дистен	Ставро-лит	Турмалин	Сид-лима-нит	Эпидот	Гранат
Центральное	5,4	6,6	13,2	10,5	15,5	5,2	5,2	1,07	23,6	21,6
Волчинско-Голожовское	1,4	1,4	23,3	17,1	28,2	12,5	13,9	2,4	0,2	0,2
Корнеевское I пласт	—	0,82	30,2	13,3	25,6	18,2	12,8	2	1	—
II пласт	Зн.	0,3	23,4	19,5	27	12,1	13	3,5	2	—

часть ильменита и рутила концентрируется во фракции — 0,104... + 0,074 мм, а циркона — во фракции — 0,074... + 0,043 мм [3]. В более грубых фракциях концентрация этих минералов ничтожна, а в более мелких — еще значительна (в т. ч. циркона во фракции — 0,043... + 0,01 мм — 25,5 %). Минералы более крупные по размеру (дис-

тен, ставролит, турмалин) концентрируются во фракции — 0,16... + 0,1 мм.

Волчинско-Голожовская россыпь формировалась в мелководно-морских условиях активных волнений и изменяющихся по скорости и направлению придонных близбереговых течений, а также в волноприбойной зоне моря [2]. Вмещающие породы — мелкозернистые

пески с содержанием фракции $-0,25... +0,1$ мм более 60 %. Четкой зависимости выхода тяжелой фракции от гранулометрического состава песков не существует, однако наибольшие выходы типичны для песков, состоящих на 60—70 % из зерен $-0,2... +0,16$ мм. В отличие от Центральной россыпи сенманского возраста полностью отсутствуют глауконит и фосфаты, что указывает на меньшую глубину формирования аптской россыпи. На Скопинской площади нижний пласт приурочен к кровле полного разреза барремских светло-серых до белых мелко- и тонкозернистых кварцевых песков с разнонаправленной косою слоистостью, углами наклона 25—35°. В продуктивной толще кося разнонаправленная слоистость сочетается с горизонтальной мульдочной выпукловогнутой. Она подчеркивается разной окраской слоев и распределением темноцветных минералов в слоях толщиной 1—2 мм. Мульдочки толщиной 8—12 мм создают впечатление своеобразных карманов, где тяжелые минералы, наряду с послойным обогащением, распределяются в виде червеобразных извилистых слоев в 1,5—2 мм.

Тяжелые минералы сосредоточены в песках фракций $-0,1... +0,05$ и $+0,05... -0,063$ мм, причем содержание аксессуаров в шлиховых прослоях может достигать 50 % и более. В классе $+0,063... -0,1$ мм количество рудных не превышает 8 %; в более крупных — фоновые значения. Содержание же самих рудоконцентрирующих фракций $+0,01... -0,063$ чаще всего составляет от 0,9 до 4,5; $+0,063... -0,1$ мм — не более 25 %. Общее содержание фракции $+0,1... -0,16$ мм — не менее 50 %, а количество зерен крупнее $-0,25$ мм — не более 3—4 %, пелитовых — 2—2,5 %.

По структурно-текстурным признакам гидродинамику водной среды при формировании барремских россыпей можно классифицировать как среднюю, обусловленную подводными течениями и волнениями, вызываемыми колебательными воздействиями волн. На фациальной карте барремских отложений (рис. 2) выделяются три фациальные зоны — юго-западная (II АБ, Б), центральная (II АБ—Б—ВВ) и северо-восточная (II АБ). Наибольшую часть территории занимает центральная зона, где расположены все участки с повышенной концентрацией титан-цирко-

ниевых минералов. Эти участки тяготеют к положительным структурам, установленным по карте изопахит барремских отложений (рис. 3). Современные россыпи такого типа образуются на удалении от берега (первые десятки километров) на положительных формах рельефа морского дна с глубиной залегания от поверхности воды 15—20 м [1].

Верхний продуктивный пласт приурочен к верхней части разреза нижней пачки аптских средне- и мелкозернистых кварцевых песков. Верхняя пачка апта сложена разнозернистыми песками с прослоями глин и развита эпизодически на наиболее высоких водоразделах территории. Рудный пласт (до 3 м) представлен желтовато-серыми средне-мелкозернистыми кварцевыми песками с горизонтальной, горизонтально-волнистой, мульдочной, разнонаправленной косою слоистостью.

Слоистость обусловлена чередованием темных, обогащенных рудными минералами слоев со светлыми, где содержания тяжелых минералов меньше. Слойки, обогащенные темноцветными минералами, мощностью от 0,05 до 0,2 м распределены неравномерно. В обогащенных слоях распределение темноцветных минералов прерывисто-струйчатое, червеобразное. При этом темно-серые струйки (более обогащенные) чередуются с серыми, обычно более крупнозернистыми. В отличие от нижнего рудного пласта содержания рудных в основном сосредоточены во фракции $+0,063... -0,1$ мм; в меньшей степени — во фракции $+0,05... -0,063$ мм. Следовательно, образование рудного пласта происходило в пределах мелководно-морской зоны эпиконтинентального бассейна, но в гидродинамически активной среде.

Формирование титан-циркониевых россыпей определяется комплексом факторов, среди которых выделяются стратиграфический, палеогеографический (источники сноса, положение и конфигурация береговой линии, палеогеоморфология территории и т. д.), фациальный, структурно-тектонический, действующий через рельеф. Однако значение каждого фактора очень различно.

Стратиграфический фактор. Повышенные концентрации тяжелых минералов отмечаются в отложениях валанжинского, барремского, аптского, сенманского, сантонского и кампанского

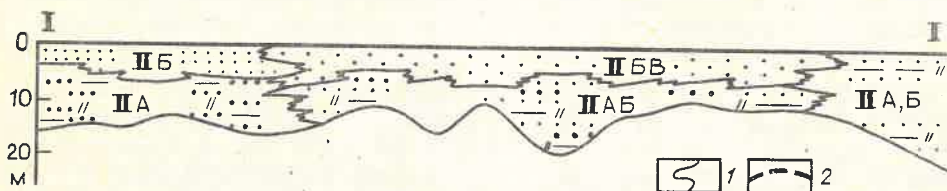
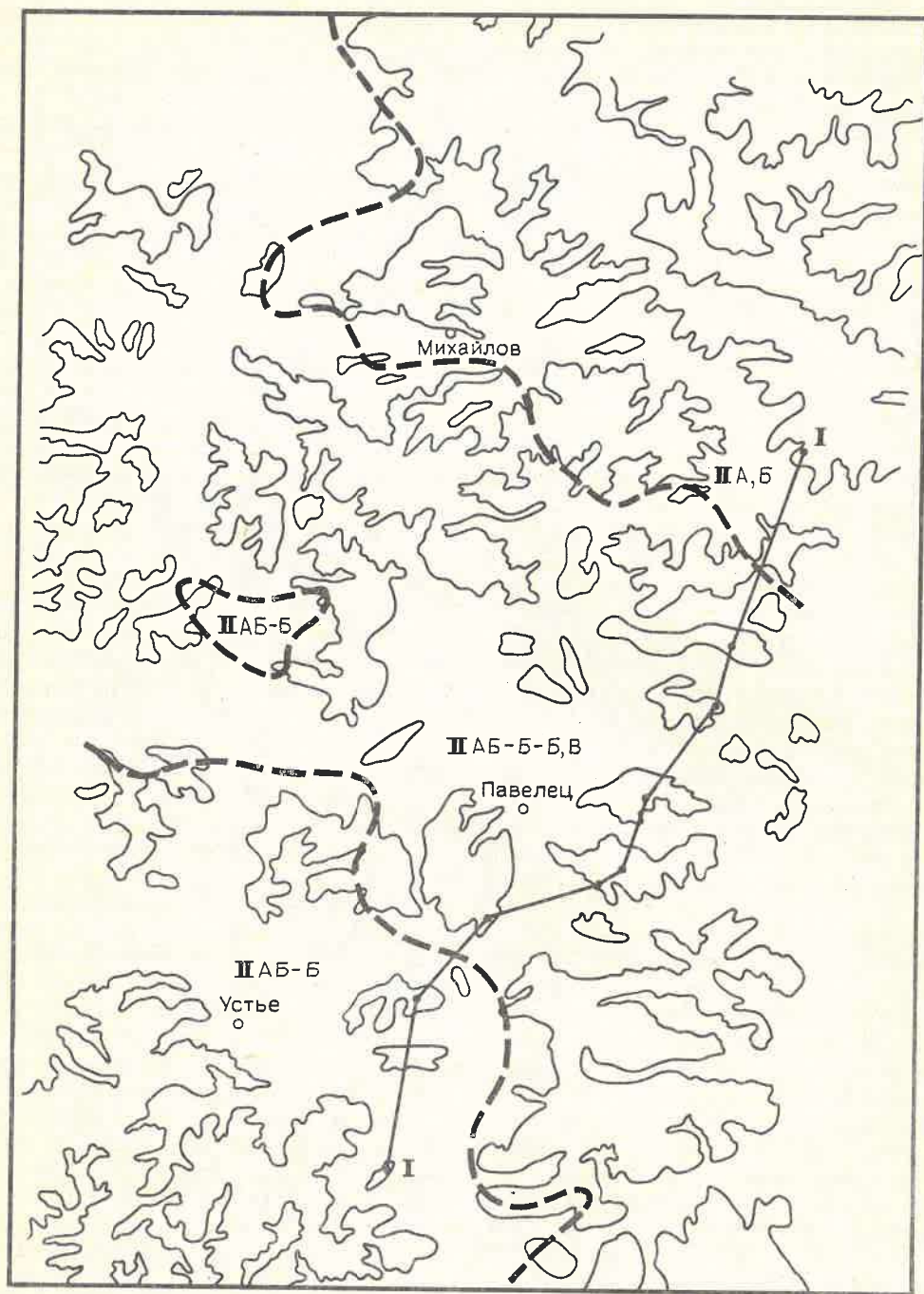


Рис. 2. Фациальная карта и профиль барремских отложений юго-западной части Рязанской области:

1 — границы современного распространения отложений; 2 — границы групп фаций; остальные усл. обозн. см. рис. 1



Рис. 3. Палеоструктурная карта на конец барремского времени:

1 — границы современного распространения отло-

жений барремского яруса; 2 — изопахиты барремских отложений, м; 3 — впадины; 4 — поднятия

ярусов меловой системы. В ряде случаев возможно определение интервала россыпей образования с точностью до подъярусов, например — нижеаптский, нижесантонский и нижекампанский (последний для Брянской области). Таким образом, концентрация тяжелых минералов была вероятна в любой век мелового периода, когда форми-

ровались алеврит-песчаные толщи. Следовательно, стратиграфический фактор в данной ситуации не информативен.

Палеогеографический фактор. Формирование титан-циркониевых россыпей в песчаных толщах меловой системы происходило в разных частях шельфов мелководных морей за счет перемыва и шлихования алеврит-песчаного

материала. Титан-циркониевые россыпи относятся к россыпям дальнего переноса. Источниками сноса при образовании алевроит-песчаных толщ в меловое время служили Воронежская антеклизы и в меньшей степени — северные территории — Балтийский щит, Волго-Уральская антеклизы. Использование палеогеографического фактора в нашем случае крайне затруднительно по двум причинам. Первая из них заключается в том, что для титан-циркониевых россыпей важно не расстояние от источников сноса, а только степень «зрелости» размываемых и транспортируемых в меловые бассейны осадков. Она же была высокой для слагающих Воронежскую антеклизу юрских и палеозойских образований. Вторая причина обусловлена трудностью определения положения береговой линии, вблизи которой могли формироваться россыпи. Для всех меловых отложений, за исключением аптских, отсутствуют континентальные и переходные фации, а отсюда и неопределенность в выявлении границ суши и моря.

Для аптских отложений установлены участки развития континентальных дельтовых и морских образований [2], поэтому можно выделить зону распространения мелководных отложений, севернее широты г. Липецка, где вероятно формирование россыпей. Следовательно, использование палеогеографического фактора при прогнозе титан-циркониевых россыпей рационально только для регионального обзора в целях выявления различных типов морских фациальных обстановок (прибрежно-морские, мелководные, глубоководные).

Фациальный фактор. Принадлежность песков к той или иной фации устанавливается по трем главным признакам: структурно-текстурным особенностям, гранулометрическому и минеральному составам. Для всех продуктивных толщ характерны различные типы косой слоистости, отражающие гидродинамические режимы среды осадконакопления — волнения средней активности и течения. На месторождении Центральное слоистость уничтожена илоедами. В соседних участках тип слоистости указывает на значительную роль подводных течений при формировании отложений зон II АБ—II Б, к которым приурочено месторождение. Слоистость песков Волчинско-Голожо-

ховской и Корневской россыпей отражает преимущественно колебательные движения водной среды. Следует отметить протяженность и большие размеры слоев в песках первой, что свидетельствует о более активной гидродинамике в прибрежно- и мелководно-морской зоне при формировании этого месторождения.

Повышенные концентрации тяжелых минералов связаны с хорошо отсортированными мелкозернистыми алевроитистыми слабо глинистыми песками, где содержание фракции $-0,25... +0,05$ мм составляет 60—80 % при преобладании фракции $-0,16... +0,1$ мм (40—60 %) и $-0,1... +0,05$ мм (40—25 %). Размер основных полезных минералов (ильменит, рутил, циркон) $-0,1... +0,074$ и $-0,074... +0,043$ мм, что соответствует по массе в 1,7 раза большим по размеру зернам кварца, т. е. основная рудоконцентрирующая фракция $-0,25... +0,1$ мм. При увеличении фракций $>0,25$ мм или $<0,05$ мм до 20—30 % происходит резкое уменьшение общего содержания тяжелой фракции. Многократные перемены и шлихование песков на неровном рельефе мелководного шельфа — одно из главных условий накопления тяжелых минералов. В противном случае пески такого же гранулометрического состава нерудодобны.

В минералогическом отношении россыпи Скопинского района и Волчанско-Голожиховская россыпь сложены песками кварцевого состава. На месторождении Центральное в составе легкой фракции в заметном количестве присутствует глауконит (среднее содержание 5,4 %), совместное присутствие с фосфоритами которого прямо указывает на мелководно-морскую зону, прилегающую к нижней «фосфатной» части шельфа, где шло аутигенное минералообразование.

Таким образом, формирование рассмотренных россыпей шло в разных частях мелководно-морского бассейна. Волчанско-Голожиховская россыпь образовалась в прибрежной и мелководно-морской, тяготеющей к берегу зоне, Скопинские россыпи — на удалении от берега, а россыпь Центральная — в нижней части шельфа (см. рис. 1). В повышении концентраций последней значительную роль играли подводные течения. Анализируя значение фациального фактора, следует отметить сле-

дующие критерии поисков повышенных концентраций тяжелых минералов в песках: наличие мелководно-морских фаций с переменной и средней гидродинамической активностью водной среды (II АБ, II Б); преобладание в песках фракции $-0,25... +0,05$ мм; приуроченность песков к «фосфатному» шельфу. Но эти критерии не проявляются при отсутствии хорошо выраженных положительных форм рельефа подводного дна и неустойчивом положении береговой линии. Одно из основных условий шлихования тяжелых минералов — многократный переувлажнение песков при устойчивой береговой линии.

Структурно-тектонический фактор. Рассматриваемые титан-циркониевые россыпи приурочены к пограничным частям Воронежской антеклизы с отрицательными структурами. Месторождение Центральное располагается на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы. Скопинская и Волчанско-Голожуховская россыпи — на границе с Московской синеклизой. Воронежская антеклиза и Московская синеклиза — структуры I порядка. На их сочленении выделяется крупная структура II порядка — Сухиничи-Труфаново-Скопинская зона поднятий и прогибов. В пределах этой зоны устанавливается блоковая структура III порядка — Скопин-Липецкая подзона, в которой и обнаружено подавляющее большинство продуктивных залежей. Она распадается на большое число положительных и отрицательных структур IV порядка. Формирование рудных залежей Скопинского участка в барремское и аптское время происходило на склонах локальных подводных поднятий.

Г. В. Холмовым и Э. Е. Лехт [4] для Волчанско-Голожуховской россыпи выделяются три уровня структурно-палеогеоморфологического контроля ее локализации. В первом приближении она контролируется пересечением стабильной пляжной зоны аптского моря и опущенного блока, ориентированного под углом к береговой линии. На втором уровне расположение россыпи определяется приуроченностью ее к бортам погруженной зоны и локальным поднятиям в ее пределах. Современная поверхность распространения россыпи заключена между отметками 160—170 м. На третьем уровне ориентировка и границы залежи подчиняются вполне определенным и выдержанным, хотя и труд-

но диагностируемым, направлениям структурных линий. Из выделенных авторами уровней контроля достоверен второй, устанавливаемый и на Скопинской площади.

Согласно фациальной карте продуктивной толщи сеноманского возраста [2], формирование титан-циркониевой россыпи месторождения Центральное происходило в нижних частях склонов двух вытянутых в юго-восточном направлении валов и пологой впадине между ними. По данным Е. Н. Невесского [1], в современных россыпях и в россыпях, моделированных в лабораторных условиях, тяжелые минералы концентрируются на склонах и у поднятий штурмовых и подводных валов, сложенных песчаными породами, а также на концах аккумулятивных валов и кос, гребнях валов.

Таким образом, основное условие концентрации тяжелых минералов — наличие положительных форм подводного рельефа, которые устанавливаются в пределах всех трех рассмотренных площадей. Для нижнемеловых россыпей эти формы представляют собой структуры III и IV порядков.

Обобщая данные по анализу основных факторов формирования россыпей на северном и северо-восточном склонах Воронежской антеклизы, можно выделить следующие основные критерии поисков россыпных титан-циркониевых месторождений: наличие фациальных зон II АБ, II Б, II БВ различной гидродинамической активности (см. рис. 1); преобладание в песках фракции $+0,05... -0,25$ мм; установление положительных структур III и IV порядков. Дополнительными критериями могут служить выявленное положение береговой линии, присутствие глауконита с фосфатом для месторождений нижней части шельфа, связанных с активным воздействием на осадки подводных течений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. — М.: Наука, 1967.
2. Хожанов Н. П. Литология терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антеклизы и проблемы их рудоносности: Дис... д-ра геол.-минер. наук. — Воронеж, 1972.
3. Хожанов Н. П., Беляев В. И. Титан-циркониевые россыпи // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы (факторы локализации и формирования). Воронеж, 1989. С. 135—148.

4. Холмовой Г. В., Лехт Э. Е. О структурно-фациальном контроле размещения ильменитовых россыпей в аптских отложениях Липецкой области // Вопросы применения аэро-

методов при геологическом картировании и поисках в центральной части Русской платформы. Воронеж, 1982. С. 116—120.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

УДК 553.481

© А. С. Вершинин, 1992

О геологической модели формирования гипергенных месторождений никеля

А. С. ВЕРШИНИН (Екатеринбургский горный институт)

В мировой продукции никеля с 1961 по 1987 гг. доля гипергенных месторождений, связанных с корой выветривания гипербазитов, возросла с 29,4 до 55 %. Вопросы формирования данных месторождений разносторонне освещены в работах И. Н. Гинзбурга (1963), К. К. Никитина (1971), Ю. Ю. Бугельского (1979), Б. М. Михайлова (1969), И. И. Эдельштейна (1968) и др. [2]. Проведенное автором сравнительное геолого-геохимическое изучение месторождений Кубы, Урала, Казахстана, Украины и других районов позволило уточнить основные факторы их развития.

Необходимое условие формирования месторождений никеля в остаточной коре выветривания — наличие в ее субстрате пород, обогащенных никелем. Как правило, никеленосные коры выветривания (КВ) развиваются на обнажающихся выходах гарцбургитов и дунитов, обладающих относительно высоким содержанием никеля (0,2 % и более) и невысоким — серы (0,05 % и менее).

Анализ химического состава гипербазитов из 35 никеленосных районов показывает, что наиболее благоприятные породы для формирования никеленосных кор — несерпентинизированные или умеренно серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, лизардит-хризотилитовые серпентиниты. По алломорфическим антигоритовым серпентинитам никеленосные КВ образуются редко. В никеленосных гипербазитах наблюдаются корреляционные связи никеля с Co (0,32), MgO (0,66), SiO_2 (0,41), FeO (0,38) и Fe_2O_3 (—0,65), TiO_2 (—0,32) и H_2O (—0,56). Представление о предпочтительной связи гипергенных никелевых месторождений с гипербазитовыми массивами дунит-гарцбургитовой формации (И. И. Эдельштейн, 1968) недостаточно убедительно,

поскольку известны еще четыре формации, с которыми связаны никеленосные КВ: дунит-клинопироксенитовая, стратиформная гипербазит-базитовая, щелочно-ультраосновная, комагнитовая.

Более логично говорить не о формационной связи никелевых месторождений с гипербазитами, а о геохимической. Тем более, что формирование некоторых месторождений могло происходить с участием гидротермальных никеленосных растворов (Главица, Чикатово, СФРЮ; Дж. Максимович, 1966; С. Мулина, 1973).

Не выяснена в полной мере роль эндогенной сульфидной минерализации в развитии никеленосных КВ. Сульфидная вкрапленность в гипербазитах, располагающихся в подошве гипергенных никелевых месторождений, занимает локальные объемы. Кислые сульфатные растворы, появляющиеся при разложении сульфидов, выносили никель уже в начальную стадию формирования КВ. В единичных, весьма редких случаях, скопления никеленосных сульфидов в гипербазитах окисляются по типу «железной шляпы» сульфидного месторождения, образуя лишь существенно окристую зону выветривания.

Содержания никеля в продуктах выветривания дунитов и гарцбургитов возрастают до 1—2 %, в т. ч. за счет остаточного накопления до 0,8—1 % или в 4—5 раз. Известны случаи, когда в субстрате никеленосных кор выветривания располагаются известково-серпентинитовые конгломераты (Монте Кристо, Марти, Куба), пироксениты (Никеландия, Бразилия), такситы (Кимперсайский район), диориты (Серовское), исходное содержание никеля в которых значительно ниже, чем в гипербазитах [В. М. Григорьева, 1967; Л. И. Кононова и др.,

1974; Ю. Ю. Бутельский, 1979; 3]. Однако формированию локальных скоплений промышленных руд никеля благоприятствуют инфильтрационные процессы. Возникновению осадочных месторождений никеля (Ларимна, Греция) способствует деятельность поверхностных вод, мобилизующих значительные массы никеля с прилегающих к бассейну осадконакопления возвышенностей, сложенных гипербазитами [5]. Из сказанного следует вывод о геохимической, а не о формационной связи никелевых месторождений с гипербазитами.

Большинство гипергенных месторождений никеля располагается в современном тропическом поясе Земли. Они возникли в условиях латеритного выветривания, протекающего при среднегодовой температуре более 20°C и годовом количестве осадков более 1000 мм. Многие исследователи считают латеритное выветривание в условиях тропического климата обязательным фактором формирования всех без исключения гипергенных никелевых месторождений, включая Уральские (А. П. Никитина и др., 1971; Ю. Ю. Бугельский, 1979). Однако, если учесть, что границы современных климатических поясов остаются практически неизменными с юрского периода (Н. М. Страхов, 1962), станет очевидным, что на Урале крупнейшие месторождения никеля (Серовское, Буруктаьское, Кимперсайское) возникли в процессе выветривания, существенно отличающегося от латеритного. Эти различия нашли отражение в вещественном составе руд, морфометрических и технологических параметрах рудных тел месторождений Урала и Кубы [1].

Никеленосные коры выветривания на Урале развивались в условиях умеренно теплой гумидной климатической зоны (5—15°C). Хотя выветривание протекало и с меньшей скоростью, чем в тропиках, завершилось оно формированием промышленных скоплений никеля, линейные запасы которого в вертикальных разведочных пересечениях соизмеримы с таковыми месторождений тропической зоны. В частности, сопоставление аналогичных по структуре рудных тел месторождений Буруктаьского (Ю. Урал) и Моа (Куба) показывает, что первые при более низких содержаниях никеля

(0,9 и 1,5 %) отличаются более высокой мощностью рудных тел [1]. При этом следует учитывать, что никеленосные КВ Буруктаьского месторождения формировались с раннего мела по неоген включительно, а месторождение Моа имеет плиоцен-плейстоценовый возраст (Ю. Ю. Бугельский, 1979).

Различия в химическом составе разрезов никеленосных КВ тропической (А) и умеренной (В) зон хорошо видны на диаграмме (рис. 1). Типичная особенность месторождений тропической зоны — наличие промышленных концентраций железа (60—70 % Fe_2O_3) в охристом и латеритном горизонтах КВ. В профилях никеленосной коры в умеренно теплой зоне отсутствует горизонт конкреционных охры и латеритов, поэтому их нельзя считать «полными», как это делается в широко известной работе А. П. Никитиной и др. (1971). Никеленосные охры характеризуются меньшей плотностью (менее 1 г/см³ вместо 1,2—3 г/см³), а также высокой кремнистостью (более 20 % SiO_2 , вместо 4—6 %), малой железистостью (менее 50 % Fe_2O_3), низкой контрастностью геохимической зональности.

Наиболее четкие палеоклиматические индикаторы формирования КВ в тропической и умеренно теплой климатических зонах — развитие соответственно карбонатных или глауконитовых пород в коррелятных сериях осадков.

В процессе образования никелевых месторождений климатические условия могли существенно изменяться. Так, в пределах тропического пояса достаточно широко развиты ареалы аридного климата, где наблюдается замедление выветривания в приповерхностной зоне, окремнение всего профиля КВ, значительное развитие его нижних зон, преобладание силикатных (серпентиновых и нонтронитовых) руд над охристыми. Нередко профиль никеленосных КВ завершается горизонтом силькритов — сетчатых пород, состоящих из угловатых обломков кремнистого состава в пудрообразном охристом материале [7].

Влияние тектоно-геоморфологического фактора проявляется разнообразно. В частности, геотектоническая стабильность субстрата определяет продолжительность условий, благоприятных для образования никеленосных

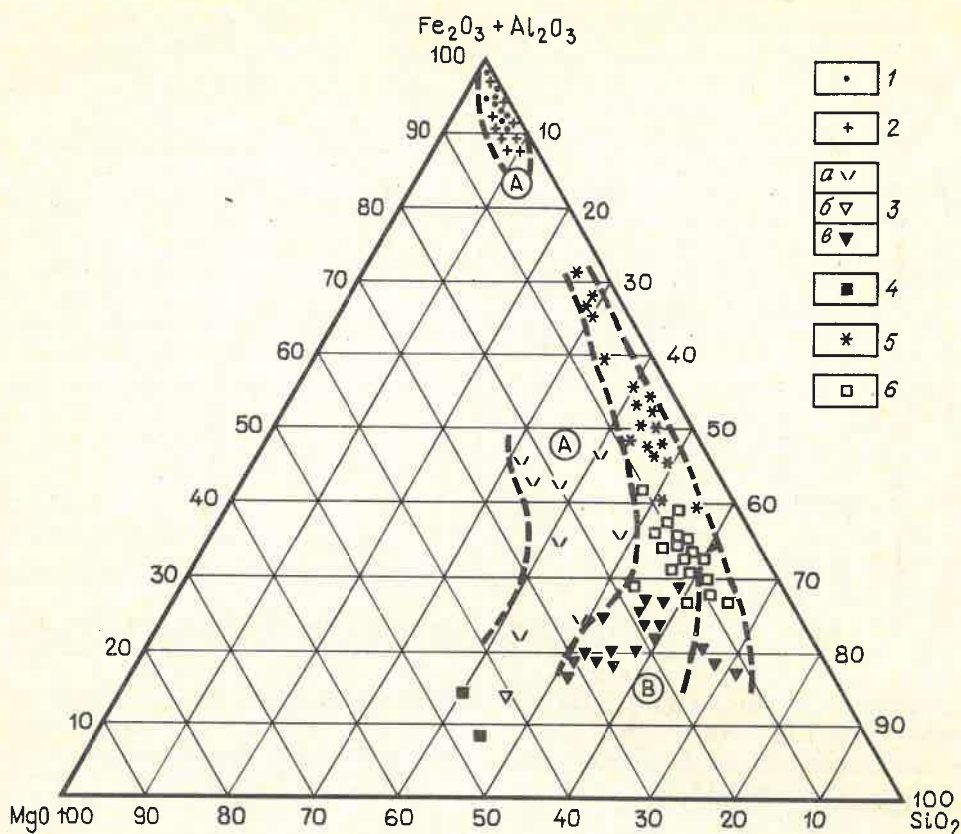


Рис. 1. Химический состав гипергенных никелевых руд в тропическом (А) и умеренном (В) гумидных поясах:

1 — латериты; 2 — субструктурные охры; 3 —

серпентиниты выщелоченные: а — рыхлые, б — плотные с гарниеритом, в — слабо нонтронитизированные; 4 — гипербазиты; 5 — охры структурные; 6 — нонтрониты; Si — месторождения с высоким окремнением нижних зон КВ

КВ, а также влияет на их сохранность от размыва.

Для формирования месторождений никеля в тропических КВ достаточен интервал времени продолжительностью 1—2 млн лет [2]. Наличие промышленных залежей в КВ плейстоценового возраста на месторождении Марум (Папуа-Новая Гвинея) этому прямое подтверждение [4]. Вместе с тем периоды корообразования могут быть более длительными даже в современных складчатых областях, что обуславливает обнаружение в поле развития молодых КВ реликтовых участков (блоков) более древних. Принято считать, что эпохи корообразования — это интервалы между формированием коррелятной серии осадков, обогащенной серпентинитовым материалом, и осадочного покрова, датируемого фаунистически. В рассматриваемом случае это время между накоплением двух коррелятных горизонтов, содержащих продукты размыва КВ серпентинитов

(Ю. Ю. Бугельский, 1979).

Полная денудация КВ в пределах относительно большого блока серпентинитов, фиксируемая обилием серпентинитового материала в коррелятной серии осадков, способствует оживлению выветривания и формированию обновленного разреза КВ, соответствующего новой эпохе или циклу развития КВ.

Иллюстрацией к сказанному могут быть обобщенные разрезы КВ центральных и периферийных блоков месторождения Пинарес де Майри (рис. 2). Первые из них характеризуются большей мощностью рудного горизонта, сокращенным охристо-латеритным профилем КВ, более высокой степенью разложения исходных пород (K_3 более 2 000)*, потерей значительной части

* K_3 — мультипликативный показатель зональности КВ гипербазитов, определяемый как отношение произведения оксидов железа и алюминия к произведению оксидов магния и кремния.

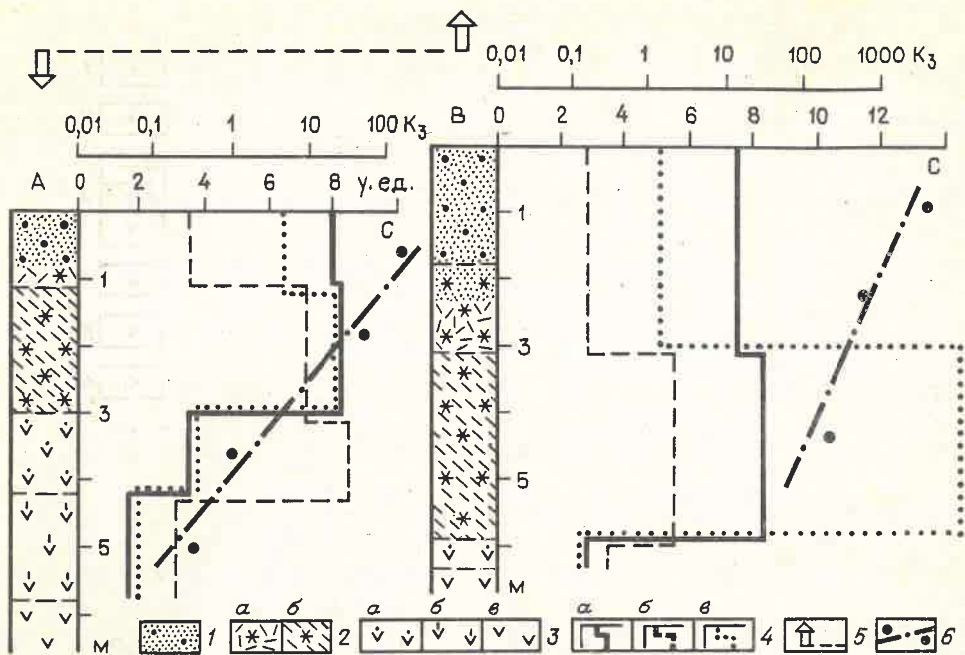


Рис. 2. Обобщенные геолого-геохимические разрезы месторождения Пинарес-де-Маяри:

А — опущенные блоки; В — приподнятые блоки; 1 — латериты; 2 — охры; а — бесструктурные, б — субструктурные; 3 — серпентиниты; а — нон-

тронитизированные, б — выщелоченные, в — плотные; 4 — графики содержаний основных рудных элементов, усл. ед.: а — железо, б — никель, в — кобальт; 5 — направления перемещения блоков; б — графики коэффициента зональности K_3

никеля, увеличением размера и изменением минерального состава железистых конкреций и другими минералого-геохимическими признаками. Их с полным основанием можно отнести к древним КВ, т. е. сформировавшимся ранне в сравнении с молодыми КВ с серпентин-охристо-латеритным профилем, развитыми в пределах периферийных блоков. В нашем понимании молодые и древние коры выветривания различаются только минералого-геохимическими признаками, характеризующими относительную продолжительность времени существования благоприятных тектоно-геоморфологических условий. Их никак нельзя сопоставлять с домаастрихтской и олигоценовой никеленосными корами выветривания, выделяемыми В. И. Финько и др. (1967).

Никеленосные КВ месторождения Калум (Гвинея) возникли путем выветривания массива дунитов раннемезозойского возраста в условиях тропического климата и стабильной тектонической обстановки Либерийского щита (Б. М. Михайлов, 1969). Почти весь разрез КВ представлен слоем железной руды средней мощностью около 30 м, который с поверхности

бронирован кирасой плотностью до 3 г/см³. Степень разложения исходных гипербазитов предельная ($K_3 = 11\,900$). Магнетит и хромшпинелиды полностью диспергированы. Большая часть никеля из охристо-латеритного профиля удалена. Таким образом, в данном случае мы имеем дело с профилем предельно зрелой КВ гипербазитов, сложившимся при длительном благоприятном сочетании климатического (среднегодовая температура 28°C, годовое количество осадков 2 500 мм) и тектонического факторов. Продолжительность выветривания следует рассматривать как один из важных факторов формирования гипергенных никелевых месторождений.

Тектоническая стабильность района распространения гипербазитов оказывает влияние на размеры обособляемых блоков и на характер формируемого рельефа. В районах со спокойным тектоническим режимом (платформы) возникают пенеплены, сопровождаемые образованием на выходах гипербазитов плащеобразных покровов никеленосной КВ значительной мощности (10—30 м), которые нередко хорошо сохраняются. В результате дифференцированных тектонических подвижек крупных блоков

регионального пенепплена последние занимают различное геоморфологическое положение, влияющее на степень сохранности и минеральный состав рудных залежей.

В частности, отдельные блоки Зауральского пенепплена испытали дифференцированные неотектонические перемещения с амплитудой в несколько сот метров, в результате чего абсолютные уровни древней поверхности выравнивания в пределах Буруктальского, Кимперсайского и Серовского районов оказались соответственно на отметках 310—330, 450—470 и 40—80 м. Это привело к существенным различиям в составе и зональной структуре рудных тел.

В Буруктальском районе сохранился исходный керолит-охристый профиль КВ с кобальт-никелевыми рудами. На многих месторождениях Кимперсайского района охристый горизонт КВ размыт, и наиболее крупные залежи керолит-нонтронитовых никелевых руд сохранились под покровом песчаноглинистых отложений неогена. Большинство месторождений Серовского рудного района вследствие опускания поверхности пенепплена попали в восстановительную обстановку придонной части озерных водоемов, что привело к образованию необычных по составу керолит-охристо-шамозитовых кобальто-никелевых руд (рис. 3). И охристые, и керолит-серпентинитовые руды в одинаковой степени шамозитизированы, что характеризуется значениями коэффициента восстановленности руд — K_d^* , которые колеблются в пределах 1,6—1,67. Кроме того, здесь никеленосны дайки диоритов и диабазов (В. М. Григорьева, 1967; Л. И. Кононова и др., 1974).

В современных складчатых областях высоко продуктивные никеленосные КВ формируются в расчлененном активно развивающемся рельефе, переживающем многократное обновление. В частности, многостадийное развитие покровов КВ отмечается исследователями Новой Каледонии [6], где никеленосные КВ связаны с реликтовыми участками пенеппленов, со сглаженными поверхностями водоразделов и отдель-

ных гипербазитовых массивов, зафиксированными на отметках от 50 до 1 050 м.

Аналогичная картина наблюдается и на о-ве Куба (Ю. Ю. Бугельский, 1979; И. З. Корин и др., 1973). В результате дифференцированных неотектонических перемещений относительно небольших блоков гипербазитов никеленосные КВ на них приобретают существенные различия. На приподнятых блоках развиваются преимущественно охристые кобальто-никелевые руды в сокращенном неравновесном профиле. В опущенных блоках, как правило, присутствуют полные профили КВ, в которых значительно возрастает доля силикатных серпентин-нонтронитовых руд (см. рис. 2).

Формирование никеленосных образований КВ связано с линейными зонами тектонических нарушений, являющимися рудолокализирующими структурами для инфильтрационных месторождений богатых гарниеритовых руд, длительное время эксплуатировавшихся в Новой Каледонии. Некоторые исследователи называют их «тектоническими» (А. Сатсума, 1969). Автором они отнесены к кварц-керолит-гарниеритовой субформации [1]. Тектонические надвиги серпентинитовых тел на известняки и мраморы служат рудоконтролирующими структурами для месторождений керолит-охристо-алевритовой (карстовой) субформации, достаточно широко распространенных на Урале [3].

Повышенная трещиноватость гипербазитов облегчает формирование плащеобразных покровов КВ и влияет на морфоструктурные особенности рудных залежей. Над зонами с аномально высокой удельной трещиноватостью образуются линейно-вытянутые «карманообразные» в поперечном сечении утолщения рудных тел, где их мощности в 2—3 раза выше, чем в пределах плащеобразного покрова КВ.

В грабенообразных погружениях вблизи приподнятых блоков гипербазитов с размывающейся корой выветривания образуются осадочные железо-никелевые и никеле-железорудные месторождения гётит-сидерит-шамозитовой субформации [1, 3, 5].

Из изложенного следует, что гипергенные месторождения никеля в КВ гипербазитов возникли в результате благоприятных сочетаний геохимического, климатического и тектоно-гео-

* K_d — коэффициент восстановленности руд, определяемый как отношение суммы оксидов двухвалентного и трехвалентного железа к содержанию последнего.

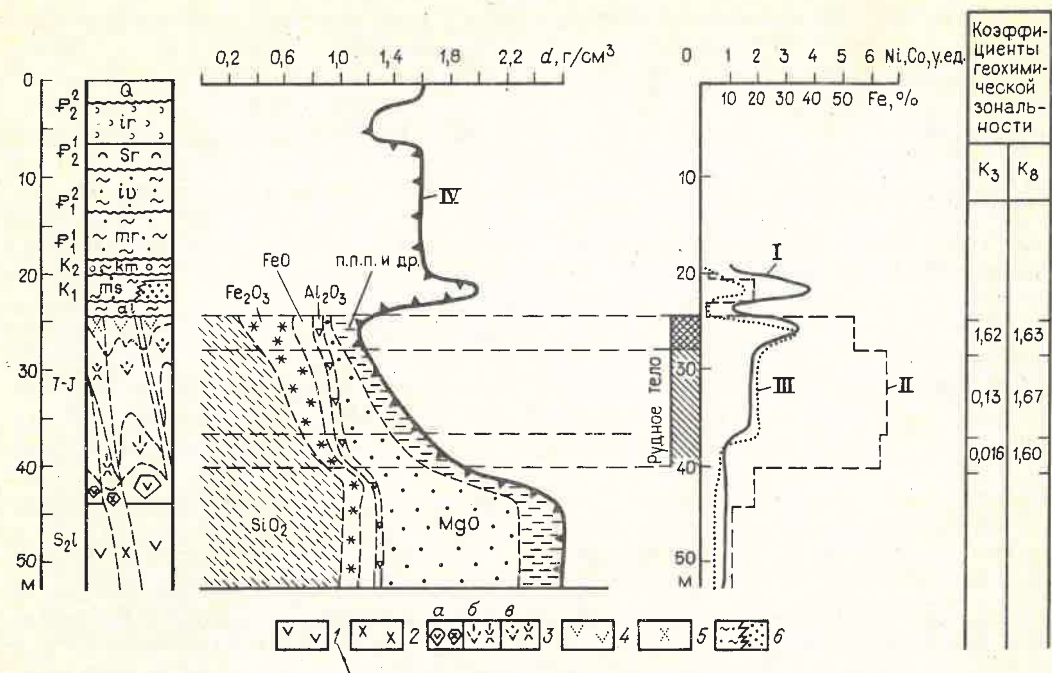


Рис. 3. Обобщенный геолого-геохимический разрез Еловского месторождения Серовской группы:

I — серпентиниты; 2 — диориты; 3 — серпентиниты и диориты; а — дезинтегрированные, б — выщелоченные плотные и в — рыхлые; 4 — обохренные выщелоченные серпентиниты и охры; 5 — монтмориллонит-каолинит-гетитовые породы;

б — бовово-конгломератные железные руды, замещаемые аргиллизитами; графики содержаний рудных элементов (I — железо, II — никель, III — кобальт, IV — объемная масса; штриховкой обозначены минеральные типы руд в составе рудного тела (сверху вниз): шамозит-охристые, шамозит-керолитовые)

морфологического факторов, изменявшихся во времени и пространстве, что определило большое разнообразие геологических обстановок их нахождения, а также наличие существенных различий в вещественном составе руд [3].

На основе сравнительного изучения гипергенных никелевых месторождений в КВ гипербазитов из различных районов земного шара можно назвать следующие основные черты геологической модели их формирования.

1. Важнейший фактор образования гипергенных никелевых месторождений — наличие в субстрате пород, обогащенных никелем. Этот фактор не формационный, а геохимический, поскольку промышленные залежи никелевых руд встречаются в КВ дунитов и гарцбургитов, принадлежащих ко всем известным формациям гипербазитов.

2. Интенсивность процесса рудообразования максимальна в тропическом поясе Земли. Именно здесь образуются наиболее крупные месторождения гипергенных никелевых руд высокого качества. Вместе с тем месторождения аналогичной продуктивности, обладающие большей мощностью рудных

тел при худшем качестве руд, формировались и в зоне умеренно теплого гумидного климата. Периоды аридизации климата сопровождались развитием преимущественно нижних зон в профиле никеленосной коры выветривания.

3. Самостоятельный фактор формирования промышленных никелевых руд — продолжительность выветривания. В условиях тропического климата достаточен отрезок времени продолжительностью 1—2 млн лет. В зоне умеренно теплого климата продолжительность периода рудообразования на порядок больше. При этом все известные промышленные месторождения возникли в возрастном интервале ранний мел — плейстоцен.

4. Длительность выветривания обусловлена тектонической мобильностью субстрата, определяющей связь никеленосных КВ с формами рельефа. В тектонически стабильных условиях (платформы) образование никелевых месторождений связано с наличием пенефленов, способствовавших как длительному выветриванию, так и сохранению никеленосных КВ от денуда-

ции. В зоне тропического климата никеленосные КВ на высоких пенепленах деградировали, образовав залежи латеритных железо-кобальтовых руд.

В складчатых областях зоны тропического климата никелевые руды залегают на сглаженных водоразделах и локальных поднятиях. Здесь формирование никеленосной КВ и ее денудация находятся в динамическом равновесии (Ю. Ю. Бугельский, 1979). Условия благоприятные для выветривания проявляются циклично. При наложении на ранее сформированный профиль КВ гипербазитов нового цикла выветривания образуются древние коры выветривания, отличающиеся от молодых более глубокой степенью разложения исходных гипербазитов.

5. В результате дифференцированных неотектонических подвижек отдельных блоков гипербазитов с никеленосной КВ на поверхности они оказываются вследствие различной геоморфологической позиции в разных гидродинамических и окислительно-восстановительных условиях, определяющих существенные изменения в вещественном составе руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинин А. С. Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов// Сов. геология. 1984. № 9. с. 18—28.
2. Новые аспекты теории образования рудных месторождений в коре выветривания/ Ю. Ю. Бугельский, И. В. Витовская, А. П. Никитина и др.//Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М., 1983. С. 8—14.
3. Технологическая минералогия гипергенных никелевых руд/А. С. Вершинин, И. В. Витовская, И. И. Эдельштейн и др. — Л.: 1988.
4. Холмс К., Холл Р. Никеленосные латериты Марум района Маданг, Папуа-Новая Гвинея//Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. М., 1980. Т. 1. С. 253—260.
5. Albancakis N. The nickel-bearing iron-ores in Greece//Unesco Int. Symp. Metallog. Mafic and ultramafic complexes East Meditter. Athens, 1980. Vol. 1. N. 9—11. P. 194—213.
6. Avias G. L. L'evolution des idees et de connaissances sur la genese et sur la nature des mineraux de nickel, en particulier lateritiques, de leur decouverte a nos jours//Bull. Bur. rech. geol. et miners. France, 1978. Ser. 2. Sec. 11. N. 3. P. 165—172.
7. Melfi A. Trescases G. I., Barros de Oliveira S. M. Les «Laterites» nickeliferes du Bresil//Cah. ORSTOM Geol., 1979—1980. Vol. 11. N. 1. P. 15—42.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.733.3/735

© Л. А. Изосов, 1992

Формации силура, девона и карбона Приморского края

Л. А. ИЗОСОВ (Тихоокеанский океанологический институт)

Имеется большое число работ, посвященных стратиграфии среднего палеозоя Приморья, но они не всегда достаточно четко увязаны между собой и в связи с получением новых данных нуждаются в корректировке. Необходимо обобщение материалов, которое удобнее всего произвести на формационной основе. При выделении формаций (как парагенетических ассоциаций пород) мы опирались на известные представления Н. С. Шатского, дополненные Н. П. Херасковым и Е. К. Устиевым.

Силурийские, девонские и каменноугольные формации Приморского края (табл. 1) развиты в пределах позднебайкальского Ханкайского массива — осколка Северо-Восточного выступа Китайской платформы [4] и в его об-

рамлении (рис. 1). Они выполняют структуры активизации или образуют чехольный комплекс. Однако существуют и другие точки зрения. Так, Л. Ф. Назаренко и В. А. Бажанов [5] считают додевонские формации геосинклинальными, а С. Кодзима [8] палеозойские отложения рассматривает в составе чехла Ханкайского массива (террейна).

Силурийские и близкие к ним по возрасту формации. В строении кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенной формации наибольшее значение имеет кордонкинская свита (2100 м), представленная слюдистыми и гидрослюдистыми сланцами и аргиллитами (26,3 %), тефроидами (17,2 %), алевролитами (13,7 %), туфами основного

1. Формационный состав силура, девона и карбона

C ₁₋₂	Риолитовая (светлояровская толща) 2335—3890 м Микрофауна		Терригенная (вулканомиктовая) слабо угленосная (шевелевская толща) 56 м Флора	
D ₃	Терригенно-вулканогенная		Терригенная пестроцветная (снегуровская толща) 1120—2300 м Флора	
	Левочерниговская свита 790 м	Толща туфоалевролитов и песчаников 650 м Микрофауна		
D ₂₋₃	Терригенная пестроцветная (вассиановская свита) 530—2010 м Микрофауна		Терригенная (вулканомиктовая) слабо угленосная (люторгская свита) 490—1120 м Флора	
D ₁	Базальт-риолитовая (толща риолитов) 500—2935 м Флора			
S ₁ (O-S, S-D ₂)	Кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенная (кордонкинская свита и карбонатно-эффузивная толща) Макрофауна	Терригенно-вулканогенная (туфоэффузивная толща) 330—380 м	Терригенная пестроцветная (реттиховская свита) 1165—2940 м	Карбонатно-терригенная (тамгинская свита) 4600 м Флора
			Молассоидная (даубихезская свита) 4310 м	

и среднего состава (11,6 %), туфопесчаниками и туфоалевролитами (7,6 %), базальтоидами и андезитоидами (5,8 %), конгломератами (5,6 %) и кремнистыми породами (1,1 %). Она расчленена на три подсвиты (рис. 2, колонки I—V). Подошва свиты неизвестна, кровля определяется налеганием на нее с размывом, но без существенного углового несогласия нижней перми. По данным А. Т. Кандаурова (1984), в ареале развития кордонкинской свиты широко распространены дайкообразные тела базит-гипербазитов, по-видимому, представляющих корневую систему вулканических покровов. В свите заключены многочисленные остатки раннесилурийских граптолитов *Monograptus* ex gr. *priodon* (B r o n n), трилобитов *Galymene* ex gr. *blumenbachi* B r o n n g n., брахиопод *Reserella* cf. *canalis* (S o w.), *Leangella* aff. *scissa* (D a v.), *Zigospiraella* sp. [7], которые встречаются от лlando-вери до верхов венлока.

Среди вулканитов нижнего силура широко распространены сильно метаморфизованные миндалекаменные по-

роды (спилиты, шальштейны), обладающие пилотаксит-интерсертальной, реже гипогидалиновой структурой, а также тефроиды. Последние плохо отсортированы, сложены полуокатанными и оскольчатыми обломками албитизированного олигоклаза или андезина (30—80 %), биотита и амфибола (5—20 %), кварца (10 %), риолитов, андезитов и кремней (в сумме 10—15 %); цемент — слюдисто-кремнисто-карбонатно-хлоритовый. Терригенные породы представлены аркозовыми, кварц-полевошпатовыми, граувакк-аркозовыми, вулканомиктовыми разностями, содержат гальки гранитоидов и риолитов, часто метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

В состав данной формации входит также карбонатно-эффузивная толща (530 м) — известняки с прослоями известковистых сланцев и диабазов, кремнистые аргиллиты (колонка VI). Она условно сопоставляется с нижней подсвитой кордонкинской свиты.

Терригенно-вулканогенная формация (330—380 м) развита к востоку от южного окончания оз. Ханка в районе

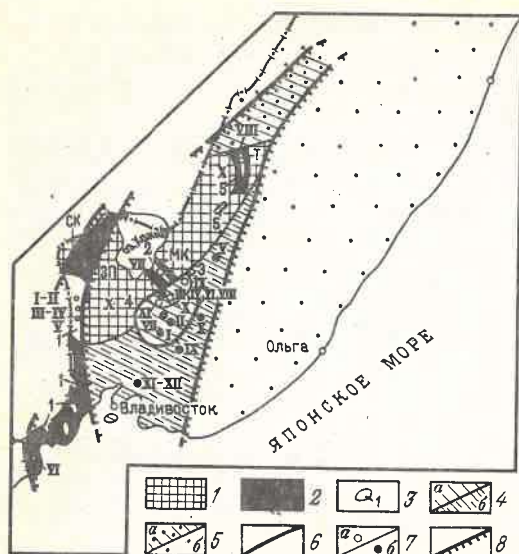


Рис. 1. Схема распространения формаций силура и сопоставляемых с ними образований, девона и карбона:

1 — срединные массивы: Х — Ханкайский, СК — Северо-Кантэйский (?); 2 — раннесилурийские рифты: ЗП — Западно-Приморский, МК — Малоключевский, Т — Тамгинский; 3 — поля развития раннесилурийских и сопоставляемых с ними формаций: кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенной (1), терригенно-вулканогенной (2), молассоидной (3), терригенной пестроцветной (4), карбонатно-терригенной (5); 4 — девонско-среднекаменноугольные формации, слагающие структуры активизации (а), чехол Ханкайского массива (б); 5 — мезозойские формации, слагающие чехол Ханкайского массива (а), Сихотэ-Алинскую складчатую область (б); 6 — граница Южно-Синегорской впадины; 7 — разрезы: а — нижнесилурийских и сопоставляемых с ними отложений, б — девонских и нижне-среднекаменноугольных отложений (номера — см. рис. 2—3); 8 — мезозойские надвиги

с. Малые Ключи (см. рис. 2, колонка VII). Сложенная эффузивами основного состава и их туфами, превращенными часто в эпидозиты и амфиболиты, а также зелено- и красноцветными сланцами, формация с резким угловым несогласием залегает на нижнекембрийских кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях. Эффузивы, слагающие толщу, часто оталькованы и серпентинизированы, их корневые зоны представлены субвулканическими массивами (некками?) базит-гипербазитов, окруженными грубообломочными ксенотуфами и сопровождающимися кольцевыми положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности (до 1500—3000 нТл). Для эпидозитов и амфиболитов характерна сланцевая текстура, гранобластовая и фибробластовая структура.

Молассоидная формация мощностью до 4310 м (см. рис. 2, колонка IX) образована конгломератами, гравелитами (51,6 %) и песчаниками (48,1 %). В незначительных количествах в ее разрезах встречаются прослои миндалекаменных диабазов, спилитов и туфов основного состава (0,2 %), алевролитов и сланцев (0,1 %). Она условно расчленена на пять пачек: граувакк-аркозая известковистая; граувакковая и вулканогенно-граувакковая хлоритовая; кварцевая и граувакковая известковистая; граувакк-аркозая известковистая; кварцевая и граувакковая кремнисто-карбонатная. Молассоиды сложены почти целиком местным материалом, в основном представленным известняками и кремнями, а также гранитами. Молассоидная формация залегает в основании мощной трансгрессивной серии, верхним членом которой является терригенная пестроцветная формация. Серия с размывом залегает на нижнем, нижнем — среднем (возможно, и верхнем) кембрии, верхнекембрийских гранитах и несогласно перекрыта средним — верхним девонem.

В терригенной пестроцветной формации мощностью 1165—2940 м (см. рис. 2, колонки X—XI) главную роль играют алевролиты (57,1 %) и песчаники (39,6 %), часто ритмично переслаивающиеся. Кроме того, в ней встречаются конгломераты и конгломеративные песчаники (2,3 %), гравелиты (0,9 %), сланцы (0,9 %) и известняки (0,2 %). Между железнодорожными станциями Реттиховка — Буянки в сводном разрезе формации выделяются шесть пачек (колонка X). К северо-западу от ст. Реттиховка, в бассейне руч. Чертова Падь, для формации (1165 м) характерны значительные объемы тонкополосчатых кремнеподобных алевролитов, кремнистых песчаников, сланцев и маломощные прослои кремней (колонка XI). Породы формации серого, темно-серого, зеленого и красного цвета, грауваккового, реже олигомиктового состава, часто обладают повышенной кремнистостью и известковистостью.

Карбонатно-терригенная формация (до 4600 м) развита на северо-восточной окраине Ханкайского массива (см. рис. 2, колонка VIII). Она состоит из трех толщ и ранее рассматривалась в ранге серии. Нижнюю толщу Ю. Н. Олейник (1963) условно отно-

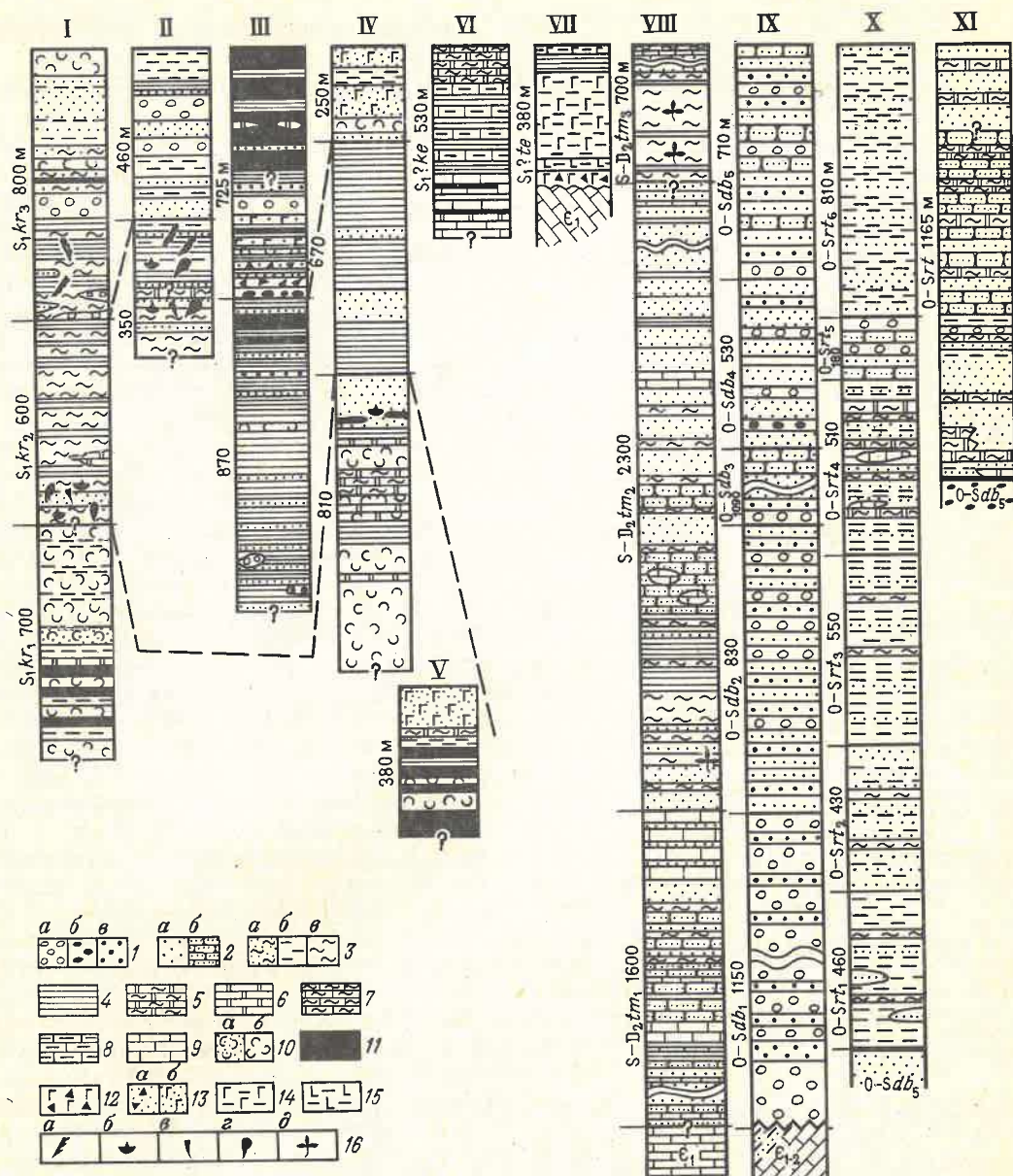


Рис. 2. Разрезы нижнесилурийских, нерасчлененных силурийско-среднедевонских и ордовикско-силурийских отложений:

I—V — кордонкинская свита S_1kr (I — левый борт р. Кордонка, стратотип), II — междуречье Кордонка — Атланиха, хребет Хунхузский, III — левый борт р. Золотая, IV — междуречье Золотая — Байкал, V — верховья р. Фадеевка); VI — карбонатно-эффузивная толща S_1ke (мыс Мраморный); VII — туфо-эффузивная толща S_1te (с. Малые Ключи); VIII — тамгинская свита $S-D_2tm$ (водораздел Черная Речка — Ключ Солдатский); IX — даубихезская свита $O-Sdb$ (бассейн р. Тихая); X, XI — реттиховская свита $O-Srt$ (X — Реттиховка — Буянки, XI — истоки руч. Чергова Падь); 1 — конгломераты (а), седиментационные брекчии (б), гравелиты, гра-

велистые песчаники (в); 2 — песчаники граувакковые, туфопесчаники (а), кварцевые и кварцитовидные песчаники, кварциты (б); 3 — песчаные аргиллиты (а), алевролиты, туфоалевролиты (б), аргиллиты, алевроаргиллиты, туфоаргиллиты, филлиты (в); 4 — сланцы, туфосланцы; 5 — кремнистые аргиллиты, туфоалевролиты и алевролиты; 6 — кремни, яшмы; 7 — мергели; 8 — известковые сланцы; 9 — известняки; 10 — туффиты (а), тефроиды (б); 11 — основные и средние эффузивы; 12 — туфолавы основного состава; 13 — агломеративные туфы основного и среднего состава (а), алевро-псаммитовые туфы основного и среднего состава (б), 14 — эпидиоты; 15 — амфиболиты; 16 — остатки организмов: а — граптолитов, б — брахиопод, в — тентакулитов, г — трилобитов, д — растений

сит к нижнему — верхнему кембрию; среднюю и верхнюю толщи, содержащие остатки плауновидных, сходные, по мнению В. А. Красиловой, с силурийскими *Baragwanathia*, *Tastaeophyton*, *Saxonia*, а по заключению Г. П. Радченко, имеющие возраст моложе кембрийского и древнее девонского, считал ордовик-силурийскими. В связи с пересмотром возраста этих растений решением III Дальневосточного стратиграфического совещания данный стратон отнесен к нижнему — среднему девону. Учитывая значительную мощность формации и то, что находки окаменелостей заключены в ее средней и верхней частях, нельзя исключить силурийский возраст нижней толщи. Формация несогласно перекрыта нижнепермской эффузивно-осадочной толщей, подошва ее не установлена. Нижняя толща (более 1600 м) сложена полимиктовыми, кварцитовидными, алевритовыми или мелкозернистыми песчаниками. В строении средней толщи (2300 м) преобладают полимиктовые и кварцитовидные песчаники, среди которых отмечаются прослои и пачки филлитов, реже известняков. Верхняя толща (700 м) представлена флишоидно переслаивающимися филлитами и полимиктовыми песчаниками. В виде единичных прослоев в ней присутствуют известняки, аспидные сланцы и кварцитовидные песчаники. Породы формации черного и серого цвета.

Раннедевонские формации. *Базальт-риолитовая формация* (500—950 м) широко распространена в верховьях р. Илистая. Здесь она без видимого несогласия залегает на кембрийских кислых вулканитах и с размывом перекрывается средне-верхнедевонской люторгской свитой. Формация состоит из двух пачек: нижней (400—700 м) — пестроцветной, верхней (100—250 м) — зеленоцветной (рис. 3, колонка I). В ее разрезах в основном наблюдаются туфы риолитов (68,5 %), игнимбриты и туфолавы (12,4 %), риолиты (1,7 %), туфы дацитов (0,5 %), туфы андезита-базальтов (15,6 %) и базальты (1,3 %). Остатки растений *Sawdonia cf. ornata* (D a w.) H u e b e r., *Drepanophycus* sp. и др. обнаружены О. Г. Старовым в прослое зеленых плитчатых алевролитов, залегающих в низах разреза нижней пачки [3].

С рассматриваемыми отложениями сопоставляются «немые» вулканогенные толщи, развитые в окрестностях

горы Черная (колонка II) и в верховьях р. Черниговка (колонки III—IV).

Преобладающие в формации туфы риолитов — псефитовые, псефо-псаммитовые, псаммитовые — сложены обломками кислых вулканитов и кристаллокластами ортоклаза (60—75 %), плагиоклаза (0—20 %), кварца (10—30 %) и биотита (0—10 %). Аналогичный состав имеют и вкрапленники в риолитах. Связующая и основная масса в кислых вулканитах фельзитовая. В основных и средних породах плагиоклазы альбитизированы, иногда присутствуют мелкие зерна роговой обманки. Игнимбриты и туфолавы содержат фьямме вулканического стекла и уплотненные обломки риолитов. Вулканогенно-осадочные разности сложены угловато-окатанными обломками кислых вулканитов (40 %), калиевых полевых шпатов (25—35 %), кварца, плагиоклаза и иногда кварцитов (10 %).

В поле развития нижнедевонских вулканических покровов наблюдаются экструзии риолитов в виде караваеобразных массивов высотой до 700 м (поперечное сечение от 3×4 до 2×6 км) с резко выраженными контактами. Раннедевонские плутоны представлены Кленовской интрузией габброидов, гибридных пород, адамеллитов и гранофиров, связанных фациальными взаимоотношениями [6]. Она, возможно, комагматична толще риолитов, с которой имеет активные контакты.

Средне-позднедевонские формации. *Терригенная пестроцветная формация* мощностью 530—2010 м (см. рис. 3, колонки VI—VII) сложена песчаниками (иногда конгломеративными) кварцевыми, кварцитовидными и аркозовыми (33,3 %), вулканограувакковыми (18,3 %), гравелитами (15,2 %), известковистыми алевролитами (12,7 %), туфами кислого состава (0,4 %) и диабазами (0,1 %). Кроме того, она включает маломощные, но довольно протяженные прослои фораминиферовых известняков [3].

Формация с угловым несогласием залегает на реттиховской свите ордовика — силура и с размывом — на верхнекембрийских вулканитах и ордовикских (?) гранитоидах. С постепенным переходом она перекрывается «немыми» верхнедевонскими отложениями. В полном разрезе установлено ее трехчленное строение (колонка VI). Здесь в прослое известняков обнаруже-

ны средне-позднедевонские фораминиферы *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *Bisphaera elegans* Viss., *Tournayellidae*.

Кластика в терригенных породах, как правило, плохо окатана. Среди обломков присутствуют кварц, полевые шпаты, алевролиты, песчаники, риолиты, граниты, пегматиты и вулканическое стекло. Иногда в породах встречается пирокластический материал (до 15 %).

Терригенная (вулканомиктовая) слабоугленосная формация (490—1120 м), образованная преимущественно вулканомиктовыми и вулканогенно-осадочными породами, с размывом залегает на ордовикских гранитоидах и нижнедевонских риолитах [3] и согласно, с постепенным переходом, перекрывается нижним карбоном.

Полный разрез формации (колонка VIII) вскрывается в районе слияния рек Черниговка и Медведица (с. Флегентово). Ее базальные слои и контакт с нижнедевонскими риолитами перебурены опорной скважиной 8 (А. С. Бражников, 1981). Здесь формация сложена белыми, кварцевыми, кварцитовидными, аркозовыми, иногда конгломеративными с обломками кислых эффузивов песчаниками, грязно-зелеными туфопесчаниками, зелеными, серофиолетовыми туфоалевролитами, кремнистыми туффитами, содержит прослои алевритовых туфов риолитов, белых глин и пласты диабазов и андезитов, образующие в верхней части разреза покров мощностью 400 м (колонка VIII). Последний с размывом перекрывает верхнюю пермью (барабашская свита).

Среди окаменелостей, заключенных в мелкообломочных породах, Н. М. Петросян наметила два флористических комплекса — условно-эйфельский и живетский [3].

Позднедевонские формации. В строении верхнего девона участвуют терригенно-вулканогенная и терригенная пестроцветная формации. *Терригенно-вулканогенная формация* включает левочерниговскую свиту (см. рис. 3, колонка VI) и толщу туфоалевролитов и песчаников (колонка V), которые, вероятно, замещают друг друга по простиранью [3].

Левочерниговская свита (790 м) сложена грязно-зелеными, реже красноцветными карбонатизированными и альбитизированными лавами и туфами

основного и среднего состава (66,9 %), пестроцветными алевролитами и туфоалевролитами (14,7 %), риолитами (5,4 %), песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами (3,6 %). Разрезы свиты не выдержаны по простиранью. Она с постепенным переходом залегает на вассиановской и лютторгской свитах и согласно покрывается светлоржавской толщей нижнего — среднего карбона. Среди базальтоидных покровов обособляются вулканические постройки щитовидного типа, от которых иногда сохраняются лишь жерловины и субвулканические массивы.

Толща туфоалевролитов и песчаников (650 м) вскрывается в изолированных выходах в междуречье Уссури — Арсеньевка. Она содержит единичные и маломощные прослои туффитов и конседиментационных брекчий, богата остатками позднедевонских фораминифер *Archaeosigillaria minima* Sul., *Bisphaera* cf. *minima* Lip., *Parathuramina* (*Salpigothuramina*) *vasiljevae* P o j a r k., *P. (S.) crassithec* A n t r., *P. (Parathuramina) dagmarae* Sul. и др. (сборы и определение А. В. Киселевой). Подошва толщи не установлена, кровля несогласно перекрывается верхнепермской угодинзинской свитой.

Осадочные образования данного подразделения практически аналогичны таковым из терригенной пестроцветной формации. В грубообломочных вулканогенно-осадочных породах кластика представлена вулканиками (20—50 %), кремнисто-пепловыми туфами (20—30 %), туфопесчаниками и туфоалевролитами (15—20 %). Алевро-псаммитовые разности сложены зернами кварца (10—30 %), полевых шпатов (10—30 %), кислых вулканитов (5—30 %), кремней (10—25 %), вулканических стекол (10—15 %), кремнисто-пепловых туфов (10—15 %), основных и средних вулканитов (5—10 %); цемент глинисто-кремнистый. В кремнисто-пепловых туфах кристаллокласты плагиоклаза (20—40 %) погружены в глинисто-кремнистую основную массу. Туфы риолитов — литокристаллокластические с литокластами (60 %) стекла и микрофельзита, кристаллокластами (20—30 %) кварца, альбит-олигоклаза и калиевого полевого шпата.

Базальтоиды, преобладающие среди вулканогенных пород формации, миндалекаменные, с интенсивными зелено-

каменными изменениями. Диабазы сложены лабрадором (35—60 %), оливином, авгитом и титан-авгитом (30—60 %), рудным минералом (5—8 %); структура диабазовая, офитовая. Базальты, трахибазальты, андезитбазальты с интерсертальной и пилотакситовой структурой, сложены лейстами деанортитизированного плагиоклаза, рудным минералом и хлоритизированным стеклом. В андезитах и трахиандезитах лейсты деанортитизированного плагиоклаза и редкие зерна погружены в хлорит-карбонатную массу; структура гипокристаллическая. Вулканогенно-осадочные породы формации обладают теми же качествами, что и подстилающие образования.

Терригенная пестроцветная формация по литологическому составу близка к одноименной средне-позднедевонской формации, которую она наращивает с постепенным переходом (см. рис. 3, колонка VII). В ее строении выделяются пять пачек. От подстилающих образований формация отличается наличием кремнеподобных алевролитов полосчатых, массивных с полураковистым изломом, сложенных обломками (40—95 %) кварца (20—95 %), плагиоклаза (15 %), кремней и микрокварцитов (10 %), с кремнисто-кварцевым цементом. С ними ассоциируют прослои эпидозитов, представляющих собой тонкозернистый агрегат кварца, эпидота (95 %) и кальцита. Эпидозиты образовались, вероятно, в результате зеленокаменного перерождения вулканитов среднего состава.

Каменноугольные формации. *Риолитовая формация* (2335—3890 м) образует обширное вулканическое поле в междуречье Илистая — Черниговка, где представлена толщей зелено- и красноцветных вулканитов, согласно залегающей на среднем — верхнем девоне и перекрытой барабашской свитой верхней перми (см. рис. 3, колонка VI). Ранее она считалась девонской и лишь в 1983 г. благодаря находке в ней фораминифер *Asteroarchaeodiscus* sp., сделанной Л. А. Изосовым и В. А. Никогосяном, отнесена к нижнему — среднему карбону [3].

К рассматриваемой формации может быть отнесена, по данным Л. М. Колмана (1977), толща риолитов, дацитов, их туфов и игнимбритов (400—1000 м), развитая в северной части хребта Синий. Она несогласно перекрывается сло-

ями с раннепермской флорой.

Туфы сложены литокластами риолитов и вулканического стекла (10—70 %), кристаллокластами кварца (10—15 %), плагиоклаза (5—15 %), калиевого полевого шпата (0—25 %). В риолитах вкрапленники представлены (5—40 %) кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом; основная масса микрофельзитовая и сферолитовая. В дацитах и трахидацитах содержится 15—30 % фенокристаллов плагиоклаза, основная масса гилопилитовая. Вулканогенно-осадочные породы состоят из обломков кислых вулканитов и вулканического стекла (10—60 %), кварца (0—40 %), полевых шпатов (10—30 %), сцементированных кремнисто-серицит-хлоритовой основной массой с реликтами пепловых частиц.

Экструзивными и субвулканическими комагматами ниже-среднекаменноугольных вулканических покровов являются многочисленные крупные полигенные и моногенные риолитовые и дацитовые массивы куполообразного и трещинного типа, а также интрузии биотитовых гранитов и гранит-порфиров, слагающие небольшие линейно-вытянутые и изометрические тела.

Терригенная (вулканомиктовая) слабоугленосная формация (56 м) имеет очень узкое распространение (см. рис. 3, колонка XI). Она представлена шевелевской толщей, которая выделена В. Г. Зиминой из лютургской свиты в районе г. Артем на основании находок в ней остатков позднедевонско-раннекаменноугольной флоры *Taeniochorda decheniana* (G o e r p.) K r. et W., *Protopteridium* (?) sp., *Sublepidodendron* (?) aff. *igrishense* A n a n., *Lepidodendropsis concinna* R a d c z., *Cyclostigma* (?) sp.

Петрохимические особенности магматических пород среднепалеозойских формаций Приморья (табл. 2) выражаются в том, что среди вулканитов часто встречаются пересыщенные кремнеземом высокоглиноземистые разности и подавляющее большинство их относится к известково-щелочной и щелочной сериям. На диаграмме Х. Куно лишь нижнедевонские риодациты попадают в «толеитовое» поле. При этом в каждой возрастной группе формаций представлены как известково-щелочные, так и щелочные породы, в чем проявляется петрохимическая однотипность данных

2. Химический состав магматических пород формаций силура, девона и карбона, %

№ п/п	Число анализов	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	3	Шальштейны, мандельштейны	44,13	1,63	17,32	1,53	8,51	0,19	4,78	7,57	3,26	1,19	—	8,89	99
2	9	Диабазы	47,5	1,68	17	4,1	6	0,15	5,6	5,9	3,5	1,6	0,4	5,9	99,33
3	2	Спидиты	49,4	1,4	15	5,4	6,04	0,15	4,63	5,91	4,45	0,8	—	6,98	100,16
4	2	Базальты	52,3	1,38	16,9	3,7	5,4	0,6	4,9	5,8	3,3	1	—	4,6	99,88
5	2	Андезиты	61,67	0,86	15,41	3,93	4,12	0,13	2,37	2,14	3,54	2,66	0,11	2,75	99,69
6	5	Диабазы, базальты	46,37	1,46	15,2	5,75	8,9	1,13	8,01	9,59	2,18	0,45	0,1	1,44	100,58
7	9	Риолиты	76,75	0,75	12,11	1,48	0,66	0,03	0,41	0,07	1,8	4,99	0,01	1,2	100,26
8	4	Трахирриолиты	74,74	0,18	12,96	1,5	0,81	0,03	0,16	0,47	3,57	4,77	0,02	0,54	99,75
9	2	Риодациты	71,87	0,29	14,5	3,01	1,29	0,02	0,43	0,32	1,86	4,09	0,04	1,61	99,33
10	3	Базальты	49,1	1,54	16,5	8,52	6,13	0,13	3,08	4,29	1,24	2,12	0,25	6,78	99,68
11	8	Трахибазальты	53,7	1,25	16,51	7,56	5,22	0,15	1,71	3	1,73	4,45	0,25	3,69	99,22
12	3	Трахиацдезибазальты	56	0,96	16,41	6,51	5,52	0,15	0,66	1,64	1,94	7,15	0,26	2,41	99,61
13	3	Трахиацдезиты	60,49	0,77	16,04	7,33	2,79	0,13	0,63	0,91	4,04	4,61	0,16	2,1	100
14	6	Трахиацдезиты	58,51	0,93	15,5	8,69	3,38	0,11	1,37	1,13	1,76	4,32	—	3	98,7
15	3	Риолиты	73,76	0,2	13,65	1,94	1,3	0,03	0,13	0,36	2,06	5,15	0,02	1,39	99,99
16	2	Риодациты	71,25	0,26	14,95	1,67	1,68	0,05	0,35	1,09	2,43	4,32	0,04	1,73	99,83
17	4	Автоматические брекчии	75,17	0,16	12,89	1,23	2,13	0,28	0,1	0,45	2,81	5,06	0,02	0,39	100,69
18	4	Риолиты	76,51	0,12	12,97	1,05	0,65	0,03	0,23	0,5	2,57	4,71	0,01	1,29	100,64
19	1	Дашиты	64,78	0,31	15,48	1,05	3,67	0,14	0,58	3,13	3,1	3,82	0,12	4,17	100,35
20	3	Гранит-порфиры	73,02	0,17	13,62	1,23	0,70	0,01	0,25	0,4	4,13	5,05	0,01	1,25	99,84

Примечание. Использовано 70 силикатных анализов (А. А. Асипов, 1964; Ю. Б. Евланов, 1964; Л. А. Изосов, 1969—1982; С. С. Караулов, 1967; Е. П. Колесников, 1967; Л. М. Колмак, 1977); раннесилурийская кремнисто-карбонатно-вулканогенно-территиная формация: 1—5 — покровная, 6 — жерловая фация; раннедевонская базальт-риолитовая формация: 7—9 — покровная фация; позднедевонская территория-вулканогенная формация: 10—14 — покровная фация; ранне-среднекарбонная риолитовая формация: 15—16 — покровная, 17 — экструзивная, 18—19 — субвулканическая фация, 20 — фация субвулканических интрузий.

ассоциаций. Характерно и то, что среди среднепалеозойских образований преобладают калиевые вулканиты, а породы натровой серии установлены лишь в раннесилурийской и раннедевонской формациях. Вообще же, судя по неосредненным химическим анализам среднепалеозойских пород, во всех формациях присутствуют и кали-натровые разности.

Отмеченные петрохимические особенности среднепалеозойских формаций Приморья в целом, вероятно, свидетельствуют о накоплении их при многократных расколах зрелой континентальной коры, наиболее глубокие из которых приходится на ранний силур и ранний девон, когда наряду с базальтоидными лавами калиевой и кали-натровой серий на поверхность поступали и наименее «загрязненные» натровые вулканиты. В этих случаях сиалический субстрат, по-видимому, не только утонялся, но и утрачивал сплошность.

Итак, в разрезе среднего палеозоя Приморья можно выделить формации двух типов (см. рис. 2, 3). Формации 1-го типа имеют значительную мощность, обычно содержат большие объемы вулканитов и приурочены к зонам структурных швов или региональных разломов. Слагающие их породы в одних случаях образуют линейные складки, в других — брахиморфные и вулканито-тектонические структуры. Характерная черта формаций 1-го типа — сочетание в них, с одной стороны, субмаринных альбитизированных натровых базальтоидов, кремней и граувакк с морской фауной, типичных для геосинклиналей, с другой — субщелочных и щелочных (в т. ч. высококалиевых) базитов, аркозов и вулканогенно-осадочных пород с остатками наземной флоры, свойственных кратонам. Формации 2-го типа сравнительно маломощны, амагматичны, слабо угленосны и почти не смяты в складки, что сближает их с платформенными образованиями. Вещественный состав их определяется господством аркозовой и вулканомиктовой кластики.

Формационный анализ среднепалеозойских отложений региона позволяет реконструировать два важнейших структурных элемента, определяющих его тектонику: структуры активизации, выполненные формациями 1-го типа; осадочный чехол Ханкайского массива,

состоящий из формаций 2-го типа. Структуры активизации представлены развитыми в основном по периферии Ханкайского массива Западно-Приморским, Тамгинским, Малоключевским эпиконтинентальными рифтами и Южно-Синегорской изометрической впадиной. Поскольку позднебайкальский фундамент разбит на блоки магмоконтролирующими разломами решетчатого типа как корового, так и мантийного заложения, крупные структуры осложнены многочисленными полигенетическими вулканито-тектоническими депрессиями и поднятиями, локальными кальдерами и вулканическими куполами, которые составляют линейные или многокольцевые комплексы.

Чехол Ханкайского массива сохранился преимущественно в его южной части, где он сложен среднедевонско-раннекаменноугольными формациями. Не исключено, что чехол начинается и с более древних отложений, например с силурийских, судя по вклиниванию в них пачек слабодислоцированных, сходных с платформенными, накоплений. Таким образом, в среднепалеозойской истории Приморья можно наметить следующие главные тектонические события. В раннем силуре произошло раскрытие позднебайкальской континентальной коры и заложилась сеть рифтов. При этом обособился Ханкайский массив и возникла Сихотэ-Алинская геосинклинальная система [4, 7]. В девоне — среднем карбоне в ослабленных зонах Ханкайского массива формировались главным образом изометрические структуры, а в пределах тектонически пассивных блоков — осадочный чехол.

Среднепалеозойские формации Приморья потенциально колчеданосны [2]: по типу разреза и вещественному составу они напоминают образования известных рудных районов. В частности, на диаграмме щелочность — кремнезем вулканических серий [1] нижнесилурийские, девонские и ниже-среднекаменноугольные магматические образования в основном размещены в полях колчеданосных провинций с полиметаллическим, реже медно-цинковым и медным оруденением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В. Д., Гладких В. С. О трендах распределения щелочей в вулканических сериях //

- Геология рудных месторождений. 1985. Т. XXVII. № 5. С. 95—98.
- Изоков Л. А., Бедокуров Е. И., Федчин И. Ф. Кольчеданосные зоны Япономорского региона // Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей Тихого океана: Тез. докл. III Советско-Китайского симпозиума. Владивосток, 1989. С. 219—220.
 - Изоков Л. А., Никитина А. П. Стратиграфия девона и карбона Западного Приморья // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона. — Владивосток, 1986 (Препринт/ТОИ ДВНЦ АН СССР).
 - Мельников Н. Г., Изоков Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 53—61.
 - Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. — Владивосток, 1987 (Препринт/Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР, Приморское геологическое объединение Мингео РСФСР).
 - Недашковский П. Г. Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1980.
 - Силурийские отложения Приморья // Л. А. Изоков, А. Т. Кандауров, В. А. Бажанов и др. // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 75—82.
 - Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeology. Amsterdam, 1989. Vol. 69. P. 213—232.

Принята редколлегией 27 августа 1990 г.

УДК [561 : 581.33] : 551.734.3(470.62/67)

© Е. В. Чибрикова, В. А. Олли, 1992

Эйфельские отложения Передового хребта Северного Кавказа*

Е. В. ЧИБРИКОВА, В. А. ОЛЛИ

(Институт геологии Башкирского научного центра)

Палийологическое изучение ряда разрезов девона зоны Передового хребта Северного Кавказа (рис. 1) позволило по найденным спорам растений установить возраст вмещающих пород. Упомянутые разрезы, приуроченные к Картджуртской и Андрюкско-Тоханской структурно-фациальным подзонам [5, 11], детально описаны Л. Д. Чегодаевым, возглавлявшим в течение ряда лет стратиграфическую партию ПГО «Севкавгеология». В 1981—1986 гг. Е. В. Чибрикова принимала участие в полевых работах этой партии.

Эльмезтюбинская свита установлена Л. Д. Чегодаевым (1979, 1982), который позднее (1985) обосновал выделение по ней одноименного горизонта. Прежде данные образования, как отмечает Л. Д. Чегодаев (1985), относились, вслед за Д. С. Кизевальтером, к чучкурской свите предположительно раннекаменноугольного возраста.

Эльмезтюбинская свита распространена в Картджуртской структурно-фациальной подзоне, характеризующейся эвгеосинклинальным режимом осадконакопления в раннем и среднем девоне. Ее выходы приурочены к бассейнам верховьев рек Кубань и Малка.

Стратотипы свиты находятся на водоразделе руч. Эльмез-Тюбе (бассейн р. Худес — правого притока Кубани) и Кубани и на левом берегу Кубани в районе аула Карт-Джурт.

Свита представлена терригенными, туфогенными, туфогенно-осадочными и кремнистыми породами с пачками, прослоями и линзами полимиктовых конглобрекций, с крупными известковистыми стяжениями. Л. Д. Чегодаев (1979—1985) подразделяет ее на две подсвиты. Нижняя начинается пачкой кремнистых пород мощностью от 30 до 250 м. Верхнюю толщу подсвиты составляют алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников, суммарная мощность которых 130—400 м. В составе верхнеэльмезтюбинской подсвиты преобладают туфопесчаники, туфы порфиритов. Среди них имеются прослои и пачки алевролитов, их кремнистых разностей, туфоконгломератов, полимиктовых конгломератов с обломками известняков. Мощность подсвиты около 200 м.

Свита залегает на вулканогенной кызылкольской, которой начинается разрез девона в Картджуртской подзоне, а перекрывается флишеидной терригенной картджуртской свитой.

К началу наших исследований Л. Д. Чегодаевым возраст кызылкольской свиты определялся по радиоляриям (единичные местонахождения) как раннедевонский или раннедевонско-эйфельский. Позднее (Л. Д. Чегодаев

* О положении границы между эйфельским и живетским ярусами у биостратиграфов нет единого мнения. Нами она проводится, исходя из этапности смены комплексов спор в разрезе девона, в основании зон *Archaeozonotriletes extensus* и *Stringocephalus burtini*.



Рис. 1. Схема расположения разрезов:

I — Полюна, II — левобережье Кубани, III — Эльмез-Тюбе, IV — руч. Озерный

и др., 1985) З. А. Кутелией в ней были найдены эйфельские конодонты. Б. М. Садрисламов, пересмотрев свои прежние определения радиоларий, а также сделав новые, пришел к выводу о позднеэйфельском возрасте свиты.

Картджуртская свита в основном по конодонтовой фауне относилась к франскому ярусу и нижнефаменскому подъярису, но ее нижние горизонты остаются еще палеонтологически не охарактеризованными.

В эльмезтюбинской свите были известны лишь находки фауны в глыбах и более мелких обломках известняков, приуроченных к конгломератобрекциям в ее нижних горизонтах. Как отмечал Л. Д. Чегодаев (1982), здесь найдены кораллы, членики криноидей (*Cupressocrinus*), конодонты зоны *serotinus*, брахиоподы *Carinata* ex gr. *arimaspis* Eichw. (верхов нижнего — низов среднего девона). Однако приуроченность данной фауны к конгломератам, как и положение в разрезе свиты, позволяли допускать для нее довольно большой возрастной диапазон.

Споры растений — первые органические остатки, найденные не в переотложенных известняках, а *in situ*, в нормально-слоистых терригенных породах.

В 1981—1982 гг. на руч. Эльмез-Тюбе растительные микрофоссилии были выделены из шести образцов, отобранных на разных стратиграфических уровнях верхней толщи нижнеэльмезтюбинской подсвиты (рис. 2). Во всех образцах они идентичны и в возрастном отношении образуют единый комплекс, состоящий из спор: *Trachytriletes* aff. *minor* Naum.

(= *Deltoidospora priddyi* (Berry?), *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. aff. parvispinosus* Naum., *Retusotriletes minor* Kedo, *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) var. *nanus* Rich. et Lister, *Apiculiretusispora* sp. N 32818 McGregor, *A. pygmaea* McGregor, *Pustulatisporites* sp. N. 15170 McGregor, *Retusotriletes communis* Naum. var. *modestus* Tschibr., *Azonomonoletes fusiformis* Kedo, *Brochotriletes minutissimus* Tschibr.

В близлежащем разрезе на водоразделе Кубани и руч. Эльмез-Тюбе, на руч. Озерном, растительные микрофоссилии встречены лишь в одном образце из нижней части верхнеэльмезтюбинской подсвиты. В состав комплекса входит большое количество разнообразных акритарх; из спор в нем определены *Brochotriletes minutissimus* Tschibr., *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Retusotriletes minor* Kedo, *Trachytriletes* ex gr. *minor* Naum. (= *Deltoidospora* sp. N 32786 McGregor), *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. aff. parvispinosus* Naum. и единичные *Retusotriletes clandestinus* Tschibr.

Наиболее полно эльмезтюбинская свита охарактеризована растительными микрофоссилиями в разрезе на левом берегу Кубани напротив аула Карт-Джурт. Споры растений и акритархи найдены здесь не только в нижней, но и в верхней подсвите свиты.

Нижняя — кремнистая пачка нижнеэльмезтюбинской подсвиты — в данном разрезе отсутствует, т. к. срезана разломом. Распределение пяти образцов с растительными микрофоссилиями в верхней толще подсвиты показано на рис. 2.

Во всех упомянутых образцах комплексы близки и различаются лишь по процентному соотношению тех или иных спор, а также наличию или отсутствию акритарх, большому или меньшему их количеству. Наиболее распространены споры *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. aff. parvispinosus* Naum., *Azonomonoletes fusiformis* Kedo, *A. costatus* Tschibr., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. aff. minor* Kedo, *Brochotriletes minutissimus* Tschibr., *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Apiculiretusispora* sp. N 32818 McGregor. Акритархи, встреченные не во всех образцах,

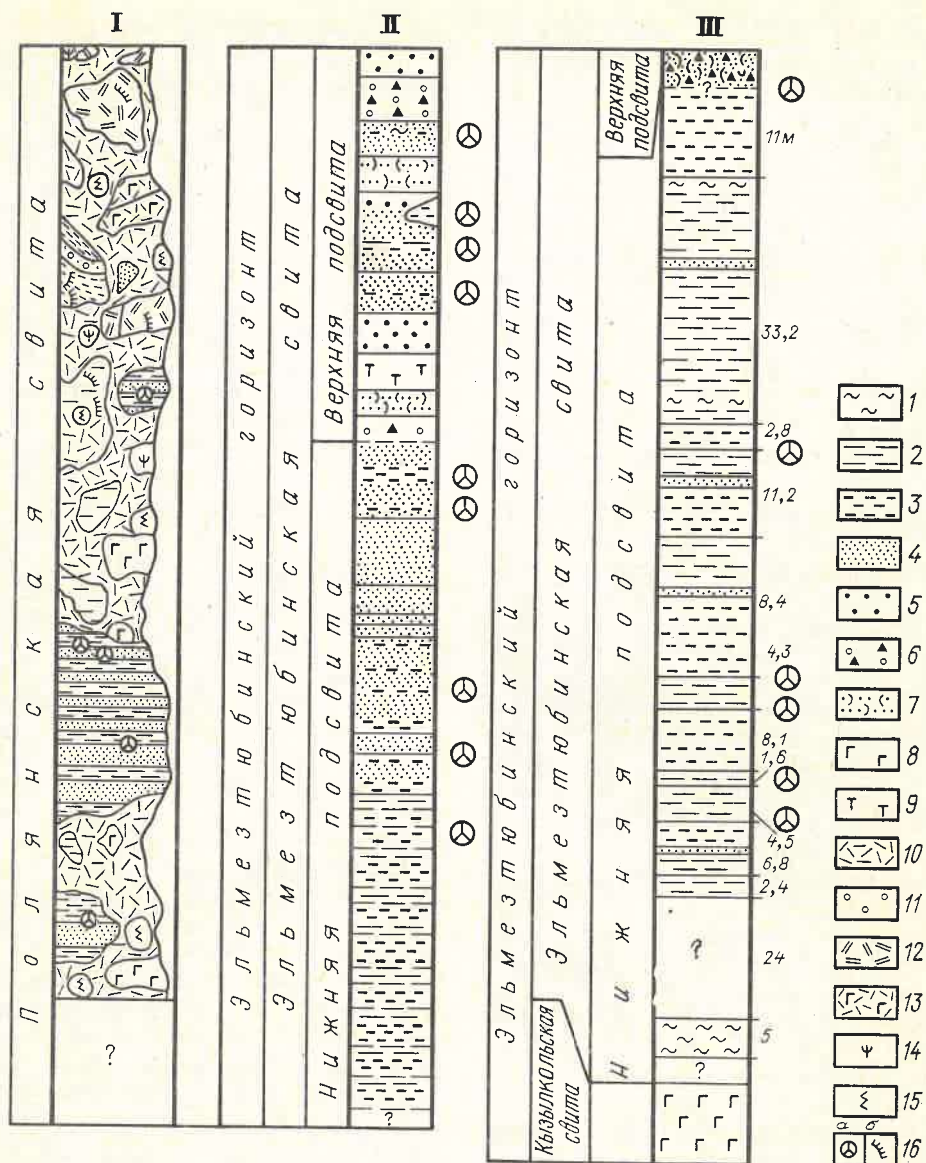


Рис. 2. Разрезы породы эйфельского яруса среднего девона:

1 — Поляна, II — левобережье Кубани, III — Эльмез-Тюбе; 1 — кремнистые породы; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — гравелиты; 6 — конгломераты и брекчии; 7 — туфопесчаники; 8 — эффузивы основного состава;

9 — эффузивы кислого состава; 10 — глинистые сланцы матрикса олигостромы; в олистолитах: 11 — гравелиты и конгломераты, 12 — кремни и кремнисто-глинистые сланцы, 13 — вулканогенно-осадочные породы, 14 — серпентиниты, 15 — ультраосновные породы, 16 — местонахождения органических остатков (а — споры растений и акритарх, б — граптолиты)

представлены различными псилофосферами, *Veryahium* и *Microhystridium*.

Почти напротив аула Карт-Джурт левый склон долины р. Кубань прорезает балка Кубилянкол, вскрывающая породы верхнеэльмезтюрбинской подсвиты. Они хорошо обнажены по левому борту балки и непосредственно ниже ее устья по берегу Кубани; на правом борту балки виден контакт верхнеэльмезтюрбинской подсвиты с вы-

шележащей картджуртской свитой верхнего девона.

В данном разрезе верхней подсвиты эльмезтюрбинской свиты обнаружены растительные микрофоссилии в пяти образцах (см. рис. 2). Во всех них споры растений идентичны, представлены следующими наиболее часто встречающимися и характерными видами и разновидностями: *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. aff.*

parvispinosus Naum., *Apiculiretusispora* sp. N 32819 McGreggor, *Azonomonoletes fusiformis* Kedo, *A. costatus* Tschibr., *Brochotriletes minutissimus* Tschibr., *Trachytriletes minor* Naum., *Leiotriletes parvus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. minor* Kedo, *R. aff. minor* Kedo, *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) var. *nanus* Rich. et Lister. В каждом образце им сопутствуют, в том или ином количестве, акритархи.

Сравнение комплексов растительных микрофоссилий из ниже- и вышеэльмезтютюбинской подсветы показывает их близость в возрастном отношении; те и другие свидетельствуют об эйфельском возрасте вмещающих пород. Более точная датировка последних затруднена из-за того, что рассматриваемые комплексы относятся к фациально- и вторично-обедненным (Е. В. Чибрикова, 1982). Они не содержат зональных видов, в их составе много транзитных (в основном в пределах эйфеля) форм, большей частью мелких размеров или с простой скульптурой. Наличие акритарх также признак фациально-обедненных комплексов.

Эйфельский возраст нижеэльмезтютюбинской подсветы принят однозначно, тогда как верхнюю подсвету Л. Д. Чегодаев отнес к живету [Л. Д. Чегодаев и др. 1982—1985; 4, 11]. Основанием для этого послужила находка в обломках известняков из конгломератов подсветы фауны брахиопод: *Uncinulus pentagonus* Kay s., *U. subcordiformis* Schn u r. f. nov., *Glosshypothyridina* cf. *procuboides* Kay s., *Leiorhynchus* cf. *archensis* L j a s c h.

Однако в данном перечне брахиопод отсутствуют формы, характерные только для живетских отложений. Они встречаются и в эйфельских образованиях, являясь транзитными формами. Следовательно, по такой фауне возраст вышеэльмезтютюбинской подсветы определяется как эйфельско-живетский, что не противоречит датировке ее эйфелем по спорам растений.

Поскольку вышележащая картдюртская свита относится к верхнему девону [4, 11], вывод об эйфельском возрасте эльмезтютюбинской свиты свидетельствует об отсутствии в раз-

резе живетских отложений. Можно лишь предполагать, что живетский возраст имеют нижние горизонты картдюртской свиты, но палеонтологические доказательства этого пока отсутствуют.

Наибольшее сходство с эльмезтютюбинской свитой по палинологической характеристике обнаруживает туратская свита, выделенная Е. В. Чибриковой [1971; 7] в Присакмарской структурно-фациальной зоне Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале. Обе свиты имеют много общего и в литологическом составе.

Туратская свита первоначально датирована по спорам растений ранним девоном — эйфелем, поскольку, как и в эльмезтютюбинской свите, комплексы растительных микрофоссилий в ней являются вторично- и фациально-обедненными. Впоследствии в некоторых разрезах северной части Казахского Урала найдены аналогичные ассоциации спор (в чанчарской свите), но более богатые, с зональными видами эйфеля [9]. Это позволило сузить возрастной диапазон как туратской, так и эльмезтютюбинской свит и ограничить его эйфелем.

Имеют одинаковый возраст, аналогичны по палинологической характеристике с эльмезтютюбинской свитой, но иного литологического состава (преимущественно вулканогенные образования) верхние горизонты баймак-бурибайской свиты Магнитогорского мегасинклинория, переходные слои от мугоджарской свиты к куркудукской Берчогурской синклинали, олистостромовый комплекс шандинской свиты Орь-Илекской возвышенности [9]. Не исключено, что смежные разновозрастные горизонты эльмезтютюбинской и кызылкольской свит фациально замещают друг друга; подобное наблюдается для баймак-бурибайской и туратской свит на Южном Урале.

Следует отметить, что в некоторых из перечисленных аналогов эльмезтютюбинской свиты обнаружены, помимо спор растений, эйфельские конодонты [1, 2]. Обращает на себя внимание отсутствие живетских отложений во всех упоминавшихся регионах.

Полянская свита, выделенная Л. Д. Чегодаевым [6], названа им по пос. Поляна, расположенному на левом берегу Кубани. Ее выходы приуро-

чены к Андрюкско-Тоханской структурно-фациальной подзоне Передового хребта (по Л. Д. Чегодаеву). Е. В. Хаин [5] рассматривает последнюю в качестве самостоятельной структурно-формационной зоны Большого Кавказа такого же порядка, как и зона Передового хребта.

По современным представлениям, полянская свита — олистострома, включающая олистолиты и клиппы различных осадочных пород, эффузивов, туфов, серпентинитов [4]. Среди осадочных пород преобладают кремни, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с раннесилурийскими граптолитами. Это послужило основанием для первоначальной датировки полянской свиты силуром [5, 6, 11]. Матриксом в олистостроме (или микстите) служат глинистые сланцы цвета хаки.

Наиболее полно представлена и хорошо обнажена олистострома полянской свиты в балке Граптолитовая* — левом отвершке Кубани у пос. Поляна. Полянская свита имеет здесь тектонические контакты: на севере — с тоханской свитой нижнего карбона, на юге — с артыкчатской свитой, относимой к живету — франу. Мощность свиты около 270 м [6; Л. Д. Чегодаев и др., 1982].

Растительные микрофоссилии в данных отложениях обнаружены нами в пяти образцах (см. рис. 2), из которых три приурочены к крупному блоку терригенных пород, обнажающемуся в приустьевой части балки Граптолитовая, в основании левого борта. Этот олистолит, являющийся самым крупным в обнажении олистостромы (длиной около 300 м), сложен переслаивающимися алевролитами, глинистыми алевролитами, кремнистыми аргиллитами и песчаниками преимущественно темно-серого цвета.

Среди отобранных из блока образцов три оказались споросодержащими. Споры обнаружены также в двух сравнительно мелких олистолитах, и всюду они имеют одинаковый возраст — эйфельский. Комплекс состоит из *Azonomoletes fusiformis* Kedo, *Az. ex gr. usitatus* Tschibr., *Acant-hotriletes parvispinosus* Naum., *Ac.*

aff. parvispinosus Naum., *Brochotriletes minutissimus* Tschibr., *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) var. *nanus* Rich. et Lister, *Apiculiretusispora* sp. N 32818 McGregor, *Retusotriletes minor* Kedo, *Trachytriletes minor* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum. Данная ассоциация спор аналогична комплексам из эльмезтютинской свиты.

Установленный по спорам растений возраст олистолитов свидетельствует о том, что время образования олистостромы или завершающего этапа ее формирования не древнее эйфельского. Вероятнее всего, полянская свита имеет эйфельский возраст.

Помимо силурийских граптолитов и эйфельских спор растений, в олистолитах полянской свиты известны находки макромерной флоры [3; Л. Д. Чегодаев и др. 1982]. Находки сделаны на правом берегу Кубани напротив устья балки Граптолитовая. Флора определялась как среднедевонская [3], при этом отмечалось, что большинство встреченных здесь форм характерны для живета Богемии. С нашей точки зрения, в Богемии нет твердо доказанных живетских отложений (зоны *Stringocephalus burtini*), разрез девона заканчивается здесь эйфелем [8]. Доводом в пользу этого является следующее. В формации Србско, завершающей разрез девона Баррандиена и относящейся к нижнему живету, К. М. Лейлом [12] найдены споры таких родов и видов, которые характерны не для живета, а для верхов эйфеля. В низах названной формации, в нижних горизонтах качакских слоев, встречены конодонты зоны *kockelianus* [10].

Итак, и споры растений, и их макромерные отпечатки можно считать однозначно датирующими наиболее молодые породы (из установленных в настоящее время) в олистолитах полянской олистостромы. Эйфельский возраст последней позднее подтвержден конодонтовой фауной. По сообщению Л. Д. Чегодаева, З. А. Кутелией в олистолитах найдены позднеэйфельские конодонты.

Все перечисленные возрастные аналоги эльмезтютинской свиты служат таковыми и для полянской свиты. Однако она отличается от них по составу и тем, что является типичной олистостромой, или микститом. К числу

* Балка безымянная; условное название «Граптолитовая» дано Л. Д. Чегодаевым по многочисленным находкам в ней фауны граптолитов.

последних относится шандинская свита северной части Казахского Урала, но она отличается от полянской преобладанием известняков среди обломков осадочных пород.

Приведенные новые сведения существенно дополняют уже известные данные и свидетельствуют о сходстве девонских отложений определенных структурно-фациальных зон геосинклинальных областей Северного Кавказа и Южного Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар//Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 391—394.
2. Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. — Уфа: БФАН СССР, 1984.
3. Первая находка среднедевонской флоры на Северном Кавказе: Тез. докл IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа/Ю. Я. Потапенко, Т. А. Ищенко и др. — Ессентуки, 1974.
4. Сводный путеводитель экскурсий 004, 005, 009, 016, 097 27 МГК; Кавказ и Восточный Донбасс. — М.: Наука, 1984.
5. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа//Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 382.
6. Чегодаев Л. Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа//Сов. геология. 1977. № 12. С. 50—57.
7. Чибрикова Е. В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). — М.: Наука, 1977.
8. Чибрикова Е. В. Граница нижнего и среднего девона в разрезах Баррандиена по спорам растений//Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Самарканд, 1978, Л., 1982. С. 159—165.
9. Чибрикова Е. В., Олли В. А. Новые данные по стратиграфии девона северной части Казахского Урала. — Уфа, 1987 (Препринт доклада Президиума Башкирского фил. АН СССР). 27 с.
10. Chlupáč J., Lukes P., Zikmundová J. Barrandian, 1977: A field trip guidebook. Praha, 1977.
11. Field Excursion Guide-Book of International Working Meeting on the Caucasus. Coordinators of the Text: Sh. Adamia, A. A. Belov, M. Lordkiparidze, M. Z. Somin. Tbilisi, 1982.
12. Lele K. M. Observation on Middle Devonian microfossils from the Barrandian basin, Czechoslovakia//Rev. Paleobot., Palynolog. 1972. Vol. 14. N 1—2. P. 129—134

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

УДК 551.7(477.4)

© Коллектив авторов, 1992

Вопросы стратиграфии и палеолитологии криворожской серии

В. К. БУТЫРИН, В. П. ЖУК, И. С. ПАРАНЬКО (Криворожская ГРЭ),
В. Н. ТРОЩЕНКО (КГРИ)

При анализе криворожской серии пород столкнулись с многочисленными проблемами. В частности, проблематичен характер взаимоотношений между новокриворожской и скелеватской свитами, а также состав новокриворожской свиты. Нередко проводят аналогию между ней и подразделениями конкско-верховцевской серии архея, из чего вытекают предложения исключить свиту из криворожской серии, если не всю, то, по крайней мере, ее нижние и средние горизонты, а соответствующую часть разреза Кривбасса отнести к конкской свите конкско-верховцевской серии [3, 8, 9]. Известные проявления как стратиграфического несогласия между скелеватской и новокриворожской свитами, так и налегания скелеватской свиты на размытую поверхность новокриворожской, а также содержание в низах скелеватской обломков пород новокриворожской свиты и, наконец, находки в

верхах последней горных пород, классифицированных в качестве метаморфизованной коры выветривания (Э. В. Дмитриев, В. Г. Кохан, Ю. Г. Малахов и др., 1973), могут быть приняты как свидетельства значительно более древнего возраста новокриворожских пород, чем вышележащей криворожской серии.

В последние годы по затронутым вопросам получены новые данные, которые частично уже опубликованы [1, 2, 4, 5, 6, 10]. Часть материалов содержится в данной статье. Они позволяют говорить о более сложном характере взаимоотношений между свитами, а также об их изменчивом, невыдержанном по вертикали и латерали составе, отражающем тектонические и климатические факторы формирования до-метаморфической литологии.

Новокриворожская свита, по сложившимся представлениям, налегает на

древнюю метаморфизованную кору выветривания архейских плагиоклазовых гранитов и мигматитов. Кора описана как сланцеватая биотит-мусковитовая или карбонат-хлорит-серицитовая порода с обильным обломочным материалом, представленным фрагментами гранитов, зернами кварца и полевых шпатов (Ю. Г. Гершойг, Я. Е. Каплун, 1973; Э. В. Дмитриев, В. Г. Кохан, Ю. Г. Малахов и др., 1973). Непосредственно на архейском фундаменте залегает горизонт метаморфизованных терригенных пород, сложенных продуктами разрушения плагиоклазовых гранитов фундамента (днепропетровский комплекс). Верхние слои — сланцеватые практически мономинеральные кварцитовидные метапесчаники — подстилаются мусковит- и биотитсодержащими кварцитовидными метапесчаниками, перемежающимися прослоями кварцево-слюдяных сланцев и кварцевых метагравелитов. Ближе к фундаменту, в метапесчаниках, все чаще встречаются зерна плагиоклаза, полевых шпатов, акцессорных минералов (преимущественно циркона), снижается степень окатанности обломочных зерен. Сортировка по размерам обломков хорошо выдержана в пределах каждого слоя от средне- до крупно- и реже грубопсаммитовых. Непосредственно над гранитовым фундаментом состав метапесчаников меняется до полимиктового плагиоклаз-кварцево-слюдистого (нередко классифицируются как гнейсы). Кристалломорфологическое изучение и цвет обломочных зерен циркона в метапесчаниках показали их соответствие акцессорному циркону из плагиогранитов фундамента.

Очевидным палеолитологическим свидетельствам (реликтовые структуры, минеральный состав) переотложения размытой зрелой коры выветривания (по-видимому, гидрослюдисто-каолинитового типа) не противоречат петрохимические особенности рассматриваемых метапесчаников. По кремнекислотности и глиноземистости они занимают промежуточное положение между мономинеральными кварцевыми и глинистыми песками с гидрослюдисто-каолинитовым цементом (рис. 1). Диаграмма построена на известных принципах, использованных А. А. Предовским [12], но порядок расчета показателей глиноземистости и кремнекислотности изменен применительно к

особенностям литологии изучаемого разреза. По палеолитологическому характеру и положению в геологическом разрезе нижний метапесчаниковый горизонт новокриворожской свиты напоминает базальные образования. Однако состав свидетельствует о значительном влиянии местных источников сноса терригенного материала.

Над метапесчаниковым горизонтом согласно залегает невыдержанная по составу и мощности толща, сложенная в основном амфиболитами metabазитового типа, которые наиболее характерны для разреза новокриворожской свиты. Наибольшая мощность толщи отмечается на севере и юге Саксаганского района Кривбасса, в центральной части она уменьшается до полного исчезновения. Здесь на метапесчаники нижнего горизонта новокриворожской свиты непосредственно налегают метаморфизованные отложения скелеватской свиты. Севернее и южнее Саксаганского района мощность амфиболитовой толщи заметно снижается, но затем несколько увеличивается как на севере (район Желтых Вод), так и на юге (юго-восточное продолжение Ингулецкой структуры). На юге и севере Саксаганского района, на участках наиболее мощного развития, толща сложена преимущественно metabазальтами, нередко сохранившими миндалекаменную текстуру, и метадиабазами. Последние сложно переслаиваются с метапирокластическими породами, которые преобладают в нижней и верхней частях толщи, а в средней — уступают metabазальтам и метадиабазам. В метапирокластических породах местами сохранились кристаллокласты плагиоклаза, литокласты плагиоклаз-актинолитового или плагиоклаз-хлоритового состава с порфировыми выделениями плагиоклаза. Нередко отмечается примесь нормально-осадочного материала — окатанного и полуокатанного кварца. С приближением к центральной части Саксаганского района как с юга, так и севера в толще появляются, а затем получают все более широкое развитие вулканогенно-осадочные и нормально-осадочные метаморфизованные образования — метапесчаники, метаконгломераты, доломитовые и кальцитовые мраморы, тальково-хлоритовые доломитсодержащие сланцы с обломочным кварцем и акцессорными цирконом, апатитом, турмалином,

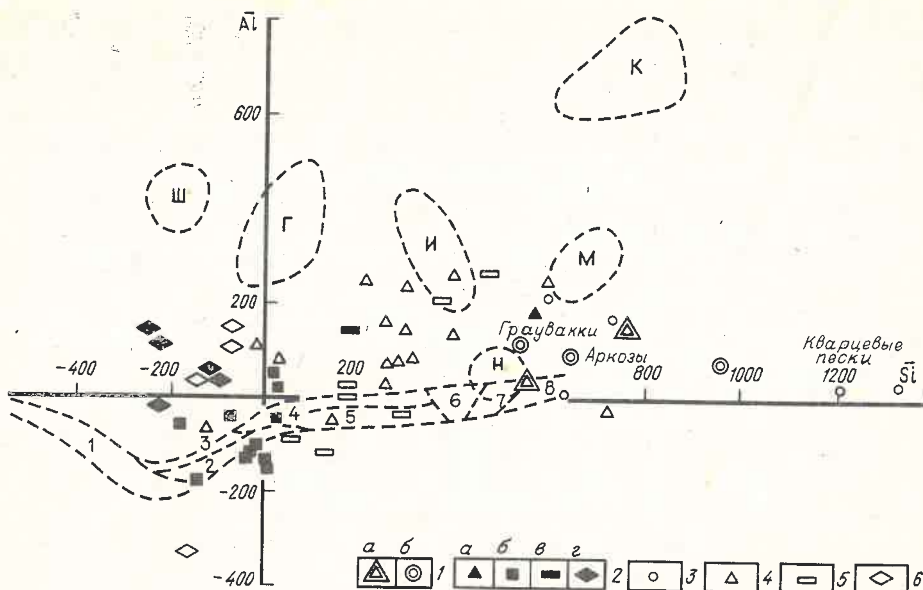


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма $\text{Al}-\text{Si}$:

новокриворожская свита: 1 — метапесчанниковый горизонт (а — гнейсы, б — метапесчаники), 2 — амфиболитовая толща (а — гнейсы, б — амфиболиты, в — хлоритовые и биотитовые сланцы, г — актинолит-тремолитовые сланцы — предполагаемые первичные осадки бассейнов повышенной солености); скелетавская свита: 3 — метапесчаники, 4 — гнейсы, 5 — хлоритовые и биотитовые сланцы, 6 — актинолит-тремолитовые

сланцы; мономинеральные глины: Ш — шамозиты, Г — гидрослюда, И — иллиты, Н — нонтрониты, М — монтмориллониты, К — каолиниты; средние типы магматических пород: 1 — гипербазиты, 2 — базальтоиды нормального ряда, 3 — щелочные базальтоиды, 4 — трахиты, 5 — андезиты, 6 — дациты и трахилипариты, 7 — кислые вулканиты щелочного ряда, 8 — кислые вулканиты нормального ряда; $\text{Al} = \text{Al}-2\text{Ca}-\text{Na}-\text{K}$; $\text{Si} = \text{Si}-3\text{K}-3\text{Na}-2\text{Ca}-\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mn}$

пиритом, рутилом. Наблюдается ритмичное чередование обломочных и карбонатных пород в разрезе.

Севернее Саксаганского района (пос. Глееватка) в разрезе амфиболитовой толщи ритмично чередуются metabазальты с актинолитовыми, биотит-актинолитовыми сланцами, характеризующимися реликтовыми обломочными структурами, содержащими в переменных количествах (до 20 %) обломочный кварц. В ритмах участвуют плагиогнейсы актинолит- и биотитсодержащие, с кордиеритом, силлиманитом. Реликтовый окатанный кварцевый материал преобладает над вулканокластическим.

К северу, в Желто-Водском бассейне, усиливается степень метаморфизма пород и реже встречаются реликтовые структуры. В разрезе чередуются роговообманковые, плагиоклаз-роговообманковые, диопсид-роговообманковые, магнетит- и гранат-роговообманковые амфиболиты и количественно им подчиненные гранат-куммингтонитовые, магнетит-актинолитовые кварциты с диопсидом (в верхней части разреза).

Средняя и верхняя часть представлена кордиерит-, гранат- и ставролитсодержащими слюдястыми сланцами. Они содержат антофиллит или актинолит, местами переходят в кордиерит-актинолит-антофиллитовые, хлорит-актинолитовые, тальк-хлоритовые или антофиллит-биотитовые сланцы. Реликтовые структуры редко соответствуют офитовому и часто кластическому типу. Таким образом, к северу от Саксаганского района возрастает роль первично-эксплозивных и вулканогенно-осадочных образований, а также пород метапелитового ряда по сравнению с metabазальтами и метадиабазам.

Южнее Саксаганского района, в замыкании Основной синклинали Кривбасса также повышается содержание пород метакластического и метапелитового ряда, причем их роль усиливается снизу вверх по разрезу. В нижней части толщи среди амфиболитов они представлены прослоями кварц-амфибол-плагиоклазовых, амфибол-кварц-хлоритовых, кварц-хлоритовых, биотит-хлорит-кварцевых и кварц-серцит-хлоритовых сланцев. Количество и мощность сланцевых прослоев с приближе-

нием к средней части разреза увеличиваются. Сланцы средней части разреза содержат кварцевые окатанные зерна крупно-, грубопсаммитовой, гравийной фракций, а также кварцитовую мелкую гальку. Начиная со средней части разреза и выше толща практически не содержит амфиболитов, но появляются метатуфоконгломераты, в которых сланцы образуют редкие маломощные прослои. Метатуфоконгломераты полимиктовые, содержат гальку биотит-хлоритовых, хлорит-серицит-кварцевых, кварц-биотитовых сланцев, а также кварцитов, жильного кварца, амфиболитов, в т. ч. метадиабазов.

С переходом от восточного к западному флангу замыкания Основной синклинали крупнообломочные породы фациально сменяются средне- и мелкообломочными и на западном фланге вместо туфоконгломератов верхняя часть толщи сложена чередующимися слоями амфиболовых, кварц-биотитовых сланцев, мелко-среднезернистых метапесчаников и метагравелитов. Сланцы включают мелкие обломки вулканических пород основного состава.

Южнее замыкания Основной синклинали (с. Рахманово) резко сокращается количество метабазальтов, метадиабазов и возрастает роль метавулканокластических пород — актинолитовых, биотит-актинолитовых сланцев, чередующихся с плагиогнейсами и кварцит-плагиогнейсами. Все породы содержат кварцевый обломочный материал, количество которого возрастает вверх по разрезу, где преобладают кварцитовидные метапесчаники и кварцит-плагиогнейсы.

Итак, толща уже не может быть представлена как однотонная метабазит-амфиболитовая. Она весьма пестрая по литологическому составу: среди метавулканитов над метабазальтами и метадиабазами преобладают первичнотуфогенные и пирокластические породы; наряду с ними широко распространены первично-нормально-осадочные породы, обнаруживаемые в нижней, средней и верхней частях разреза. В последней они встречаются чаще и достигают больших мощностей.

По петрохимическим характеристикам ортопороды принадлежат к толетовой серии (в единичных случаях приближаются к ультраосновным), а паропороды занимают как область граувак

и близких к ним глинисто-обломочных, реже обломочно-глинистых полимиктовых осадков, так и промежуточную между граувакками и толентами область смешанных вулканогенно-осадочных отложений (см. рис. 1). Встречены также разности, которые петрохимически не соответствуют распространенным типам гумидных осадков и по кремнекислотности сравнимы с шамозитами и ультраосновными породами, но глиноземистость их существенно выше ультраосновных и ниже шамозитов. Они близки к карбонат- и сульфатсодержащим глинистым осадкам в бассейнах повышенной солености. Повидимому, первичный осадок отличался повышенным содержанием несиликатных соединений щелочных земель, щелочей, и на диаграмме они обособлены от распространенных типов пород (см. рис. 1). Это тремолит-актинолит-биотитовые сланцы и плагиогнейсы. Сланцы в переменных количествах содержат (в %) амфиболы ряда тремолит-актинолит 0,5—96, биотит 6—85, плагиоклаз 1—43, кварц 1—31, пирит, апатит, ильменит, магнетит, циркон. Встречены эпидот (до 2 %), гранат (до 1 %). Характерно постоянное содержание пирита (до 1,5 %), что, возможно, связано с растворением первичных сульфатов и восстановлением сульфат-аниона при метаморфизме. Плагиогнейсы содержат (в %) тремолит-актинолит 20—25, плагиоклаз 20—42, биотит 17—37, кварц 18—21, пирит, ильменит, магнетит, апатит, циркон. Кварц и реже плагиоклаз присутствуют в виде обломочных зерен. Обнаружены кварц-биотит-плагиоклазовые гальки. Эти характерные породы близки по своим особенностям независимо от того, в какой части разреза толщи находятся — в нижней, относимой к конкско-верховцевской серии, или верхней, причленяемой к криворожской серии.

В разрезе вышележащей скелеватской свиты выделены три горизонта (снизу вверх): аркоз-кварцитовый, филлитовый и тальковый. Как показали исследования в центральной части Сакаганского района, скелеватская свита с несогласием залегает на размытой поверхности новокриворожской. Здесь в разрезе скелеватской свиты преобладают первично-грубообломочные паропороды — метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники (в основном грубозернистые). Гальки и мелкие обломки представлены главным об-

разом кварцем, кварцитами и реже сланцами, амфиболами, типичными для новокриворожской свиты. На юге Кривобасса залегание свит согласное, с постепенным переходом между ними. Так, в районе замыкания Основной синклинали переходом служит промежуточная пачка хлорит-биотит-кварцевых сланцев с прослоями метагравелитов. Сланцы и метагравелиты ритмически перемежаются, причем снизу вверх мощность сланцевых прослоев постепенно уменьшается, а метагравелитов увеличивается. При этом в сланцах возрастает количество обломочного кварца, а в метагравелитах — крупность обломочного материала до перехода в метаконгломераты. Так, снизу вверх прослеживается постепенный переход к чередующимся метагравелитам, метаконгломератам и метапесчаникам аркоз-кварцитового горизонта скелеватской свиты.

В районе с. Рахманово переход осуществляется через согласные переслаивания хлорит-актинолитовых, биотит-актинолитовых сланцев с актинолит-биотитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейс-метапесчаниками (рис. 2). Снизу вверх в связи с увеличением мощности метапесчаниковых прослоев и уменьшением мощности сланцев, а также возрастанием роли двуслюдяных плагиогнейс-метапесчаников из состава переходной пачки постепенно вытесняются актинолитовые сланцы и актинолитсодержащие плагиогнейсы.

Подобные соотношения свит наблюдаются и севернее, в районе пос. Глееватка, где в верхней части новокриворожской свиты среди амфиболитов и амфиболовых сланцев отмечаются прослои роговообманково-биотитовых плагиогнейс-метапесчаников с кордиеритом, тремолитом, силлиманитом. В последних снизу вверх по разрезу все чаще встречаются обломки кварца. Верхний слой актинолит-тремолитовых сланцев согласно перекрывается биотитовыми плагиогнейс-метапесчаниками с кордиеритом, антофиллитом и тремолитом, которые выше по разрезу сменяются без какого-либо перерыва типичными для аркозового горизонта скелеватской свиты кварцитовидными метапесчаниками с мусковитом, гранатом, силлиманитом, кордиеритом. Встречаются прослои тремолитсодержащих метапесчаников, но затем они исчезают и выше залегают слюдяные метааркозы и кварцитовидные метапесчаники.

Литологическая преемственность новокриворожской и скелеватской свит подтверждается петрохимическими и геохимическими особенностями. Так, соотношения порообразующих компонентов и элементов-примесей — известный показатель условий формирования палеоосадков (В. К. Головенко 1976) — близки в породах из верхов новокриворожской и низов скелеватской свит (таблица). При этом сланцы скелеватской свиты, как и новокриворожской, обладают петрохими-

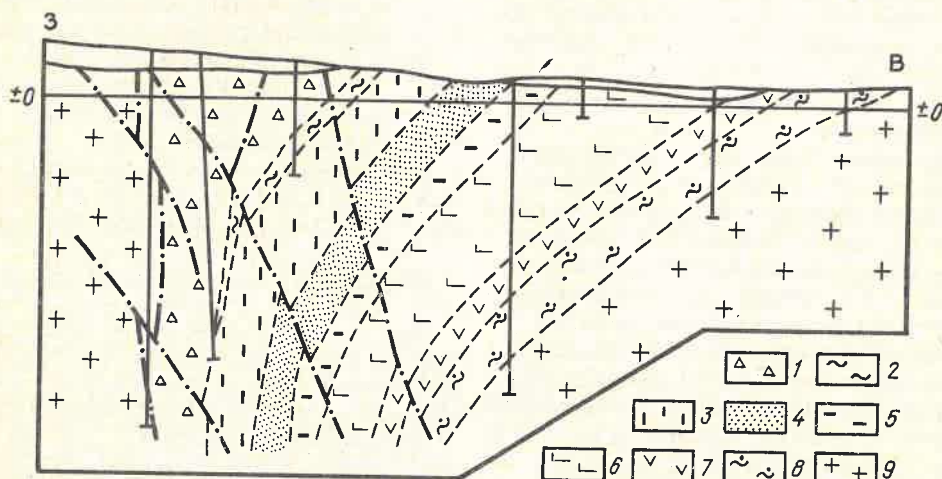


Рис. 2. Геологический разрез криворожской серии, с. Рахманово:

1 — саксаганская свита: железистые кварциты и сланцы; скелеватская свита: 2 — тальковый горизонт, 3 — филлитовый горизонт, 4 — аркоз-кварцитовый горизонт; 5 — переходная пачка:

сланцы хлоритовые и хлорит-биотит-актинолитовые с прослоями плагиогнейсов и метапесчаников; новокриворожская свита: 6 — сланцы актинолитовые, хлорит- и биотит-актинолитовые, актинолит-тремолитовые, плагиогнейсы и амфиболиты, 7 — метабазитовые амфиболиты, 8 — метапесчаниковый горизонт; 9 — плагиограниты

Индикаторные соотношения элементов в породах

Породы	Zr : Cu	V : Cu	V : Zr	Al : Ti	Условия формирования осадков
Новокриворожская свита: сланцы хлорит-амфи- болитовые	1,65	4,29	2,6	—	Морские.
сланцы кварцево-сланя- ные	2,76	4	1,81	12,8	То же
Скелеватская свита: сланцы филлитовые	—	2,22	0,33	21,84	То же
метапесчаники	—	2,67	0,35	39,03	Морские, при- брежно-морские

ческими признаками, указывающими на формирование первичных осадков в бассейнах с повышенной соленостью, что установлено при сравнении состава сланцев со средним составом магматогенных пород по Кларку и Вашингтону (М. Л. Кейт, Э. Т. Дегенс, 1961) (рис. 3).

Приведенные данные свидетельствуют о единстве охарактеризованного геологического разреза, т. е. отсутствии региональных несогласий, связанных с крупными перерывами в накоплении осадочных формаций. Сложные взаимоотношения между новокриворожской и скелеватской свитами, по-видимому, являются следствием дифференциальных палеотектонических движений, локализации палеовулканической деятельности в небольшом числе центров и ее непродолжительного развития в эпоху раннепротерозойского осадконакопления, носившего в основном черты нормального осадочного процесса. Полученные материалы позволяют детализировать картину начальной стадии формирования протерозойского эпиплатформенного рифта Кривбасса, общие представления о котором опубликованы [1]. В новокриворожский период опускание территории и превращение ее в область осадконакопления происходило неравномерно. В частности, центральная часть Саксаганского района после первоначального опускания, в результате чего сформировались метапесчаниковый горизонт и, возможно, нижняя часть амфиболитовой толщи, вновь испытала подъем, стала областью сноса. Территории севернее и южнее сохранились как области осадконакопления.

В скелеватский период режим устойчивого опускания установился на всей территории; соответствующие осадки перекрыли новокриворожские согласно и без стратиграфического перерыва на

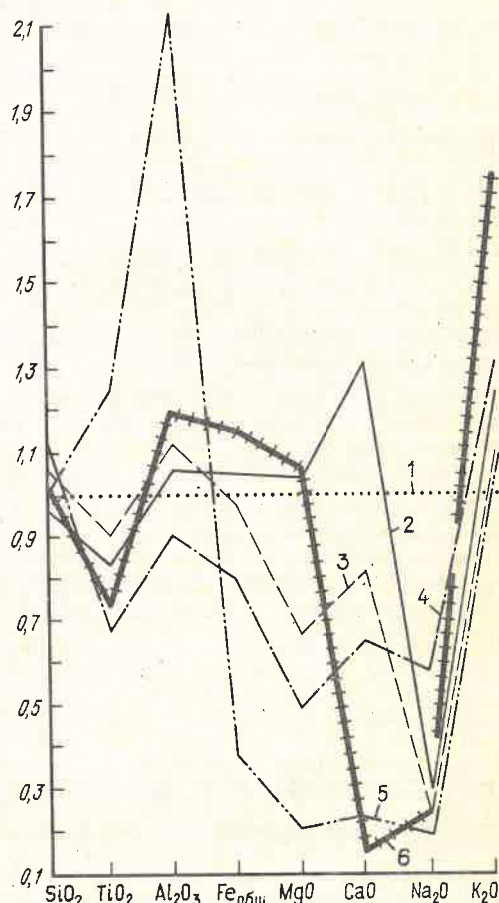


Рис. 3. Сопоставление среднего химического состава сланцев, глин и магматогенных пород:

1 — магматогенные породы, по Кларку и Вашингтону; глины: 2 — морские, засоленных лагун и озер аридных зон, 3 — морские, 4 — континентальные жаркого и умеренно холодного климата; 5 — континентальные жаркого и влажного климата; 6 — сланцы аркозового горизонта скелеватской свиты

севере и юге, где тектоническое опускание было устойчивым, и несогласно — размытую поверхность в центральной части Саксаганского района, где ранее

тектонический блок был поднят. Итак, в геологическом разрезе очевидны признаки стабилизации тектонического режима после скелеватского периода. Этому не противоречат значения параметров w и α А. А. Предовского [7] ($w=96$ для средней и верхней части аркозового горизонта и $w=79$ для нижней, $\alpha=2,55$), которые следует интерпретировать как отражение перехода от умеренно активизированного прогибания к стабилизированному.

На протяжении новокриворожского и начала скелеватского периодов в области осадконакопления, по-видимому, не было единого бассейна седиментации, но возникали и непродолжительное время существовали изолированные друг от друга бассейны, чем объясняется фациальная пестрота по латерали и по разрезу. Повышенная соленость некоторых из них, возможно, связана с поступлением минерализованных вод вследствие вулканической деятельности.

Вулканическая деятельность в новокриворожский период главным образом проявилась в центральной части Саксаганского района, где накопились в основном метадиабазы и метабазальты. Вулканизм носил преимущественно эксплозивный характер, чем обусловлены преобладание пирокластического материала над метаморфизованными лавами по разрезу новокриворожской свиты в целом и его распространение далеко за пределы района локализации вулканических центров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинное строение Криворожского железорудного бассейна/Л. С. Галецкий, В. В. Решетняк, Н. С. Курлов, М. Н. Байсарович// Глубинные исследования недр в СССР: Докл. 28 МГК. Л., 1989. С. 94—103.
2. Ефименко Н. Г. О некоторых реликтовых структурах в криворожских метабазитах и их использовании при реконструкции исходного состава//Геологический журнал. 1986. № 5. С. 75—81.
3. Об изменениях в корреляционной стратиграфической схеме докембрийских образований Украинского щита/И. М. Этингоф, В. Н. Соловницкий, К. Е. Есипчук и др.//Геологический журнал. 1986. № 3. С. 3—5.
4. Паранько И. С. Докембрийские конгломераты, содержащие и конгломератовые формации Украинского щита//Геологический журнал. 1987. Т. 47. № 5. С. 83—92.
5. Покалюк В. В., Ефименко Н. Г. Фациальные условия формирования пород скелеватской свиты криворожской серии//Геологический журнал. 1986. № 3. С. 73—79.
6. Покалюк В. В., Ефименко Н. Г. Дометаморфические преобразования базальтовых туфов в докембрии Криворожского бассейна//Геологический журнал. 1988. № 2. С. 119—123.
7. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. — Л.: Наука, 1980.
8. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др.//Геологический журнал. 1986. № 2. С. 18—25.
9. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР/Н. П. Шербаков, В. Я. Горьковец, А. Д. Додатко и др.//Геологический журнал. 1986. № 2. С. 5—17.
10. Яценко Г. М., Паранько И. С. О формациях и стратиграфическом положении метаморфизованных терригенных толщ южной части Основной синклинали Кривбасса//Геологический журнал. 1986. № 4. С. 118—125.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 553.078(574)

© Я. А. Косалс, В. Н. Любецкий, 1992

Типы геохимических провинций, редкометалльных рудных поясов и металлогенических зон Казахстана

Я. А. КОСАЛС, В. Н. ЛЮБЕЦКИЙ (КазИМС)

Казахстанская складчато-глыбовая область — одна из богатейших металлогенических провинций мира, в т. ч. и редкометалльных. Закономерности размещения редкометалльного оруденения неоднократно рассматривались с позиций учения о геосинклиналях [1—3,

15] и гипотезы о геотектоногенах — ступенчатом развитии земной коры [16, 18]. На примере многих регионов показано, что докембрийский синатласический фундамент фанерозойских структур играет важную роль в пространственном размещении рудных месторожде-

ний [4, 6, 7, 9, 15, 16]. Нами рассмотрена такая связь (глубинное строение и петрогеохимические особенности фундамента и рудных поясов) в Казахстане.

Поскольку докембрийский цоколь в Казахстане выходит на земную поверхность лишь в виде отдельных срединных массивов (Кокчетавский, Улутауский и Чуйский) и образует ядра крупных антиклинориев (Макбельский, Актау-Моинтинский, Ешккольмесский, Ерементау-Ниязский, Каратауский, Заилийский, Тёкелийский, Мугоджарский и др.), большое значение в изучении скрытых структур имеют геофизические методы. На основе интерпретации геофизических данных установлено, что важнейшими элементами докембрийских срединных массивов являются гранитогнейсовые купола (ГГК) и парагенетически связанные с ними троговые зеленокаменные пояса. В частности, мафические зеленокаменные троговые комплексы, сиалические гранитогнейсовые купола, аллохтонные гранитоидные интрузии выделены во всех редкометаллических поясах Казахстана (рис. 1).

Глубинное строение редкометаллических рудных поясов. В результате количественной интерпретации данных о гравитационных аномалиях, ГСЗ и МОВЗ—ГСЗ получены новые сведения о глубинном строении Казахстана [12—14]. Выявлены три типа ГГК, формировавшихся в разных условиях [Ф. А. Летников, 1975; 12—13]: в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, при ограниченном развитии процессов плавления (I); в породах амфиболитовой фации с незавершенным (II) и завершенным (III) анатектическим расплавлением гнейсов и образованием перемещенных палингенных гранитов с реликтами гнейсовых структур. Важным критерием классификации скрытых ГГК является интенсивность отрицательных аномалий Δg , максимальная для куполов типа III и минимальная — для типа I.

Каркас разломов Центральноказахстанской тектоносферы разграничивает два крупных блока (ячей) континентальной литосферы — Тенгиз-Кокчетавский и Джунгаро-Балхашский. В пределах первой ячей выступы докембрийских пород в палеозое развивались в условиях преимущественного воздымания. По периферии выступов до-

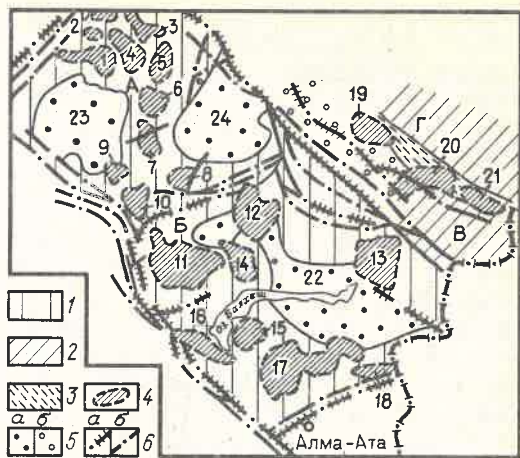


Рис. 1. Строение гранитно-метаморфического слоя земной коры Казахстана по геолого-геофизическим данным:

скрытое архей-раннепротерозойское сиалическое основание: 1 — Тенгиз-Кокчетавский (А), Джунгаро-Балхашский (Б) мегаблоки (в составе кристаллического ядра эклогит-амфиболитовый и сланцево-гнейсовый комплексы, в последнем широко проявлены ультраметаморфизм и гранитизация), 2 — Жарминский (В), Рудноалтайский (Г) блоки (в составе ядра гнейсо-гранулитовый комплекс с чарнокитами, корундовыми, шпинелевыми одно- и двупироксеновыми гранулитами, кристаллическими сланцами и кварцитами), 3 — Восточно-Калбинский блок (в составе ядра высокоглинозистые силлиманит-дистеновые метapelитовые гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации), 4 — гранитогнейсовые купола, включающие гнейсовый, гранитогнейсовый субстрат с включением негранитизированных останцов, сформированных на месте и перемещенных массивов гранитоидов (1 — Зерендинский, 2 — Богодуховский, 3 — Алаботинский, 4 — Макинско-Боровский, 5 — Степнякский, 6 — Шортандинский, 7 — Малиновский, 8 — Жангызкудукский, 9 — Кирейский, 10 — Кызылкуртский, 11 — Узунжал-Моинтинский, 12 — Сарыоленьский, 13 — Актогайский, 14 — Майтас-Коунрадский, 15 — Жидели-Куйганский, 16 — Бурунтауский, 17 — Или-Баканасский, 18 — Сарычабынский, 19 — Бородулихинско-Шульбинский, 20 — Сенташ-Асубулакский, 21 — Курчумский); 5 — гранитно-метаморфический слой, образованный в среднем — верхнем палеозое на месте: а — зон рассредоточенной базификации континентальной коры (22 — Кентерлау-Матайской, 23 — Тенгизской, 24 — Майкаин-Шидертинской), б — реликтов океанической коры; б — каркас глубинных разломов, ограничивающих крупные мегаблоки (ячей) сиалического основания: а — контролирующие офиолитовые ассоциации пород, б — прочие

кембрийские структуры погружаются на различную глубину, составляя раздробленный, в разной степени гранитизированный сиалический цоколь каледонских синклинориев. Эти структуры прослеживаются под нижнепалеозойскими отложениями в основ-

ном с помощью геофизических методов. Использование геофизических данных позволило существенно расширить площадь скрытой части Тенгиз-Кокчетавского срединного массива. В довендское время это был крупный мегаблок прямоугольной, почти квадратной, формы размером 450×450 км. Центр массива совпадал с основанием Тенгизской впадины.

Тенгиз-Кокчетавский массив сложен дорифейскими образованиями зерендинской серии (кристаллическое ядро) и рифейскими породами кууспекской, шарыкской и кокчетавской свит (чехол). Зерендинская серия подразделяется на сланцево-гнейсовый и экологит-амфиболитовый комплексы. В породах сланцево-гнейсового комплекса широко проявлены ультраметаморфизм и гранитизация, обусловившие формирование гранито-гнейсовых куполов. Установлено восемь ГГК, из них Ала-Ботинский, Зерендинский и Макинско-Боровский сравнительно хорошо обнажены, Степнякский и Шортандинский перекрыты каледонскими вулканогенно-терригенными комплексами Степнякского синклинория, а Малиновский и Жангыздукский, кроме того, — и мезокайнозойскими отложениями (см. рис. 1).

Экологит-амфиболитовый комплекс сформировался в процессе метаморфизма базальтоидных пород толеитовой серии, слагающей зеленокаменные пояса. Тесные пространственные ассоциации зон развития ГГК и зеленокаменных поясов прослеживаются (по геофизическим данным) в основании каледонских синклинориев на расстоянии более 500 км. Реликты зеленокаменных поясов обнаружены и в основании ряда структур субмеридионального направления. В целом зеленокаменные пояса и ГГК приурочены к периферии Тенгиз-Кокчетавского срединного массива, повторяя его внешний контур. Они образуют характерную концентрически-зональную структуру вокруг центра Тенгизской впадины, неоднократно описанную в качестве Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия.

В составе Джунгаро-Балхашской ячеи Атасу-Джунгарский срединный массив выходит на поверхность только по ее периферии. Гранито-гнейсовые купола развиты в пределах блоков фундамента, которые претерпели ультраметаморфизм и гранитизацию и тяготеют

к глубинным зонам проницаемости, длительно дренировавшим верхнюю мантию, с относительными максимумами современного теплового потока и температурных градиентов.

В пределах Алтайской тектоносферы («стволового» типа) выходы глубоко-метаморфизованных докембрийских пород установлены в осевой части и лежащем боку Иртышского глубинного разлома. На региональный метаморфизм древних толщ накладывается динамометаморфизм осевой зоны глубинного разлома. Разделить эти типы метаморфизма в условиях мощной зоны смятия и расщепления пород не всегда возможно. Здесь широко распространены гнейсовидные гранитоиды, мигматиты, метагранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы, образующие формацию мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектических гранитов. Зона ультраметаморфизма последовательно сменяется отложениями амфиболовой, амфиболит-эпидотовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма — кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранат-андалузит- и биотитсодержащими филлитами, филлитовидными, кварц-хлорит-биотитовыми породами и др.

Состав выходящих на поверхность докембрийских пород дает основание полагать, что древний сиалический цоколь Калба-Нарымской зоны сложен высокоглиноземистыми (силлиманит-дистеновыми метапелитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации). В этой части региона по геологическим и геофизическим данным установлены фрагменты ГГК, представляющие собой три мегакупола — Нарымский, Центральнокалбинский и Северо-Западно-Калбинский.

Наиболее крупный Сенташ-Асубулакский ГГК расположен в Центральной Калбе. Он отчетливо проявлен в аномальном гравитационном поле размером 140×70 км, характеризующемся минимальными значениями Δg . Ориентировка купола субширотная, поперечная к региональному простиранию алтайских структур. Наиболее эродирована восточная половина ГГК, где в контактах аллохтонных гранитов калбинского комплекса в форме ксенолитов, эрозионных окнах маломощных гранитных плит вскрыты гнейсы и гнейсограниты. Купол сложен сравнительно

мелкими куполами второго и третьего порядка. К восточной части купола приурочены наиболее продуктивные поля редкометалльных пегматитовых полей [11, 14].

Западная половина Сенташ-Асубулакского ГГК расположена в Западно-Калбинской зоне. Здесь на поверхности развиты среднекаменноугольные терригенные породы, а на глубине — метабазиты, известняки, кремнистые породы и андезиты зоны ультраметаморфизма. Высокая интенсивность гравитационной аномалии свидетельствует о значительных размерах рассматриваемого глубинного очага. Золоторудные проявления Западно-Калбинской зоны отменяются по периферии купола в породах повышенной основности.

Фрагменты ГГК, переработанного в линейной тектонической зоне, сохранились в Нарымской части Юго-Западного Алтая. В виде неполностью гранитизированного останца выступает метаморфический комплекс Курчум-Кальджирского горста. Перемещенные граниты представлены Нарымским плутоном, включающим несколько крутопадающих штоков. Форма купола в плане овальная, северо-западной ориентировки (120×60 км), со срезанным Иртышским глубинным разломом северо-западным сектором.

В северо-западной части Калба-Нарымской зоны находится Бородулихинско-Шульбинский ГГК, имеющий овальную форму, вытянутый в северо-западном направлении (130×80 км). В его составе выделяются несколько массивов перемещенных гранитов и гранитизированных останцов, ориентированных в северо-восточном направлении, т. е. поперек палеозойских структур зоны. Начало формирования перечисленных куполов, регенерированных и «протыкающих» палеозонды Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон в среднем—позднем палеозое [11], относится к позднему докембрию (719—1000 млн лет по U-Pb изотопии цирконов).

В пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны геологами ВСЕГЕИ [6] выделены блоки стабильного типа развития, заложенные на жестком и неглубоко погруженном (более 3 км) позднедокембрийском гнейс-амфиболитовом фундаменте (Майбулакская, Баянаульская, Муржикская, Сарасазанская, Аркалыкская, Баканасская подзоны), и

скрытые ГГК (см. рис. 1). В Майбулакской и Муржикской зонах среди палеозойских пород выявлены блоки (до 2×20 км) амфиболитов и гнейсов (А. А. Арустамов, А. А. Каменский, 1979), уран-свинцовый возраст которых по циркону составляет 1,4 млрд лет. Геофизические данные также указывают на наличие в этой зоне скрытых гнейс-амфиболитовых комплексов и ГГК докембрийского фундамента с редкометалльно-редкоземельной специализацией.

В пределах Жарма-Саурской зоны активных континентальных окраин выявлен кристаллический фундамент — останец микроконтинента в пределах обширного субокеанического пространства. Он установлен П. В. Ермоловым и др. [10] по наличию ксенолитов в гранитоидах салдырминского (C_3) и кандыгатайского (P_2) комплексов Жармы. Ксенолиты представлены двупироксен-лабрадоровыми чарнокитами среднего и умереннокислого состава, полевошпат-биотитовыми гнейсами, корундовыми и шпинелевыми одно- и двупироксеновыми гранулитами, кристаллическими сланцами и кварцитами. Наименее древний возраст ксенолитов, определенный по циркону, 2250 ± 40 млн лет. В целом фундамент характеризуется повышенным содержанием метабазитов, отвечающих гранулитовой фации переходного типа.

Вулкано-плутонический (D_1 — C_2) гранитоидный магматизм имел ряд специфических особенностей, свойственных рифтогенным структурам [10]. Представлен щелочно-гранитоидными и щелочнобазитовыми (в т. ч. шошонит-латитовыми) формациями, сопровождался калишпатизацией и плавлением консолидированной метабазитовой коры, сопряженным развитием монцонитоидных гранитоидных магм более высокого уровня генерации.

Таким образом, ГГК начали формироваться, по-видимому, в архей-раннепротерозойское время в сравнительно тонкой изотропной континентальной коре при активном флюидном режиме мантии. Гранитизация докембрийского субстрата и образование куполов происходили в структурно-парагенетическом единстве с формированием зеленокаменных поясов. Области формирования ГГК вытянуты вдоль этих поясов и как бы заполняют промежутки между отдельными поясами,

образуя единую породно-формационную ассоциацию.

Химический состав оболочек земной коры главных редкометаллических поясов. Средние химические составы сланцево-троговых и гранитоидных комплексов Восточного Саяна, Восточной Тувы, Енисейского кряжа весьма близки между собой, а также составу трехслойной протокры Алданского и Анабарского щитов, Ханкайского, Бурейского и других срединных массивов, т. е. соответственно гранулит-базитовому, диорит-метаморфическому и гранит-осадочному слоям [8]. Такое же соответствие выявляется для Кокчетавского и Улугауского массивов, Макбельского, Восточно-Мугуджарского антиклинориев, кристаллического фундамента Западно-Тарбагатайской и Калба-Нарымской зон. Средний химический состав оболочек земной коры Центрального и Восточного Забайкалья и Казахстана (снизу вверх) отвечает такой последовательности изменения состава пород: континентальный толеитовый и известково-щелочной базальт (оболочка Б карелиды) → кварцевые диориты (оболочка ДМ, байкалиды, каледониды) → гранодиорит-плагиограниты (оболочка ГО, герциниды, мезозиды). По методике А. Д. Канищева (А. Д. Канищев, Г. И. Менакер, 1971, 1974) нами определен средний химический состав земной коры отдельных структурно-формационных зон Казахстана. Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Образование выделенных оболочек, представляющих собой крупнейшие структурно-тектонические ярусы земной коры [5, 7], связано с тремя крупными геотектоническими этапами развития континентальной литосферы Южного складчатого обрамления Сибирской платформы и Казахстана: Б — архейским, раннепротерозойским (карелиды), ДМ — протерозойским, рифей — раннепалеозойским (байкалиды, ранние каледониды), ГО — среднепалеозойским (поздние каледониды, герциниды, мезозиды).

2. Общность эволюции химического состава осадочно-метаморфических и гранитоидных формаций (от архея до мезозоя) проявилась в повышении их кремнекислотности и щелочности, уменьшении основности и мафичности, увеличении сиаличности.

3. Соотношение среднего химичес-

кого состава пород оболочки ГО и карелид, байкалид и каледонид свидетельствует о том, что эти породы явились субстратом для гранитоидного магмообразования и при осадконакоплении в континентальных условиях.

4. Общей эволюцией химического состава континентальной литосферы (от архея до раннего палеозоя) обусловлены направленность петрохимического изменения последовательных гранитоидных формаций: возрастание кремнекислотности, калиевой щелочности, суммы щелочей, отношения кремния к глинозему, алкаитности и общей железности. Указанная корреляционная зависимость отражает унаследованность гранитоидами состава субстрата не только раннедокембрийской зрелой континентальной коры, но и байкалид. Эти данные в какой-то мере подтверждают реститовую природу (модель) формирования гранулит-базитовой (метабазальтовой) оболочки в процессе ультраметаморфизма и анатексиса [6].

5. Постоянство среднего химического состава оболочки ДМ в период с раннего протерозоя до среднего палеозоя (в течение более 2 млрд лет) говорит о том, что рост метаморфической оболочки за счет поступления ювенильного мантийного материала был незначительным. В фанерозое основную роль играли древняя континентальная кора как источник вещества вследствие взаимодействия ее с мантией, субстрат магмообразования и осадкообразования, порождавшие и усиливающие вещественную неоднородность продуктов фанерозойской тектоно-магматической активизации.

Геохимические особенности геоструктурных этажей, геохимические провинции. Фрагментарность выходов на поверхность раннедокембрийских блоков среди гетерогенных складчатых структур и существенная их переработка затрудняют интерпретацию геохимических данных. Существенные различия в содержании фемафильных (Cr, Ni, Cu, Co, V) и литофильных микроэлементов (Sn, B, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Nb) по регионам можно использовать в качестве основы для геохимического районирования и металлогенического анализа.

Нами на территории Казахстана выделены четыре типа редкометаллических и столько же халькофильных и сиде-

рофильных геохимических и металлогенических провинций (рис. 2). В докембрии, очевидно, сформированы четыре типа редкометалльных геохимических провинций: литофильно (Be, W, Sn, Nb, Ta)-сиалические, литофильные (Mo, W, Sn, Nb) мафически-сиалические, литофильно (TR, Th, Zr, Ta, Nb)-сиалически-мафические, лито-

фильно (Be, Mo, W)-мафически-сиалические. Они характеризуются различными соотношениями не только редкометалльных, но и халькофильных и фемафильных элементов, что приводит к возникновению «гибридных» рудных формаций и металлогенических зон рудных формаций. Например, молибден-вольфрам-оловорудные, золото-воль-

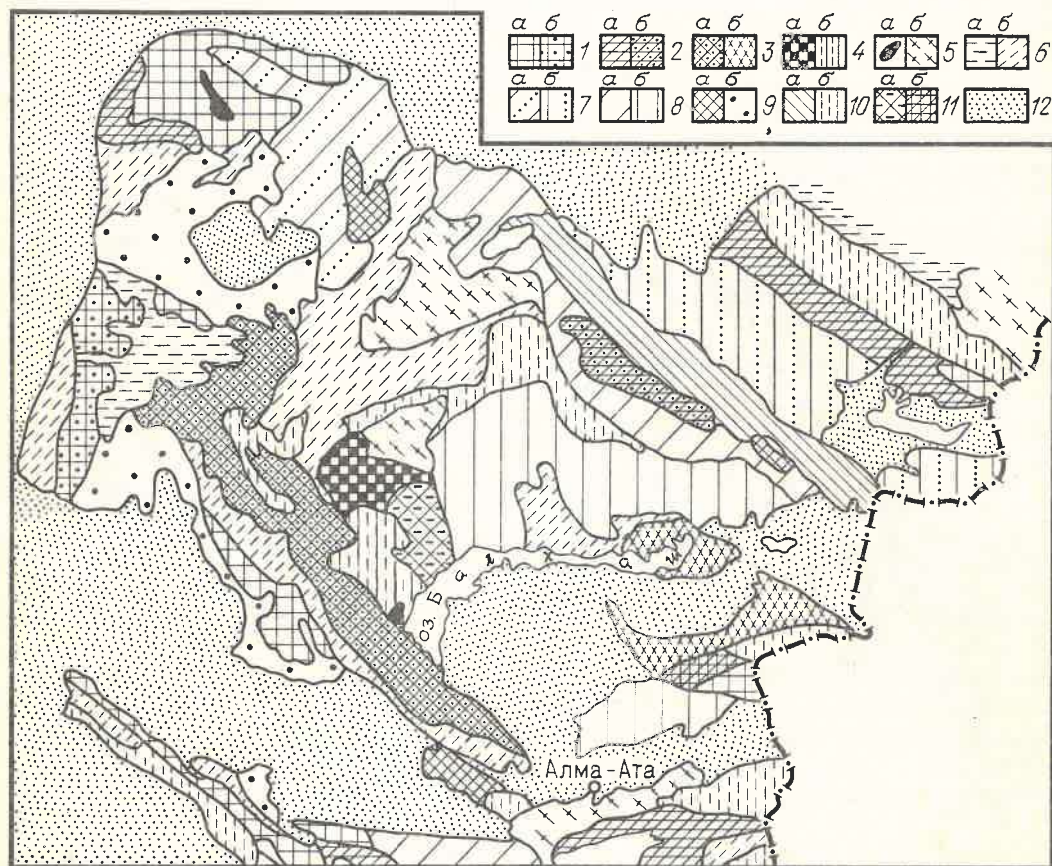


Рис. 2. Схема геохимического и металлогенического районирования Казахской складчатой области:

1 — активизированные срединные массивы докембрийского фундамента; а — редкометалльно-вольфрам-олово-танталовые, б — редкоземельно-тантал-ниобиевые геохимические провинции и рудные пояса; геохимические провинции и рудные пояса: 2 — редкометалльно-вольфрам-олово-танталовые в блоках докембрийского фундамента и гранитогнейсовых куполах в палеозоидах (а) и редкоземельно-цирконий-тантал-ниобиевые в блоках докембрийского фундамента и гранитогнейсовых куполах в палеозоидах на сиалическом докембрийском фундаменте (б), 3 — молибден-вольфрам-оловянные с танталом в палеозоидах со скрытыми гранитогнейсовыми куполами и сиалическим докембрийским фундаментом в палеозоидах (а), то же с редкими землями (б), 4 — молибден-вольфрамовые с танталом в Атасу-Моинтинском антиклинории (а) и палеозоидах с блоками докембрийских пород (б),

5 — редкометалльно-молибден-вольфрамовые в докембрийских выступах (а) и в палеозоидах со скрытыми гранитогнейсовыми куполами и мафически-сиалическим фундаментом (б), 6 — железо-хром-марганец-ванадиевые в докембрийских блоках с эпиплатформенным чехлом (а) и каледонидах на мафическом докембрийском фундаменте (б), 7 — золоторудные в каледонидах (а) и герцинидах (б) на мафическом докембрийском фундаменте, 8 — медные и медно-цинково-свинцовые в каледонидах (а) и герцинидах (б) на мафическом докембрийском фундаменте, 9 — медные и свинцово-медные в докембрийских мафических троговых комплексах (а) и эпикаледонских наложенных впадинах (медистые песчаники) (б), 10 — наложенные халькофильные (медно-цинково-свинцовые) в каледонидах (а) и герцинидах (б) на мафическом докембрийском фундаменте, 11 — халькофильная (медно-свинцово-цинковые) в мафических докембрийских выступах (а) и каледонидах на мафическом докембрийском фундаменте (б), 12 — эпигерцинские наложенные впадины

1. Средние содержания (г/т) редких элементов и фтора, индикаторные отношения в оболочках земной коры структурно-формационных зон Казахстана

Элементы	Калба-Нарымская зона (w-Sn-Ta) (5570 анализов)				Жаман-Сарысульская зона (Mo-W) (7489 анализов)				Кокшетауский массив (TR-Sn-Zr-Nb-Ta) (3550 анализов)				Чингиз-Тарбагатайская зона (TR-Zr-Ta-Nb) (1875 анализов)			
	ГО	ДМ	Б	среднее	ГО	ДМ	Б	Среднее	ГО	ДМ	Б	Среднее	ГО	ДМ	Б	Среднее
Li	46	36	22	28	21	18	17	18	43	33	20	30	42	32	18	23
Rb	177	130	77	103	140	89	71	89	140	110	70	104	133	111	65	80
F	523	519	425	487	580	550	520	550	800	680	460	589	620	550	450	539
Be	5,0	2,7	0,7	2,3	4,1	2,3	4,0	3,4	4,6	3,8	2,4	3,3	3,8	2,8	1,3	2,6
Ba	340	680	800	670	880	1140	2010	1610	770	1714	1650	1620	750	730	672	720
Sr	250	380	530	470	1080	1666	1740	1490	730	630	730	630	780	1800	390	690
B	62	93	14	53	26	17	14	18	28	69	18	32	17	25	14	17
Mo	1,4	2,1	1,1	1,5	1,5	2,2	1,1	1,8	1,2	1,2	0,9	1,1	1,2	1,4	0,8	1,2
W	2,6	2,3	1,6	2,1	1,9	2,2	1,1	1,6	1,8	1,3	0,9	1,4	1,8	1,6	0,8	1,4
Sn	6,4	4,9	3,1	4,1	1,7	1,4	1,9	1,6	4,8	4,3	2,3	3,8	1,8	1,6	1,5	1,6
Nb	13	17	9	9	9	8	8	8	17	12	10	13	18	13	11	14
Pb	23	18	18	19	21	25	17	20	23	20	19	20	21	18	14	18
Zn	47	33	35	35	42	46	35	39	38	57	65	61	56	35	33	38
Cu	26	24	25	25	25	26	24	25	36	40	43	42	42	13	11	13
Cr	66	63	80	66	80	130	108	114	53	83	136	108	32	41	50	49
Ni	15	26	44	31	18	32	44	40	26	39	57	47	13	16	29	22
Co	7,3	10,5	7,6	9,4	9	10	8	9	13	19	27	22	8	19	9	13
V	53	70	66	63	55	70	68	68	71	97	141	117	61	68	68	67
K/Rb	184	166	184	176	236	262	220	241	232	212	230	216	244	218	240	217
Mg/Li	155	576	1333	1070	389	1237	1775	1350	168	673	1506	1084	180	729	1633	1070
Na/Li	483	555	1167	837	1148	1339	1535	1380	585	671	1295	981	595	725	1401	1070
Rb/Li	3,8	3,6	3,5	3,6	6,7	4,9	4,1	4,7	3,2	3,3	3,5	3,4	3,1	3,4	3,6	3,5
F/Li	11,3	14,4	18,4	17,4	27,6	30,5	30,6	30,5	18,6	20,6	23	19,6	14,7	16,9	25	23,4
Ba/Sr	1,3	1,8	1,5	1,6	0,8	0,7	1,1	1,1	1,05	2,3	2,6	2,2	0,96	0,41	1,7	1,04
K/Ba	92,3	31,9	17,7	27,1	37,6	20,4	7,7	13,7	42,2	13,6	9,5	13,9	43,4	33,1	23,3	30,0
Ba/Rb	1,9	5,2	11,2	6,5	6,3	12,8	22,0	16,1	5,5	15,6	23,5	15,0	5,6	6,5	10,3	9,0
Rb/Sr	0,7	0,34	0,14	0,25	0,13	0,05	0,05	0,05	0,19	0,14	0,09	0,15	0,17	0,07	0,16	0,11
F 1000 · Cr + Ni	0,19	0,083	0,03	0,058	0,047	0,022	0,07	0,016	0,096	0,034	0,018	0,029	0,068	0,031	0,035	0,038

W/Mo	2,5	1,1	1,4	1,2	1,0	1,5	1,2	1,0	1,2	1,5	1,1	1,0	1,1	1,0	1,1	1,1
Sn/W	1,8	2,4	1,9	0,9	1,9	2,7	2,8	2,5	2,7	1,0	1,1	1,8	1,1	1,0	1,1	1,1
Sn/Mo	4,5	2,3	2,8	1,1	0,6	4,0	3,5	2,5	3,4	1,5	1,1	1,9	1,1	1,9	1,5	1,5
Zn/Pb	2,1	1,8	2,0	2,0	1,9	2,0	3,8	3,4	3,0	2,7	1,8	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2
Zn/Cu	1,8	1,3	1,1	1,7	1,8	1,3	1,4	1,5	1,4	4,3	2,3	3,0	2,3	3,0	2,9	2,9
Ni/Co	2,1	2,5	6,2	2,0	3,2	2,0	2,0	2,1	2,1	1,6	0,8	3,2	0,8	3,2	1,9	1,9
Cr/Co	8,8	5,9	10,6	8,8	13,2	4,0	4,3	5,0	4,9	4,0	2,1	5,5	2,1	5,5	3,7	3,7
Cr/Ni	3,6	2,1	1,8	4,4	4,0	2,0	2,1	2,4	2,3	2,4	2,5	1,6	2,5	1,6	2,9	2,9
Cr+Ni	1,1	1,1	1,6	1,5	2,0	0,9	1,05	1,3	1,1	0,6	0,6	1,2	0,6	1,2	0,9	0,9
V+Co																
K Ba + Sr																
1000 Cr + Ni	263	258	157	662	259	283	446	527	275	180	352	1108	1030	210	528	528

фрамовые, редкоземельно-железорудные и другие формации (табл. 1, 2) не только «гибридные», но и гетерогенные по природе. Такие геохимические провинции, металлогенические зоны и рудные формации образуются в результате многоэтапной осадочной, метаморфической, метасоматической и магматической дифференциации вещества, обуславливающей радиальное распределение химических элементов в земной коре. При этом гетерогенные структурно-формационные зоны в каледонидах и герцинидах, заложенные на докембрийском фундаменте, наследуют и усиливают геохимическую специализацию докембрийских геохимических провинций, с которыми связаны соответствующие рудоносные гранитоидные и рудные пояса и структурно-металлогенические зоны (рис. 3, 4; см. рис. 2).

Выделенные первичные литофильные силикатические геохимические провинции докембрийского фундамента представляют собой геохимически специализированные субстраты, вовлекаемые в многоэтапные процессы фанерозойского геосинклинального, орогенного и тектоно-магматического преобразования, в результате чего формируются вторичные (наложенные) геохимические провинции, рудные пояса, металлогенические зоны, рудные районы и поля (см. табл. 2). Ведущее значение геохимически специализированных потенциально рудоносных субстратов (геохимических ресурсов) в рудообразовании и формировании рудно-геохимической зональности гидротермально-метасоматических пород Казахстана отмечалось В. Е. Плющевым и В. В. Шатовым [17].

В итоге палеозоиды Казахстана сформировались на петрохимически неоднородном основании. Докембрийский фундамент в ячеях палеотектоно-сферы «каркасного» типа Центрально-казахстанской активной континентальной окраины имеет широкое распространение. В составе фундамента проявлены ГКК и зеленокаменные пояса, оказавшие большое влияние на последующее развитие геологических структур. Последние формировались в деструктивный (венд—кембрий, ордовик) и последующие этапы по нескольким типовым схемам.

1. Структурно-вещественная и петро-геохимическая неоднородность конти-

2. Редкометалльные рудные и гранитоидные формации, металлогенические провинции Казахстана

Металлогенический профиль зон	Рудная формация	Гранитоидная формация, комплекс	Геохимическая провинция, структурно- формационная зона	Металлогенические зоны
<i>Докембрийские структурно-металлогенические зоны</i>				
Молибден- (олово)-воль- фрамовый	Молибден-олово-вольфрамовая скарновидная	Гнейсогранодиорит- гнейсогранитная (PR)	Литофильно-сиалическая (Mo, W, Sn) докембрийская	Имантау-Баянская, Ка- ракамус-Кызыл-Эспин- ская
Ниобий-тантал-воль- фрам-оловянный	Ниобий-тантал-оловорудная пегматоид- ная метаморфогенная	Гнейсогранитная (PR-R)	Литофильно-сиалическая (W, Sn, Nb, Ta, Zr) докембрийская	Узунжал-Жамантасская, Северо-Алатауская, Ата- су-Моитинская, Кокче- тавский массив
<i>Протоактивизационные зоны</i>				
Редкоземельно-цирконий- тантало-ниобиевый	Редкоземельно-цирконий-тантал-ниобие- вая гранитная и фенитовая	Субщелочная граносие- нит-алекситовая (акта- ский, R)	Литофильно (Be, TR, Y, W, Ta, Nb, Sn)- мафически-сиалическая докембрийская	Майтубинская, Южный Улугтау
Редкоземельно-цирконий- полиметаллический	Редкоземельно-цирконий-полиметалли- ческая	То же (?)	То же	Кургасын, Саукталя- ская, Северный Улугтау
<i>Орогенные зоны</i>				
Молибден-вольфрамовый	Молибден-вольфрамовая скарновая, грейзено-жильная, штокерковая	Дациит-риолитовая, гра- нит-лейкогранитная (каибский, желтауский, D ₂)	Литофильно (Mo, Bi, W)-мафически-сиа- лическая, вторично-геосинклиальная каледонская на мафически-сиалическом докембрийском фундаменте	Баянаульская, Жельта- уская, Шалгия-Кара- обинская, Тастауская, Коктасская, Зайлинская
Вольфрам-оловянный	Вольфрам-оловянная скарновая, грейзе- но-жильная; касситерит-силкатно-суль- фидная	Диорит-гранодиорит- гранитная (теректин- ский, кылчинский, D ₁₋₂)	Литофильно (W, Bi, Sn)-мафически-сиа- лическая, терригенно-вулканогенно-вто- рично-геосинклиальная каледонская на мафически-сиалическом докембрийском фундаменте	Карамендинская, Сона- линская, Сарысу-Тенгиз- ская
Редкометалльно-редкозе- мельно-цирконий-ниоби- евый	Редкоземельно-цирконий-ниобиевая ще- лочногогранитная, альбититовая, фенито- вая	Щелочная сиенит-гра- нитная и трахириолито- вая вулканогенно-плутоничес- кая (глеумбетский, бор- суксайский, D-C)	Литофильно (TR, Zr, Be, Sn, Y, Ta, Nb)- мафически-сиалическая, терригенно-вул- каногенная вторично-геосинклиальная на мафически-сиалическом докембрий- ском фундаменте	Глеумбетская, Западно- Чингизская, Борсуксай- ская (соленосные Верх- немугоджарской и Ир- гизской зон)

Позднеоросенные активизационные зоны

Молибден-вольфрамовый	Молибден-вольфрамовая грейзено-жильная, штокервовая	Субщелочная аляски-лейкогранитная (акча-тауский, куинский, кызылсайский, P ₁)	Литофильно (Be, Mo, W, Bi, F)-мафически-сиалическая, терригенная вторично-теосинклиальная герцинская на мафически-сиалическом гранитоидном докембрийском фундаменте	Жаман-Сарыуская
Вольфрам-олово-танталовый	Вольфрам-олово-танталовая пегматитовая, литий-фтористая гранитная, онгонитовая; бериллий-вольфрам-оловянная грейзено-жильная, штокервовая	Плюмазитовая гранит-лейкогранит-аляски-тая (кабинский, карасуйский P ₁)	Литофильно (Be, Li, Rb, Cs, W, Sn, Ta, F)-сиалическая, терригенная многоосинклиальная герцинская на сиалическом гранитоидном докембрийском фундаменте	Калба-Нарымская, Восточно-Мугоджарская, Макбельская, Зайлийская (Иссыккульская)
Вольфрам-оловянный	Вольфрам-оловянная грейзено-жильная, штокервовая	Гранит-лейкогранитная (монастырский, дельбетейский, P ₂)	То же	Калба-Нарымская, Дельбетейская
Редкометалльно-вольфрам-олово-ниобиево-танталовый	Редкометалльно-вольфрам-ниобиево-танталовая, литий-фтористо-гранитная, онгонитовая, альбитовая; редкометалльно-вольфрам-оловянная грейзено-жильная, штокервовая	Гранит-лейкогранит-аляски-тая (майкуль-ский, хоргосский, D ₂)	Литофильно (Be, Li, Pb, W, Mo, Ta, Nb, F)-сиалическая, каледонская терригенная многоосинклиальная на сиалическом гранитоидном докембрийском фундаменте	Чуйская глыба, Куу-Караобинская, Майкуль-ская, Саркандская, Хоргосская
Редкометалльно-редкоземельно-цирконий-тантал-ниобиевый	Редкоземельно-цирконий-тантал-ниобиевая щелочногранитная, онгонитовая, фенитовая; альбититовая; редкоземельно-бериллиевая альбититовая, скарново-грейзеновая	Щелочногранит-аляски-тая (керогетас-эсинский, талгарский, P)	Литофильно (TR, Be, Li, Rb, Zr, Y, Ta, Nb)-мафически-сиалическая, терригенно-вулканогенная, вторично-теосинклиальная каледонская на мафически-сиалическом гранитоидном докембрийском фундаменте	Жарма-Саурская, Западнотарбагатайская, Зайлийская
Редкометалльно-вольфрам-олово-цирконий-вольфрам-олово-тантал-ниобиевый	Цирконий-вольфрам-олово-тантал-ниобиевая литий-фтористо-гранитная, онгонитовая; альбититовая; бериллий-вольфрам-оловянная грейзено-жильная, штокервовая, скарново-грейзеновая	Зоны ТМА докембрийских выступов Гранит-лейкогранит-аляски-тая (ординогорский, майкуль-ский, D ₂)	Литофильно (Be, Li, Rb, W, Sn, Zr, TR, Ta, Nb, F)-сиалическая гранитоидно-сиалическая докембрийская	Сергеевская, Володарская, Дальненская, Обуховская в Кокчетавском массиве, Чуйская глыба
Молибден- (олово)-вольфрамовый	Вольфрамовая пропилитовая скарноидная	То же	То же	Имангау-Баянская, Каракармыс-Кызыл-Эсинская
Цирконий-тантал-ниобиевый	Цирконий-тантал-ниобиевая гранитная, фенитовая, альбититовая	Субщелочная снит-лейкогранитная (еленовский, шокарагайский, D ₃)	—	Еленовская, Шокарагай-Володарская

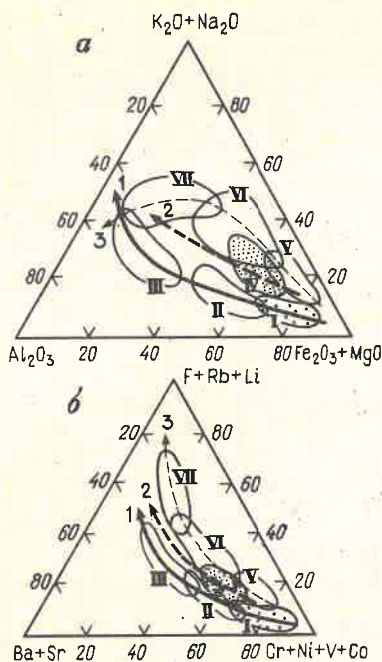


Рис. 3. Петрохимическая (а) и геохимическая (б) эволюция докембрийского фундамента и гранитоидного магматизма зон фанерозойской тектоно-магматической активизации:

поля оболочек земной коры: I — оболочка Б (базальтовый слой); II — оболочка ДМ (диорит-метаморфический слой); III — оболочка ГО (гранит-осадочный слой); IV—VII — гранодиорит-гранитная группа орогенного и посторогенного этапов (V, VI — вулканоплутонические формации, V — базитовая и щелочно-базитовая группа формаций, VI — субщелочная, щелочная, плюмазитовая и монзонитоидная — группы); тренды: 1 — эволюция литосферы докембрийского фундамента, каледонид и герцинид, 2 — эволюция орогенного гранитоидного магматизма, 3 — эволюция гранитоидного магматизма зон тектоно-магматической активизации

нентальной литосферы Казахстана проявилась уже в раннем докембрии в связи с формированием пространственно разобщенных, но структурно сопряженных мафических зеленокаменных сланцево-троговых, мафически-сиалических и сиалических гранитогнейсовых (купольных) комплексов.

2. Вдоль каркаса наиболее крупных глубинных разломов в раме подвижного пояса тектоносферы формировались линейные вулканические прогибы, офиолитовые пояса, молассовые прогибы, раннеорогенный гранитоидный магматизм относительно ранней консолидации.

3. В ордовике в центральных частях Тенгиз-Кокчетавского, Улутауского и других срединных массивов в результате их рассредоточенной бази-

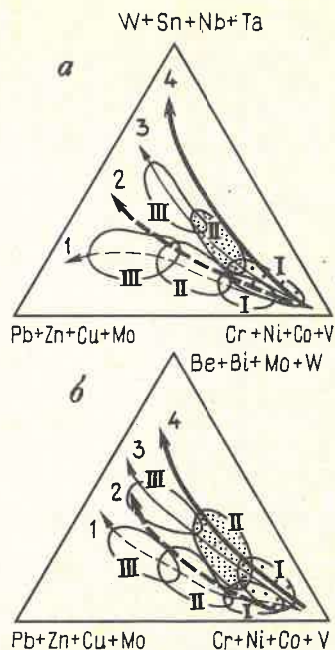


Рис. 4. Геохимическая эволюция оболочек литосферы и гранитоидного магматизма вольфрам-олово-танталовых и халькофильных (а), редкометалльно-молибден-вольфрамовых и халькофильных (б) геохимических и рудных провинций:

поля оболочек: I — оболочка Б, II — оболочка ДМ; III — оболочка ГО; тренды: 1 — халькофильной специализации оболочек литосферы, 2 — халькофильной специализации гранитоидных формаций, 3 — литофильной специализации оболочек литосферы, 4 — литофильной специализации гранитоидных формаций

фикации, частичного или полного разрушения возникли устойчивые терригенные прогибы, поздние остаточные молассовые прогибы, перерождающиеся в наложенные впадины платформенных этапов. В центре зон рассредоточенной базификации и регенерации ГГК гранитоидный магматизм очагово-купольных структур отличается обычно низкой редкометалльной рудоносностью.

4. В центральных и периферийных частях срединных массивов (Кокчетавского, Чуйского и др.) и антиклинорий (Атасу-Моинтинского, Макбельского, Восточно-Мугоджарского, Заилийского, Жаман-Сарысуевского и др.) начиная с ордовика (в девоне и карбоне) под воздействием внутриконтинентального рифтогенеза формировались вулканоплутонические формации и оруденение халькофильного профиля, происходила частичная деструкция мафически-сиалического и мафического ос-

нования. Сопряженное с этими процессами плутоническое гранитообразование в зонах глубинных разломов корового заложения и регенерации ГГК сопровождалось редкометалльно-вольфрам-олово-танталовым или редкометалльно-молибден-вольфрамовым оруденением под воздействием рифтогенных флюидно-магматических систем на более высоких структурных этажах.

5. В краевых частях срединных массивов (по периферии областей рассредоточенной базификации) в среднем палеозое формировались рифтогенные зоны отраженной тектоно-магматической активизации. Характерно проявление многоэтапного монцитонитовидного гранитоидного магматизма с халькофильным профилем оруденения как в пределах вулканических поясов, так и за их пределами. Позднепалеозойский плутонический щелочногранитный магматизм, сопряженный с рифтогенным, сопровождался редкоземельно-цирконий-тантал-ниобиевым оруденением в пределах редкоземельно-тантал-ниобиево-мафически-сиалических геохимических провинций развития скрытых гранитогнейсовых куполов докембрийского фундамента Чингиз-Тарбагатайской и Жарма-Саурской зон.

6. В пределах палеотектоносферы «стволового» типа Алтайской активной континентальной окраины ГГК гранитизированное сиалическое основание отмечается в Калба-Нарымской зоне. В среднем палеозое здесь формировался глубоководный прогиб, в конце среднего палеозоя произошли инверсия, становление рифтогенных вулкан-плутонических формаций с регенерацией гранитогнейсовых куполов, завершилось формирование палингенных гранитных формаций, наследующих редкометалльно-вольфрам-олово-танталовую рудоносность метапелитового гнейсового и гранитогнейсового докембрийского субстрата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов К. А. Гранитоидные формации Казахстана и типы фанерозойского гранитообразования. — Алма-Ата: Наука, 1987.
2. Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1983.
3. Абдулин А. А., Шлыгин А. Е., Жуков П. К. Важнейшие черты геологии и металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса. — Алма-Ата: Наука, 1987.
4. Архангельская В. В. Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. — М.: Недра, 1980.
5. Витте Л. В. Проблемы эволюции земной коры. — Новосибирск: Наука, 1983.
6. Геологические формации и металлогения Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы/Под ред. Н. П. Михайлова. — Л.: Недра, 1978.
7. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений/Под ред. А. А. Смыслова. — М.: Наука, 1983.
8. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980.
9. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах/Под ред. К. О. Кратца и А. К. Запольского. — Л.: Наука, 1982.
10. Ермолов П. В., Владимиров А. Г., Тихомирова Н. И. Петрология пересыщенных кремнеземом агапатовых щелочных пород. — Новосибирск: Наука, 1988.
11. Косалс Я. А., Пушко Е. П., Степаненко Н. И. Гнейсогранитные купола и редкометалльное оруденение в палеозоидах как показатель наличия сиалического докембрийского фундамента//Металлогеническое значение вулканотектонических структур. Ч. 3. — Хабаровск, 1988. С. 94—96.
12. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Гранито-гнейсовые купола//Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. — Алма-Ата, 1988. С. 58—74.
13. Любецкий В. Н. Гранито-гнейсовые купола в основании фанерозойских структур Казахстана//Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1989. № 7. С. 28—36.
14. Любецкий В. Н. Структуры основания и локализация оруденения Калбы по геофизическим данным//Геолого-генетические модели рудных полей как основа локального прогноза скрытого оруденения. — Алма-Ата, 1989. С. 15—25.
15. Металлогеническая карта Казахстанской складчатой области. Объяснительная записка/А. А. Беляев, М. В. Иняхин, Н. П. Михайлов и др. — Л.: Недра, 1981.
16. Металлогенические провинции пояса Казахстана/Г. Н. Шерба, Н. П. Сенчило, В. В. Степанов и др. — Алма-Ата: Наука, 1983.
17. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1985.
18. Шерба Г. Н. Геотектоника и металлогения Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1988.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

О надвиговом строении фундамента Предкавказья в северном обрамлении Минераловодского выступа

А. К. ОБЫСКАЛОВ, А. Н. МАРКОВ, О. В. ГРАБКИН (ИГиРГИ), Н. А. ПЕРЕВЕРЗЕВА (ПО «Кавказтрансгаз»), Л. Г. БЕЛОКОПЫТОВА (СевКавНИИгаз)

Для оценки потенциальных ресурсов и подсчета запасов нефти и газа в Северо-Кавказском регионе необходимо опережающее развитие региональных геолого-геофизических и научно-исследовательских работ с вовлечением в сферу разведки новых объектов. Один из них — комплекс палеозойских и допалеозойских пород Предкавказья. Его слабая изученность обусловлена как значительными глубинами залегания, так и традиционно сложившимися представлениями о принадлежности допермских образований к фундаменту платформы и бесперспективности последнего на нефть и газ в связи с интенсивной дислоцированностью и метаморфизмом. Такая теоретическая позиция определила соответствующий практический подход: бурение поисковых и разведочных скважин, вскрывших допермские отложения, как правило, останавливалось, а вскрытые на незначительную глубину разрезы геофизическими методами детально не изучались и не испытывались.

В последние годы в ряде работ высказаны мнения о неправомерности отнесения к фундаменту Скифской плиты осадочных среднепалеозойских отложений, залегающих в сравнительно спокойных условиях и осложненных по данным сейсморазведки крупными пологими складками. Имеющиеся данные о содержании органического вещества в отложениях, степени его преобразований, наличии битумоидов и прямых признаков нефтегазоносности в разрезе говорят о возможной перспективности этого комплекса на нефть и газ (А. С. Перехода, С. И. Близниченко, Л. И. Суконный, 1978). Для оценки перспектив палеозойских и допалеозойских отложений в настоящее время проводится бурение глубоких параметрических скважин. Так, Достлукской скважиной, пробуренной в Прикумском районе на границе с Дагестаном, в интервале 4314—4542 м среди палеозойских сланцев вскрыт мощный пласт известняка, а в призабойной части (4900—6000 м) — кварциты и метаморфи-

ческие сланцы предположительно допалеозойского возраста. В Южном Предкавказье в пределах Северо-Нагутско-Веселовской антиклинальной зоны объединением «Кавказтрансгаз» пробурена параметрическая скважина Кунаковская-1, прошедшая по допермским породам (3632—5000 м).

При интерпретации материалов о внутренней тектонике допермского комплекса нами учтены многочисленные новые фактические данные по смежным районам и современные представления зарубежных геологов о тектонике и нефтегазоносности фундаментов платформ. Главное достижение тектонических исследований в Кавказском и Южно-Предкавказском регионах — установление складчато-покровного строения Большого Кавказа. Важное значение имеет также открытие крупных надвигов в структуре кряжа Карпинского (северный склон). Для доюрского основания Большого Кавказа наличие покровов или покровных систем доказано в зонах Главного и Передового хребтов. Концепция герцинских надвигов подкреплена геологическими факторами, приведенными в работах Г. И. Баранова, С. М. Кропачева, И. И. Грекова, А. В. Нетребы [1, 2]. По данным С. И. Дотдугева, обобщившего новые материалы, Большой Кавказ следует рассматривать как альпийское покровное сооружение, с широким распространением тектонических покровов как кристаллического основания, так и осадочного чехла [3]. Геофизическое обоснование покровно-надвиговой модели строения северного склона Большого Кавказа и фундамента Скифской плиты Предкавказья дано А. Г. Шемпелевым [10], выделившим и доказавшим, в частности, крупный Предкавказский глубинный надвиг, по которому основание Южно-Ставропольского вала смещено на юг.

Новые геологические и сейсмические (МОГТ) материалы получены для северного борта кряжа Карпинского (Калмыцко-Астраханский участок в зоне сочленения кряжа с Восточно-

Европейской платформой). Здесь, согласно В. П. Климашину и др. [5], платформенные девонские, нижне- и среднекаменноугольные отложения прослеживаются к югу под нагромождением шарьяжей (под дислоцированными верхнекаменноугольными породами) до широты г. Элиста. Особенно четко надвиги подтверждены глубоким бурением и геофизическими данными на Краснохудукской площади в пределах Каракульско-Смушковой зоны дислокаций.

Важная роль структур, связанных с субгоризонтальными перемещениями масс, в формировании ловушек для углеводородов установлена для Крыма (Ю. В. Казанцев, 1979), Предуральского краевого прогиба [4], Западной Ферганы [6]. В США, Китае, на Кубе и в ряде других стран открыты месторождения нефти и газа под надвинутыми пластинами фундамента [6], что обусловило появление нового направления поисково-разведочных работ.

На восточной периклинали Северо-Нагутско-Веселовской антиклинальной зоны пробурена одна из самых информативных для палеозойского комплекса скв. Кунаковская-1. Научную ценность представляет прежде всего разрез, вскрытый скважиной. Керн, отобранный в интервале 3471—5000 м, был подвергнут петрографическому изучению в лаборатории Предкавказского отдела ИГиРГИ. На основании полученных данных нами построен разрез скважины (рис. 1). До глубины 3632 м вскрывается платформенный чехол, подошва которого сложена аркозовыми песчаниками, песчанистыми доломитами и конгломератами пермо-триасового возраста. Ниже залегают метаморфические породы фундамента, среди которых можно выделить следующие петрографические разновидности: тектонические брекчии, кварциты, сланцы, филлониты, милониты.

Тектонические брекчии на 95—98 % состоят из обломков кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых, гранат-кварц-серицитовых сланцев, кварц-хлорит-серицитовых филлонитов, кварцитов. Обломки, чаще всего удлиненной, остроугольной формы, вдавлены друг в друга так, что цемент почти не наблюдается, хотя в некоторых случаях роль цементирующей массы (2—3 %) выполняют перетертый милонитизированный кварц и графит (?). Структура

пород разнотекстурная, размеры обломков от 0,4 до 70 мм. Текстура беспорядочная. Кварциты включают кварц 60—90 %, хлорит 0—10 %, серицит 5—20 %, биотит 0—15 %. Кварц представлен мелкими изометрическими зернами размером 0,08—0,5 мм. Чешуйки хлорита, серицита или биотита размером 0,03—0,1 мм расположены параллельно и равномерно распределены в объеме породы. Структура лепидогранобластовая, текстура однородная. Акцессорные минералы — турмалин, рудный. Иногда в кварцитах присутствует (до 25—30 %) вторичный кальцит.

Сланцы сложены кварцем 25—30 %, хлоритом 0—20 %, серицитом 50—60 %, биотитом 0—60 %; в гранатосодержащих разностях встречается гранат до 15 %. Кварцевые зерна размером 0,05—0,15 мм равномерно распределены в объеме породы, а иногда концентрируются в мономинеральные полосовидные скопления. Чешуйки хлорита, серицита или биотита имеют удлинение вдоль сланцеватости породы и образуют полосчатую текстуру, количественно преобладая над кварцем в одних полосах и разубоживаясь в других. Структура пород лепидогранобластовая, в гранатосодержащих разностях — лепидопорфирогранобластовая. Акцессорные минералы — турмалин и рудный. Иногда в сланцах отмечаются интенсивные процессы окварцевания и карбонатизации.

Филлонит (интервал 3988—3992 м) сложен серицитом 75—80 %, хлоритом около 5 % и кварцем 15—20 %. Серицит и хлорит представлены чешуйками размером 0,02—0,1 мм, кварц образует очки в виде эллипса размером 0,15—0,3 мм. От сланцев филлонит отличается наличием двух систем сланцеватости. Первая более ранняя система — параллельно расположенные чешуйки серицита и хлорита и вытянутые вдоль сланцеватости эллипсообразные очки кварца. Вторая более поздняя — S-образное изгибание чешуек серицита и кварцевых очков, сечет первую под углом 40—45°. Вероятно, с формированием второй системы сланцеватости связан процесс серицитизации кварцевых очков. Структура породы лепидогранобластовая, текстура очковая. Акцессорные минералы — турмалин и рудный.

Милониты содержат серицит и биотит 50—60 %, кварц 30—40 %, рудное ве-

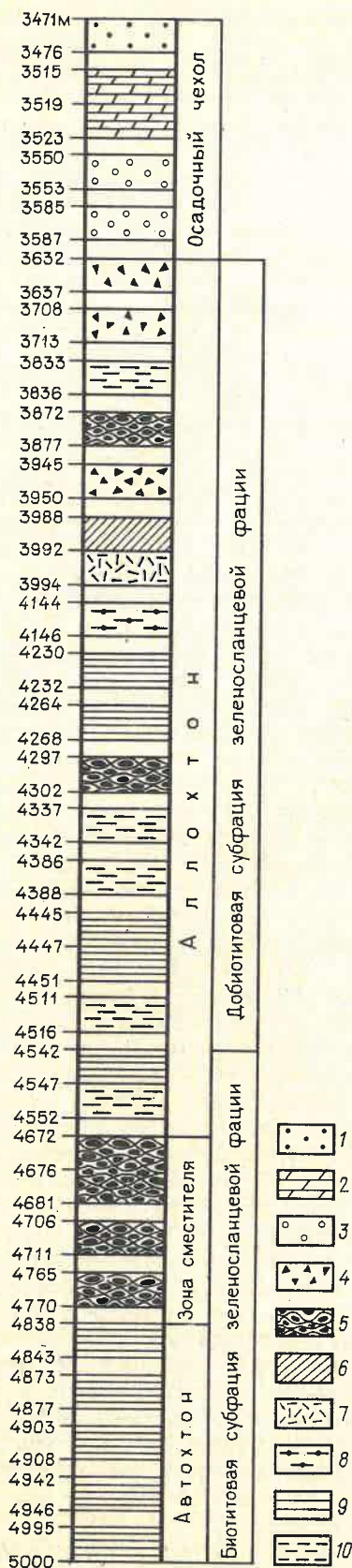


Рис. 1. Разрез скв. Кунаковская-1:

1 — аркозовые песчаники; 2 — песчаные доломиты; 3 — конгломераты; 4 — тектонические брекчии; 5 — милониты; 6 — филлониты; 7 — андезиты; 8 — гранат-кварц-серицитовые сланцы; 9 — хлорит-серицитовые, серицитовые, биотитовые сланцы; 10 — серицитовые, хлорит-серицитовые, биотит-серицитовые кварциты

шество 0—10 %. Основная мелкозернистая масса представлена чешуйками серицита и биотита, кварцем и распыленным рудным веществом. На ее фоне наблюдаются сравнительно крупные порфироокласты кварца и редко плагиоклаза размером 0,1—1 мм. Порфироокласты имеют вытянутую, развальцованную, эллипсообразную форму, ориентированы вдоль милонитовой сланцеватости. Основная мелкозернистая масса обтекает порфироокласты, и составляющие ее чешуйки серицита и биотита также расположены вдоль милонитовой сланцеватости. Процесс окварцевания в милонитах развит до такой степени, что иногда в обширном поле развития вновь образованного кварца наблюдаются лишь небольшие реликты кварц-биотит-серицитового субстрата. Кроме того, милониты часто разбиты многочисленными трещинами, заполненными кварцем, кальцитом и рудным веществом. Структура лепидопорфирогранобластовая, текстура очковая. Акцессорные минералы — турмалин и рудный.

Метаморфические породы фундамента в разрезе скв. Кунаковская-1 по степени метаморфизма подразделены на две субфации. До глубины 4542 м в породах присутствуют хлорит и серицит, характерные для добититовой субфации зеленосланцевой фации. Железомagneзиальные гранаты в условиях этой субфации не образуются, однако в породах с повышенным содержанием марганца появляются гранаты, на 85—90 % состоящие из спессартина (С. П. Кориковский, 1979). По-видимому, именно такая порода с повышенным содержанием марганца, характеризующаяся устойчивым гранат-серицит-кварцевым парагенезисом, наблюдается в интервале 4144—4146 м. Ниже 4542 м в сланцах, кварцитах, милонитах появляется биотит, что свидетельствует о переходе к биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

В верхней части фундамента залегает мощная (около 350 м) толща тектонических брекчий, к подошве которой

приурочено внедрение андезитов. Далее до глубины 4672 м наблюдается в основном переслаивание нетектонизированных сланцев и кварцитов. В интервале 4672—4838 м распространены милониты, а ниже до забоя — нетектонизированные биотитовые сланцы. В керне с глубины 4706—4711 м четко видна милонитовая сланцеватость, выраженная в линзообразных обособлениях кварца, вытянутых в цепочки кристаллах пирита и ориентированная под углом 30° к горизонту. Эти факты указывают на то, что скв. Кунаковская-1 вскрывает надвиг со следующими структурными элементами: аллохтон (3632—4672 м), зона сместителя (4672—4838 м), ниже — автохтон.

Северное обрамление Минераловодского выступа имеет сложное разломно-блоковое строение (рис. 2). Ранее здесь были выделены два скрытых под чехлом взбросо-надвига субширотного простирания — Черкесский и Нагутский [8]. Севернее Нагутского взбросо-надвига в результате геологической съемки и сейсморазведки установлены два, вероятно, более молодых вертикальных разлома, которые прослеживаются в осадочном чехле и обрамляют с юга и севера Нагутскую синклиналь [7]. С востока Минераловодский выступ ограничен перекрытой чехлом Кабардинской системой сдвиговых нарушений северо-западного простирания. Полученные нами данные по скв. Кунаковская-1 позволяют говорить о существовании еще одного надвига субширотного простирания — Северо-Нагутского, который до сих пор не выделялся. Такая довольно частая сетка разломов разбивает фундамент рассматриваемого района на блоки, которые вследствие дифференцированных тектонических движений находятся на разных гипсометрических уровнях.

Механизм формирования надвигов можно представить следующим образом. Фундамент Скифской плиты, надвигаясь на складчатое сооружение Большого Кавказа, испытывает изгиб, причем в верхней части фундамента возникают условия сжатия, в нижней — растяжения. При сжатии происходит отслаивание пластин и надвигание их по пологим плоскостям субширотного простирания одна на другую с юга на север, что обуславливает надвигово-чешуйчатое строение фундамента Предкавказья.

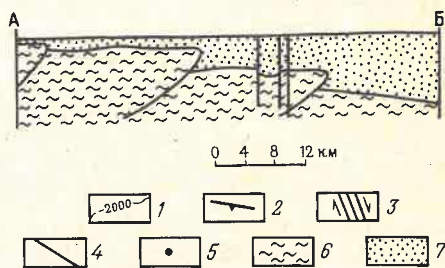
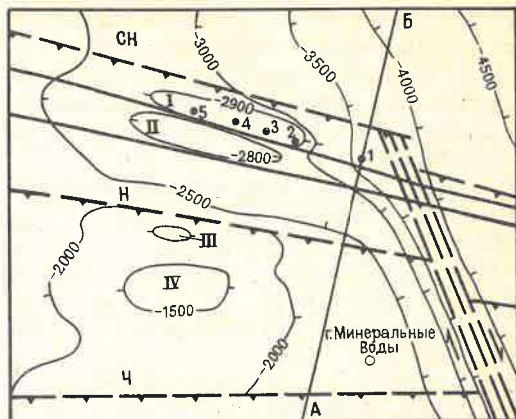


Рис. 2. Схема строения северного обрамления Минераловодского выступа:

1 — изогипсы кровли фундамента, м (I — Северо-Нагутско-Веселовская антиклиналь, II — Нагутская синклиналь, III — Сургульско-Кумская антиклиналь, IV — Ленгорская антиклиналь); 2 — скрытые под осадочным чехлом надвиги (Ч — Черкесский, Н — Нагутский, СН — Северо-Нагутский); 3 — скрытая под осадочным чехлом Кабардинская зона сдвиговых нарушений; 4 — разломы, прослеживающиеся в осадочном чехле; 5 — скважины (1 — Кунаковская-1; 2 — Веселовская-1, 3—5 — Северо-Нагутские-7, 9, 5); 6 — метаморфические породы фундамента; 7 — осадочные породы платформенного чехла

С учетом этих геодинамических представлений можно по-иному интерпретировать перспективы нефтегазоносности северного обрамления Минераловодского выступа. Наряду с новой литолого-стратиграфической информацией, получены новые данные о нефтегазоносности. Так, скв. Кунаковская-1 в интервале 4754—4759 м вскрыт источник интенсивного нефтепроявления, который не случайно приурочен к зоне дробления и милонитизации метаморфических пород вдоль сместителя мощностью около 200 м. Нефть, отобранная в желобной системе и проанализированная в лаборатории института СевКавНИИгаз, имеет плотность 0,8782 г/см³, вязкость более 50 мПа·с, температуру начала кипения 338 °С; выход фракций — 52 %, остаток —

46 %. Нефть дегазирована и окислена, что объясняется невысокими герметическими свойствами покрышек — метаморфических пород, а также заложением скважины на периферии залежи.

Перспективы нефтегазоносности доюрской толщи Северо-Нагутско-Веселовской антиклинали и смежных районов северного обрамления Минераловодского выступа А. Н. Марковым и В. С. Косаревым [7] оцениваются положительно. Спорадические притоки газа и газоконденсата в скважинах из различных мезокайнозойских горизонтов ими рассматривались как следствие вертикальной миграции углеводородов из «материнских» залежей. В связи с отсутствием в мезокайнозойском разрезе пластов-коллекторов углеводороды накапливались только в зонах дробления, приуроченных к разрывным нарушениям. Как показывает комплексный геолого-геофизический анализ, основные залежи могут находиться в пермотриасовых терригенно-карбонатных отложениях, перекрывающих более древние палеозойские и протерозойские комплексы, в коре выветривания гранитов, развитых в данном районе, а также в зонах тектонической дробленности метаморфических пород и осадочных толщах автохтона.

Структура осадочного чехла изучаемой территории определяется строением Северо-Нагутско-Веселовской субширотной антиклинали, осложненной несколькими куполами. Общие размеры поднятия 30×5 км, амплитуда по палеогеновым отложениям 200 м. На рубеже палеозоя и мезозоя здесь произошли крупные тектонические подвижки, обусловившие сложное чешуйчатонадвиговое строение домезозойского тектонического этажа. Амплитуда поднятия по поверхности доюрских образований более 500 м. Находясь в южной, смежной с Большим Кавказом, части Скифской плиты, район испытал сильные тектонические напряжения, обусловившие интенсивные и сложные дислокации. Такие геодинамические зоны наиболее благоприятны для концентрации углеводородов [9].

Поскольку сейсморазведкой и бурением изучены только верхние мезозойские горизонты, рекомендуется сейсморазведкой МОГТ и высокоточной гра-

виметрией исследовать более глубокие горизонты этого района. По большой оси антиклинали следует заложить параметрическую скважину глубиной до 5 км к западу от скв. Кунаковская-1 и одну скважину к северу от нее в целях изучения автохтона на участке с наиболее полным стратиграфическим разрезом.

Итак, в связи с возможностью скопления углеводородов в тектонически раздробленных зонах домезозойского фундамента и перекрытых им автохтонных осадочных комплексах необходимо исследовать глубоким бурением и геофизическими методами метаморфические породы фундамента южных районов Скифской плиты, особенно в тектонически напряженных зонах краевых массивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. — М.: Наука, 1980. С. 162—171.
2. Геология Большого Кавказа / Под ред. Г. Д. Аджирея. — М.: Недра, 1976.
3. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.
4. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Предуральский краевой прогиб и оценка его нефтегазоносности // Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. — М.: Наука, 1980. С. 103—109.
5. Климашин В. П., Бембеев В. А., Скроцкий С. С. Перспективы нефтегазоносности Каракульско-Смушковской зоны дислокаций в свете новейших данных бурения и сейсморазведки // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. — Элиста, 1985. Вып. 7. С. 38—45.
6. Кучерук Е. В. Поиски залежей нефти и газа под надвинутыми пластинами фундамента — нетрадиционное перспективное направление // Геология нефти и газа. 1989. № 8. С. 58—59.
7. Марков А. Н., Косарев В. С. Перспективы нефтегазоносности северного обрамления Минераловодского выступа // Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа. — Грозный, 1984. С. 85—91 (Тр. СевКавНИПИ-нефть. Вып. 41).
8. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа / Е. Е. Милановский, Л. М. Расцветаев, С. У. Кухмазов и др. // Геодинамика Кавказа. — М.: Наука, 1989. С. 99—105.
9. Соколов Б. А., Хаин В. Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений // Сов. геология. 1982. № 12. С. 53—58.
10. Шемпелев А. Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геофизический журнал. 1982. Т. 42. № 4. С. 97—108.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.837

© А. Н. Боголюбов, В. И. Башилов, Т. В. Забровская, 1992

Использование электроразведки ВЭЗ (ДЭЗ) МДС при космоструктурном картировании нефтегазоносных территорий

А. Н. БОГОЛЮБОВ (ПНИИС), В. И. БАШИЛОВ,
Т. В. ЗАБРОВСКАЯ (ПГО «Аэрогеология»)

Низкие цены на нефть и газ на мировом рынке, сокращение бюджета на поисково-разведочные работы и их экологические последствия диктуют необходимость создания новых прогрессивных технологий нефтегазовых работ, соответствующих этим условиям. Такая технология, названная космоструктурным картированием (КСК), разработана в объединении «Аэрогеология» совместно с ВНИГНИ на основе опыта эффективных региональных космоаэрогеологических исследований нефтегазоносных бассейнов как в нашей стране, так и за рубежом [5, 6].

Целью КСК является уточнение тектонического строения зон нефтегазоаккумуляции и выделение в их пределах узколокальных перспективных объектов для постановки детальной сейсморазведки и поисково-разведочного бурения, что позволяет резко сократить объемы этих дорогих и экологически вредных видов работ. КСК основывается на структурно-тектоническом анализе территории как главном факторе, контролирующем процессы накопления нефти и газа. Структурное и структурно-геоморфологическое дешифрирование материалов аэрокосмических съемок (МАКС) включает оптико-электронные и автоматизированные преобразования аэрокосмоснимков, количественный анализ топокарт, обобщение и направленную интерпретацию геолого-геофизических материалов. Результаты работ заверяются полевыми маршрутными геологическими и геофизическими исследованиями, геохимическим опробованием, а при густой сети дорог и структурно-картировочным бурением в ограниченном объеме. КСК успешно проведено и проводится в различных нефтегазоносных бассейнах страны — в Восточной и Западной Сибири, Прикаспии,

на северо-востоке европейской части страны [5, 6, 7].

Полевые работы — неперемнная часть технологии КСК, поскольку имеющиеся геолого-геофизические материалы обычно не обеспечивают необходимую полноту и достоверность интерпретации результатов дешифрирования, не позволяют расшифровать геологический и прежде всего структурно-тектонический смысл отдешифрированных объектов, установить геоиндикационные свойства выделяемых элементов ландшафта.

Основными среди полевых работ являются геофизические исследования, особенно в закрытых регионах, где развит мощный чехол рыхлых отложений, а именно в подобных регионах расположены крупнейшие нефтегазоносные провинции страны. Геофизические методы должны выбираться соответственно экономической целесообразности их применения, оперативности получения результатов, организационной простоте проведения полевых работ, экологическим требованиям и эффективности решения задач. Последние включают расшифровку тектонической структуры верхней части осадочного чехла до глубин расположения горизонтов, по структуре которых можно судить о строении его более глубоких горизонтов; выявление локальных структурных осложнений чехла и, главное, разломов и зон повышенной трещиноватости. С этими разломами и зонами, которые обычно развиты в осадочном чехле над глубинными разломами фундамента, связано подавляющее большинство месторождений нефти и газа [1, 5, 6]. Наиболее четко они выделяются при дешифрировании МАКС преимущественно в виде линеаментов. Однако вопросы происхождения последних, глубины их проникновения, строения и принад-

лежности к собственно разломам со значительным смещением слоев по ним или к зонам повышенной трещиноватости далеко не всегда решаются однозначно.

Полевые геофизические исследования достаточно провести на эталонных участках, с тем чтобы проверить типичные линейменты и выявить дешифровочные признаки локальных структур, а затем распространить результаты на всю площадь работ КСК, привлекая для интерпретации дешифрирования геолого-геофизические материалы. В качестве таких полевых геофизических исследований, рассчитанных на изучение сложно построенных геологических сред, можно рекомендовать электроразведку методом двух составляющих (МДС), разработанным А. Н. Боголюбовым в модификации электропрофилирования ЭП МДС [3], вертикального электрического зондирования двухсторонними трехэлектродными ВЭЗ МДС [2] и дипольными экваториальными ДЭЗ МДС установками. Метод ВЭЗ (ДЭЗ) МДС с успехом апробирован при проведении КСК в южной части Тимано-Печорской провинции.

Метод позволяет решать следующие основные задачи: расчленение геологического разреза на основные литологические и гидрогеологические комплексы; выявление и картирование локальных антиклинальных структур, разломов и зон повышенной трещиноватости.

Новизна метода заключается в возможности построения объемных моделей структуры среды в каждом пункте наблюдений, а также определения простирания и угла падения пологонаклонных и крутопадающих геоэлектрических границ.

Одна из главных причин отказа от метода ВЭЗ при исследовании нефтегазоносных районов — невозможность получения достоверных результатов с помощью традиционных способов интерпретации, которые не учитывают искажений кривых кажущегося сопротивления ρ_k , возникающих при изучении сложнопостроенных сред. Указанного недостатка лишена методика интерпретации кривых ВЭЗ и ВЭЗ МДС, разработанная А. Н. Боголюбовым [2]. Она включает три этапа.

Первый этап предусматривает формальную количественную интерпрета-

цию каждой кривой ЭП МДС или ВЭЗ МДС с помощью специальных номограмм, описывающих аналитические и эмпирические зависимости параметров аномалий, выявляемых при интерпретации кривых, от электрических свойств и структурных параметров среды. На втором этапе строятся и анализируются обобщенные геоэлектрические разрезы, составленные по данным формальной количественной интерпретации кривых ЭП МДС и ВЭЗ МДС, в результате чего выявляются и учитываются случайные и систематические ошибки формальной интерпретации, отсеиваются эквивалентные решения, не удовлетворяющие структурным параметрам среды. Такая операция позволяет повысить точность определения глубин залегания поверхности опорных геоэлектрических горизонтов до 5—10 %, а элементов залегания крутопадающих границ до 5—10°. Третий этап интерпретации предусматривает взаимную увязку отдельных геоэлектрических разрезов и составление карт глубин залегания поверхностей опорных геоэлектрических горизонтов, а также изменения их мощностей и состава. Эти разрезы и карты являются конечным продуктом интерпретации.

Применение электроразведки ВЭЗ (ДЭЗ) МДС при космоструктурном картировании в Тимано-Печорской провинции позволило получить следующие результаты.

На геоэлектрических разрезах устойчиво прослеживаются различные литолого-стратиграфические комплексы (рис. 1). Выдержанное залегание геоэлектрических границ осложнено сериями смещений. Геоэлектрические границы в целом хорошо совпадают с геологическими, что подтверждается данными сейсморазведки и опорного бурения. Отмечающиеся местами расхождения указанных границ обусловлены присутствием в разрезе трещиноватых зон, которые подтверждаются материалами гравиетрии.

По результатам маршрутных исследований методом ВЭЗ (ДЭЗ) МДС построена карта глубин залегания высокоомного опорного геоэлектрического горизонта (см. рис. 1,а), связанного с карбонатно-глинистыми и карбонатными отложениями нижней перми. Изогипсы, проведенные с учетом элементов залегания пологонаклонных

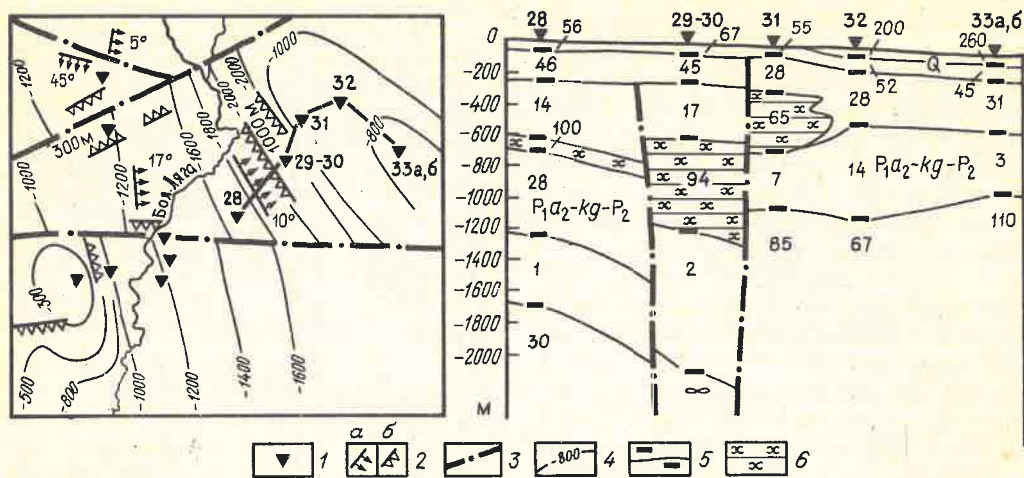


Рис. 1. Пример результатов интерпретации кривых ВЭЗ (ДЭЗ) МДС:

a — структурно-тектоническая схема, *b* — геoeлектрический разрез; 1 — точки ВЭЗ (ДЭЗ) МДС; 2 — разломы, выделенные по результатам количественной интерпретации единичных точек (*a* — пологопадающие и угол их падения, *b* —

крутопадающие и амплитуда смещения); 3 — разломы, выделенные по результатам качественной интерпретации ВЭЗ (ДЭЗ) МДС; 4 — изогипсы поверхности геoeлектрического горизонта, приуроченного к кровле карбонатных отложений, м; 5 — геoeлектрические границы (цифры — значения УЭС пород); 6 — песчаники

границ, достаточно корректно отражают основные черты геологического строения и хорошо согласуются с данными сейсморазведки.

Большинство ослабленных зон и разрывных нарушений коррелируются с выделенными при дешифрировании космо- и аэрофотоснимков линейными элементами. Характерные признаки обнаружения и картирования ослабленных (проницаемых) зон и разрывных нарушений можно подразделить на четыре группы.

Первую составляют значительные уменьшения мощности (в 1,5—2 раза) и значений удельного электрического сопротивления (УЭС) опорных горизонтов, отмечаемые в отдельных пунктах наблюдений (рис. 2, ВЭЗ 238, 208). Из опыта работ в других районах известно, что такое явление связано с преобладающим развитием субвертикальной трещиноватости в осадочных породах. Теоретически это объясняется возрастанием глубины проникновения электрического поля за счет поворота эллипса анизотропии из горизонтального положения в слоистой среде в вертикальное в зоне субвертикальной трещиноватости. Применение в таких случаях интерпретационных зависимостей, рассчитанных для горизонтально-слоистых сред, неизбежно должно приводить к сокращению в λ раз мощностей горизонтально залегающих

слоев и уменьшению значений их УЭС (λ — коэффициент электрической анизотропии) [4]. По этим признакам нами были выявлены и картированы зоны с вертикальной анизотропией.

Вторую группу локальных геoeлектрических неоднородностей составляют ограниченные по простиранию углубления в поверхности карбонатных толщ (см. рис. 2, ВЭЗ 209/213), которые, судя по значениям УЭС, заполнены песчано-глинистыми отложениями (30—60 Ом·м) или сложены сильно трещиноватыми известняками (160—690 Ом·м на фоне 2500—11 000 Ом·м). Поперечные размеры углублений соизмеримы с их глубиной, поэтому они выделяются на кривых ВЭЗ (ДЭЗ) МДС аномалиями, характерными для карстовых воронок. Нередко отмечается их связь с локальными геoeлектрическими неоднородностями первой группы.

В третью группу локальных геoeлектрических неоднородностей включены ступенеобразные смещения опорных геoeлектрических горизонтов (см. рис. 1, б), которые фиксируются на кривых ВЭЗ и ВЭЗ (ДЭЗ) МДС аномалиями, свойственными наклонным контактам и ступеням в непроницаемых опорных горизонтах. На сейсмических разрезах им соответствуют перегибы отражающих границ. Пользуясь специальными номограм-

мами, можно определить по параметрам аномалий на кривых ВЭЗ (ДЭЗ) МДС простирание и угол падения сместителя или амплитуду смещения. Такая информация облегчает разделение и трассирование в плане однотипных нарушений.

Четвертую группу геоэлектрических неоднородностей представляют линейные и площадные зоны повышенной пористости (проницаемости) в верхней части разреза карбонатной толщи. Критерием для их выделения служат большие расхождения в оценках глубины залегания известняков по данным ВЭЗ (ДЭЗ) МДС, сейсморазведки и бурения (рис. 3). Расхождения между геоэлектрическими и геосейсмическими границами носят систематический характер и значительно превышают возможные ошибки количественной формальной интерпретации кривых ВЭЗ (ДЭЗ) МДС. Очень низкие значения УЭС (1,4—6,8 Ом·м) в пределах слоя, ограниченного сейсмической границей сверху и геоэлектрической — снизу, свидетельствуют о высокой пористости известняков и повышенной минерализации (более 100 г/л) насыщающих их подземных вод.

Разрывные нарушения и ослабленные зоны на структурных геоэлектрических картах коррелировались от профиля к профилю с учетом их элементов залегания.

Совместный анализ космоаэрогеологической и геофизической информации позволил оценить роль разрывной и трещинной тектоники в геологическом строении территории и формировании залежей УВ.

Можно говорить о перспективности использования геоэлектрической информации в комплексе с данными других геофизических методов и космоструктурным картированием для повышения достоверности и точности локального прогноза месторождений нефти и газа. Основывается это на возможности выделять методом ВЭЗ (ДЭЗ) МДС локальные изменения структуры и геоэлектрических параметров опорных горизонтов, которые в ряде случаев пространственно связаны с известными залежами нефти и газа (см. рис. 2). Геоэлектрические признаки, характеризующие такие локальные изменения, различны и зависят от геологического строения тер-

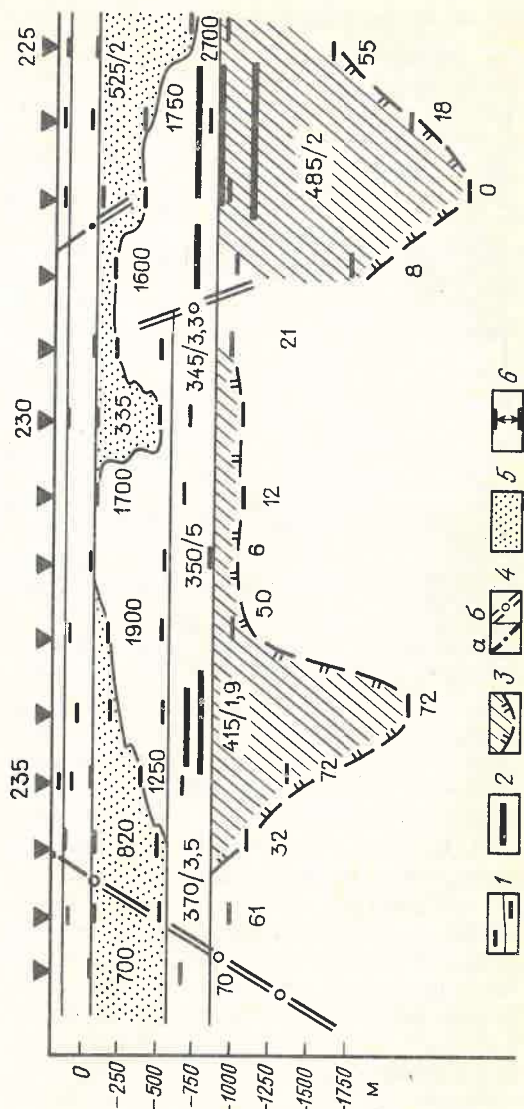
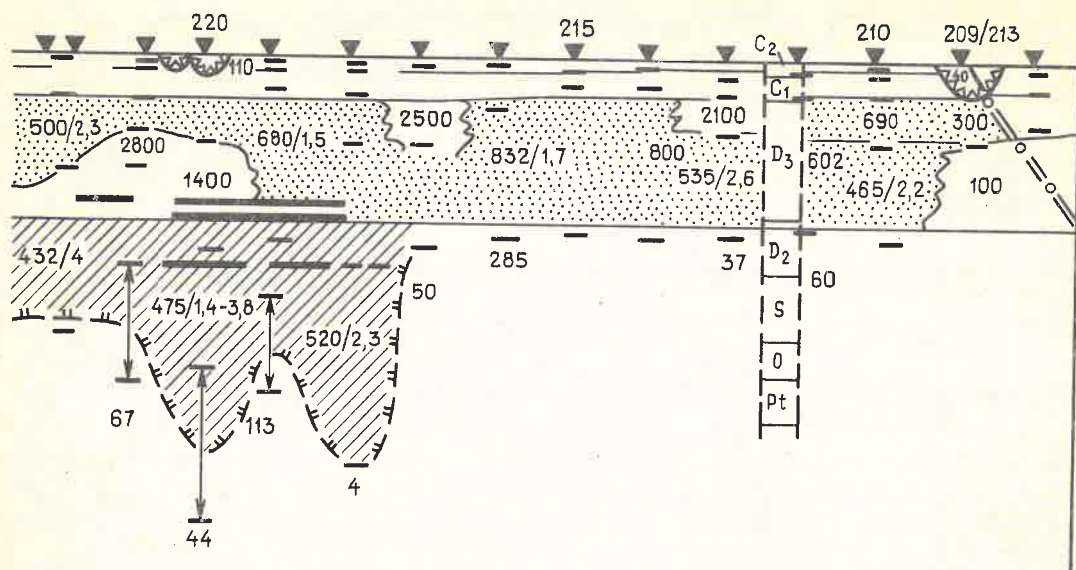


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по данным количественной интерпретации ВЭЗ, уч. Покчинский:

1 — геоэлектрические границы (цифры: в числителе — значения УЭС, в знаменателе λ пород); 2 — нефтегазоносные пласты (по данным отработок на 1971 г.); 3 — области распространения сильноанизотропных терригенных пород девона; 4 — ослабленные зоны: а — в верхней части разреза (CC_1-C_2), б — в нижней (D_3+D_2); 5 — область распространения карбонатных пород верхнего девона с пониженными значениями УЭС; 6 — предел действия принципа эквивалентности



ритории и положения залежи УВ в толще пород.

Первая совокупность геоэлектрических признаков характерна для месторождений нефти и газа Омро-Сойвинского поднятия. Здесь карбонатные породы залегают под сравнительно маломощным чехлом четвертичных отложений. В проводящей карбонатно-глинистой верхнедевонской толще (6—120 Ом·м) присутствуют ограниченные сбоку и снизу геоэлектрические образования с повышенными значениями УЭС (390—520 Ом·м) и коэффициента анизотропии (2—4). Такого рода локальные объекты возникают, если в проводящей толще формируются маломощные слои с очень высоким УЭС, в качестве которых могут выступать нефтегазоносные горизонты. Возможность этого подтверждается данными промыслового бурения, согласно которым фланги известных залежей УВ (см. рис. 2) хорошо совпадают с боковыми границами локальных высокоомных образований с горизонтальной анизотропией. Важно отметить, что последние в подавляющем большинстве случаев перекрыты известняками с очень большими значениями УЭС (более 1000 Ом·м), что свидетельствует об их слабой проницаемости и способности играть роль экрана, ограничивающего сверху пути миграции УВ.

Геоэлектрические признаки залежей УВ в девонской толще меняются, если в верхней части геологического разреза присутствуют проводящие (2—15 Ом·м) глинистые отложения ниж-

него триаса, верхней и нижней перми. В этих условиях отложения нижнего карбона и верхнего девона выделяются на кривых ВЭЗ и ВЭЗ (ДЭЗ) МДС как единый анизотропный геоэлектрический горизонт, что служит причиной снижения разрешающей способности этих методов при выделении локальных непроводящих анизотропных образований. Область распространения последних выделяется на геоэлектрических разрезах как зона с пониженными значениями среднего квадратического сопротивления и систематически завышенной мощностью анизотропного слоя.

В плане локальные геоэлектрические образования с горизонтальной анизотропией имеют изометричную или вытянутую форму и, как правило, ограничены линейными зонами с повышенной вертикальной трещиноватостью пород. Внешне они производят впечатление неструктурных залежей. Важно отметить, что электроразведка на постоянном токе не пропустила ни одного известного в пределах Нижнеомринского поднятия месторождения нефти и газа.

Приведенные материалы о локальном прогнозе нефтяных и газовых месторождений по данным электроразведки на постоянном токе следует рассматривать как обнадеживающие, но недостаточные для уверенных утверждений. Сомнения рождает большое количество выявленных локальных анизотропных объектов, которые могут быть обусловлены в таких случаях как залежами УВ, так и другими, нами не

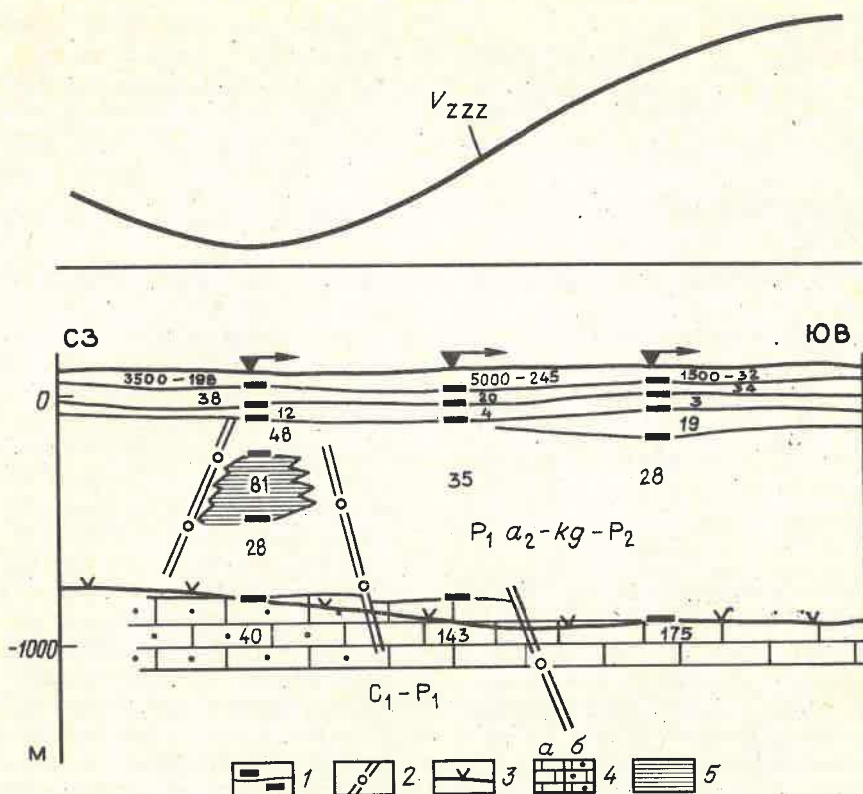


Рис. 3. Пример результатов интерпретации кривых ВЭЗ (ДЭЗ) МДС и гравиразведки

1 — геоэлектрические границы (цифры — значения УЭС); 2 — линии смещения геоэлектрических горизонтов, 3 — границы, выделенные по

данным сейсморазведки; 4 — известняки (а) и трещиноватые известняки (б); 5 — области изменения геоэлектрических показателей, характерные для скопления УВ; V_{zzz} — кривая третьей производной поля Δg

выясненными причинами. Вместе с тем, очевидно, что уже на данном этапе можно говорить о перспективности использования геоэлектрической информации в комплексе с данными других геофизических методов для повышения достоверности и точности локального прогноза месторождений нефти и газа.

Таким образом, проведенные электро-разведочные работы позволили не только решить поставленные перед ними структурные задачи, но и получить дополнительные материалы, которые можно использовать для определения продуктивности выделенных тектонических элементов. Это, несомненно, повышает значение подобных исследований для нефтегазопромышленных целей.

Применение метода ВЭЗ (ДЭЗ) МДС целесообразно в комплексе с аэрокосмогеологическими исследованиями ввиду сравнительной простоты их организации. На территории Тимано-Печорской провинции в условиях значи-

тельной залесенности и заболоченности эти работы выполнены в виде маршрутов по рекам на плотках и проходимым в летнее время лесовозным дорогам и просекам на автомашинах или гусеничных вездеходах. Точки зондирования располагались через 2—5 км, что позволяло получить сплошной геоэлектрический разрез. Крестовые ВЭЗ (ДЭЗ) МДС ставились на пересечениях дорог и просек. Схема расстановки питающих и приемных электродов комбинированной установки ВЭЗ (ДЭЗ) МДС приведена на рис. 4.

Полученные результаты применения ВЭЗ (ДЭЗ) МДС позволяют говорить о том, что этот метод в ряде случаев, особенно при наличии качественной сети опорных сейсмических профилей и опорного бурения, может заменить традиционную нефтегазопромысловую сейсморазведку. Метод подкупает надежностью результатов, простотой организации полевых работ, экологической чистотой и возможностью не-

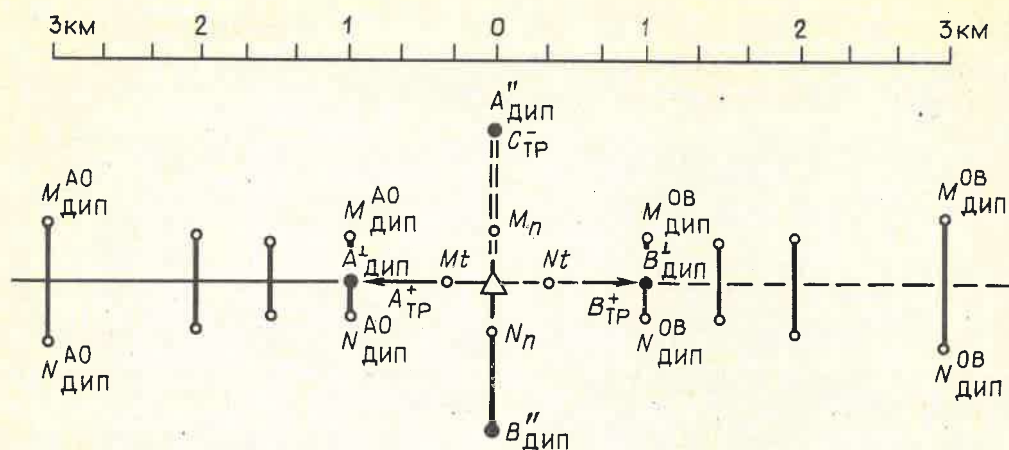


Рис. 4. Схема расстановки питающих и приемных электродов при работе методом ВЭЗ (ДЭЗ) МДС

посредственно в полевых условиях получить результаты интерпретации зондирования без применения сложной вычислительной техники и специального оборудования. Оперативное получение результатов позволяет непосредственно в поле разрезать точки на неперспективных участках и сосредоточивать на наиболее перспективных. Совершенствование технической базы открывает возможность для значительного увеличения глубины зондирования. В настоящем виде метод особенно результативен в комплексе с аэрокосмогеологическими исследованиями, при которых полученные от его применения результаты на одном типичном эталонном участке можно распространить на значительную площадь.

В процессе проведения электроразведки методом ВЭЗ (ДЭЗ) МДС накапливается информация о природной среде, учет которой необходим при промышленном освоении территории и эксплуатации новых месторождений. Это главным образом сведения о распространении карстовых форм, в т. ч. и погребенных, минерализованных вод, зон повышенной трещиноватости и проницаемости пород. Кроме того, материалы дешифрирования МАКС позволяют расшифровать современную геодинамическую обстановку региона, состояние его ландшафтов, выявить участки наиболее интенсивного проявления современных экзоген-

ных процессов и т. д. В комплексе все эти данные создают основу для картирования наиболее пораженных в экологическом отношении компонентов природной среды и организации правильного землепользования в период эксплуатации залежей УВ и ликвидации ее последствий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. Н. Боголюбов. Переинтерпретация кривых ВЭЗ с целью уточнения мерзлотно-геологических условий на перспективных на нефть площадях Европейского Севера. — М.: Деп. в ВИНТИ. 1987.
2. Боголюбов А. Н., Боголюбова Н. П., Мозганова Е. Я. Руководство по интерпретации кривых ВЭЗ МДС. — М.: Стройиздат, 1984.
3. Боголюбов А. Н. Электропрофилирование на постоянном токе по методу двух составляющих // Методика геофизических исследований при инженерно-геологических изысканиях. М., 1972. С. 3—55.
4. Боголюбов А. Н. Поле точечного источника электрического тока в сетчато-слоистых средах // Инженерно-сейсмологическое исследование при инженерных изысканиях для строительства. М., 1987. С. 56—65.
5. Дистанционные исследования при нефтегазопроисловых работах / А. А. Аксенов, В. Г. Можаяева, В. Т. Воробьев и др. — М.: Наука, 1988.
6. Использование материалов космических съемок при изучении нефтегазоносных территорий (методические рекомендации) / В. И. Башилов, Н. И. Белозерова, С. М. Богородский и др. — М.: Аэрогеология, 1989.
7. Космогеология СССР / Н. С. Афанасьев, В. И. Башилов, В. Н. Брюханов и др. — М.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 25 ноября 1991 г.

Изучение строения доюрского фундамента Западной Сибири с помощью трехмерной сейсморазведки МПВ

В. С. ДРУЖИНИН, А. Б. КАРМАНОВ (Институт геофизики УрО АН России)
С. В. АВТОНЕЕВ, Л. В. ТУРЫГИН (ПГО «Уралгеология»).

Изучение объемного распределения упругих параметров в целях геокартирования, выделения трехмерных геологических объектов — одна из важнейших задач развития метода преломленных волн. Накоплен определенный опыт проведения площадных сейсмических исследований для этих целей [3, 6], разработан способ решения обратной кинематической задачи по данным площадных наземных экспериментов [5]. В настоящей работе рассмотрены методика и результаты подобных исследований на Ереминской площади, расположенной в пределах восточного склона Северного Урала в междуречье Тавды и Пелыма, на границе Свердловской и Тюменской областей, где в начале 60-х годов установлены нефтепроявления. Площадь пересекает геотраверс «Гранит», соединяющий на этом участке Уренгойскую СГ-5 и Уральскую СГ-4. Полевые работы выполнены в 1988 г. Баженовской геофизической экспедицией ПГО «Уралгеология» с использованием аппаратуры «Тайга-2». Полученные материалы обработаны в экспедиции и лаборатории сейсмометрии Института геофизики Уральского отделения Академии наук. Основными геологическими задачами являлись изучение рельефа, внутреннего строения, вещественного состава и тектоники доюрских комплексов, выяснение перспектив нефтегазоносности района.

С учетом опыта работ по трехмерной сейсморазведке в районе Уренгойской СГ-5 [6] разработана система наблюдений, состоящая из серии площадных годографов, в которых источники располагались равномерно по площади в узлах регулярной сетки. Элементом ее являлся равносторонний треугольник. Приемники в каждом площадном годографе также размещались равномерно по площади в узлах треугольной сетки. Такую систему наблюдений можно назвать равноугольной, т. к. три ее главных направления стоят друг от друга на 60° . К преимущ-

ествам системы относятся равномерная плотность изучения среды, возможность определения азимутальной изменчивости скоростных параметров, технологичность.

Расстояние между источниками системы 12 км, между приемниками — 6—12 км (сгущение шага осуществлялось вблизи источников для более достоверного прослеживания поверхности доюрских комплексов K_0). Исследуемая площадь (около 6 тыс. км²) представляет собой шестиугольник со стороной 48 км, на которой получено более двух тысяч физических наблюдений (52 площадных годографа) на удалении 3—80 км от источника.

В связи со значительным объемом исходной информации особое внимание уделялось машинным способам интерпретации. В частности, предложен и реализован способ расчета параметров (глубины и граничной скорости) преломляющей поверхности K_0 . Алгоритм основан на аппроксимации зондирований в окрестностях расчетной точки прямой линией и интерпретации полученного осредненного годографа. Опробован также один из способов учета влияния кривизны преломляющей поверхности на результаты определения граничной скорости.

Информация о скоростях в доюрских комплексах получена в результате интерпретации зондирований способом линеаризации, разработанным в ИГиГ Сибирским отделением Академии наук [5]. Процесс определения объемной скоростной модели в основном аналогичен выполненным ранее исследованиям на Уренгойской площади [6]: получены значения скоростей в узлах трехмерной прямоугольной сетки, каждое из которых характеризует некоторую область пространства в форме прямоугольного параллелепипеда.

Полученные в последние годы результаты профильных и площадных наблюдений указывают на наличие в ряде случаев существенной азимутальной изменчивости (анизотропии) скоростей

[3, 7]. В то же время одним из допущений, принятых при реализации площадного варианта алгоритма решения обратной кинематической задачи [5], являлось предположение об изотропном строении изучаемой среды. Для оценки правомочности допущения и эффекта азимутальной изменчивости скоростных параметров выполнено следующее.

Принималось, как и при реализации площадного варианта алгоритма, что среда локально однородна и траектория каждого сейсмического луча принадлежит вертикальной плоскости, проходящей через источник и приемник. Вектор скорости, определяемый по каждому лучу, также целиком принадлежит указанной плоскости. Поскольку скорость вычисляется на субгоризонтальном участке сейсмического луча, вектор скорости считается горизонтальным. Таким образом, направление вектора скорости однозначно определяется направлением источник — приемник. Выбрав из совокупности всех зондирований наблюдения с одинаковыми или близкими направлениями (азимутами направлений) источник — приемник, можно найти объемное распределение скоростей, все векторы которых будут ориентированы в одном выбранном направлении. Получив ряд скоростных моделей с разной ориентацией вектора скорости, можно оценить различие длины векторов в зависимости от их направления. Однако при этом не учитывается возможный эффект вертикальной изменчивости скорости.

Индикатрисса скорости в первом приближении аппроксимировалась эллипсом. Для однозначного определения параметров эллипса и его ориентировки необходимо не менее трех наблюдений, ориентированных в разных направлениях (при наличии большего количества наблюдений задачу можно решить методом наименьших квадратов). Соотношение длины большой и малой осей эллипса по аналогии со случаем анизотропной слоистой среды можно назвать коэффициентом анизотропии.

Предварительное опробование алгоритма выполнено на Уренгойской площади в районе СГ-5. Описываемые исследования проводились с учетом имеющегося опыта: как уже отмечалось, особенностью равноугольной системы наблюдений являлись три главных направления, отстоящие друг от друга

на 60° , что существенно упростило создание алгоритма и программы.

Для реализации предложенного способа вся совокупность зондирований разбивалась на три области по азимутам направления источник—приемник. По каждой выделенной совокупности решалась обратная трехмерная кинематическая задача. В результате для ряда узловых точек трехмерного пространства получены три горизонтальных вектора скорости под углом $\pi/3$ друг к другу. Далее зависимость скорости от азимута направления источник—приемник аппроксимировалась эллипсом, и на выходе соответствующей программы для каждой точки прямоугольной трехмерной сетки получены характеристики изменчивости скорости: максимальная скорость, коэффициент «анизотропии», азимут направления максимальной скорости. Дополнительным параметром являлась минимальная скорость.

На рис. 1 приведены два обобщенных годографа преломленных волн в первых вступлениях: наблюдаемый и приведенный к поверхности доюрского фундамента. Они разделяются на пять интервалов (I—V), которым в обобщенном разрезе соответствуют отдельные скоростные комплексы. Интерпретация заключалась в определении поверхности доюрского фундамента в пределах площади исследований, приведении наблюдаемых времен к этой поверхности и решению обратной трехмерной кинематической задачи [5]. Полученная в результате интерпретации объемная скоростная модель представлена (рис. 2) в виде скоростных срезов на определенных глубинах под поверхностью доюрских образований, соответствующих скоростным комплексам. Верхний комплекс (интервал 0—1,4 км) характеризуется скоростью 5,5—6 км/с и слоистой мозаичной картиной распределения скоростей. На втором и третьем скоростных срезах, объединенных в один комплекс, явно преобладают субмеридиональные простирания, типичные для уральских структур. При переходе к третьему и четвертому комплексам на глубине 3,6—4,9 км прослеживается четкое увеличение скоростей в среднем до 6,25—6,5 км/с, появляются северо-восточные направления. Особенностью четвертого комплекса является наличие четкого волновода северо-восточного простирания

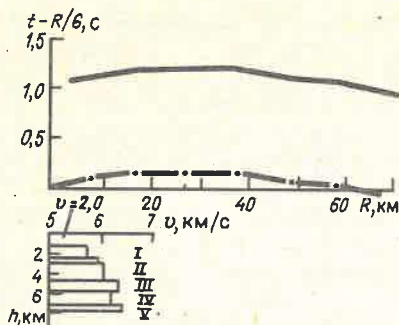
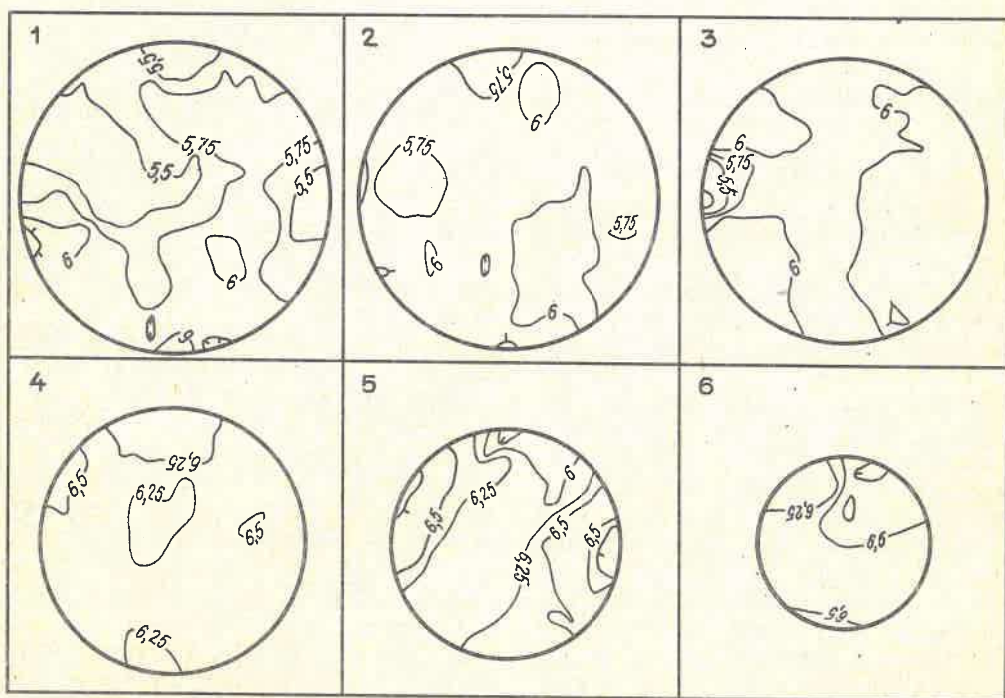


Рис. 1. Обобщенные редуцированные годографы и разрез на Ереминской площади:

$v_{\text{ред}} = 6$ км/с; R — расстояние, км; t — наблюдаемое время

Рис. 2. Объемная скоростная модель на Ереминской площади:

1—6 — скоростные срезы



шириной 20—30 км при уменьшении скоростей на 0,5 км/с. На глубине 6,2—6,8 км скорости вновь возрастают в среднем до 6,4—6,5 км/с.

Результаты расчетов азимутальной изменчивости скорости приведены на рис. 3. Изолиниями показаны изменения коэффициента анизотропии $v_{\text{max}}/v_{\text{min}}$, векторами — максимальная скорость и ее направление. Длина вектора соответствует (v_{max} 2,5 км/с) в масштабе 1 км/с — 3 мм. Установлено следующее. В большей части объемной модели коэффициент анизотропии меньше 10 %, т. е. среду, на наш взгляд, в целом можно считать изотропной с отдельными анизотропными включениями (до 20 %). Значения v_{max} и v_{min} во многих случаях выдержаны по площади в отличие от осредненных по всем направлениям значений, о чем можно судить по выдержанности длин векторов v_{max} и их

соотношению с коэффициентом анизотропии. Это свидетельствует о том, что изменения средней скорости могут быть вызваны не изменением вещественного состава, а изменением физического состояния пород, обуславливающим эффект анизотропии (например, трещиноватость).

Волновод на глубине 4,9—6,2 км фиксируется только по значениям v_{min} , v_{max} на этих глубинах практически не уменьшается, что проявляется в выдержанности v_{max} и увеличений коэффициента анизотропии. Следовательно, волновод в осредненных значениях скоростей может быть вызван эффектом анизотропии и проявляется только в северо-западном направлении наблюдений.

Преимущества трехмерной сейсмометрии для изучения скоростной модели и, в частности параметров анизотропии, становятся очевидными при анализе

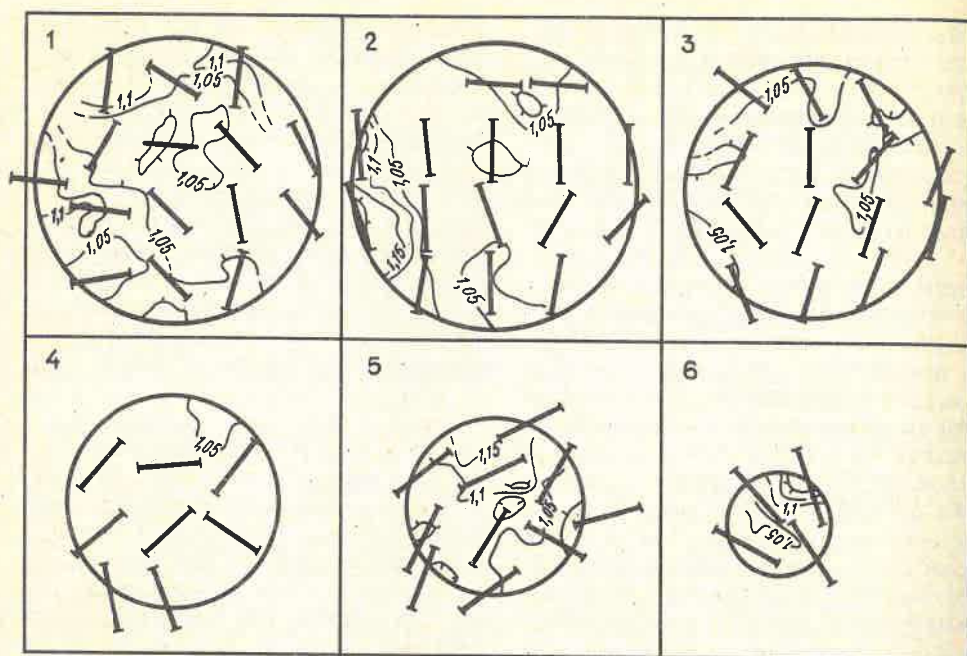


Рис. 3. Результаты расчетов азимутальной изменчивости скорости на Ереминской площади

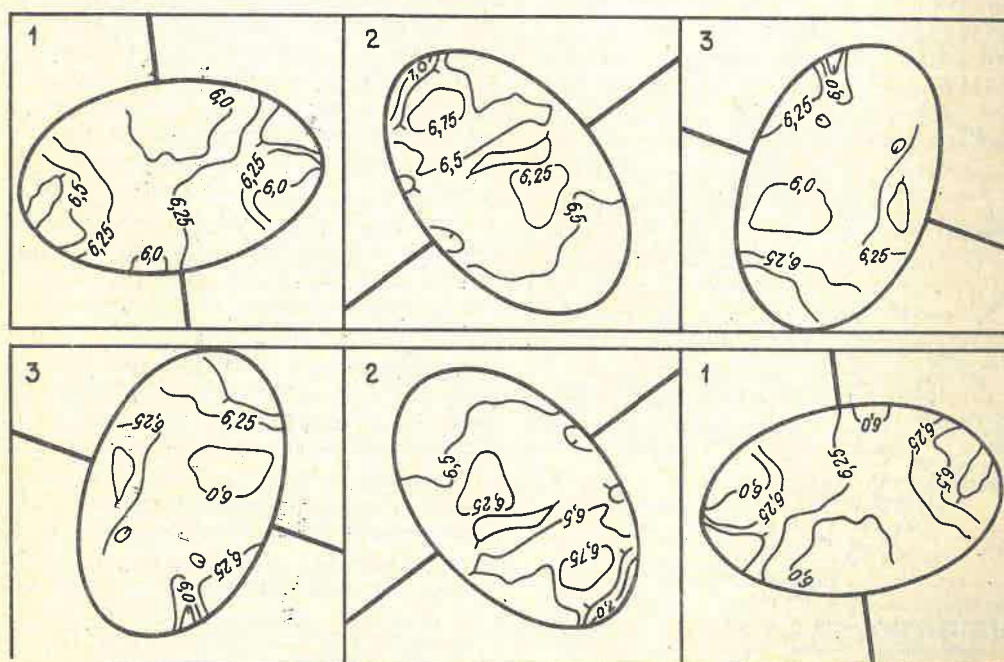


Рис. 4. Варианты скоростных срезов четвертого комплекса при различном направлении источник — приемник

скоростной информации, полученной при различном направлении источник — приемник. На рис. 4 приведены три варианта скоростного среза четвертого комплекса, на каждом из которых направление наблюдения показано сплошной линией вне контура изученной пло-

щади. В целом варианты модели существенно различаются как по значению скорости, так и по характеру ее распределения. Это говорит о том, что профильных наблюдений для изучения скоростных параметров часто бывает недостаточно, особенно при наличии

анизотропии. При этом получают искаженные результаты о скоростях и расположении объектов. Скоростные аномалии, находящиеся вне профиля, могут попасть на скоростные разрезы. Кроме того, существует опасность пропуска таких важных объектов, как волноводы, при профильных наблюдениях.

На рис. 5 приведена структурная карта по преломляющей поверхности K_0 с граничной скоростью 5—6 км/с. Точность построения поверхности до 50—100 м. При сравнении с глубинами залегания доюрских комплексов, определенными по данным бурения, сейсмическая поверхность находится в основном на 100—350 м глубже и в то же время достаточно хорошо согласуется с рельефом подошвы мезозойских отложений, установленным по IV региональному профилю ОГТ, и структурно-тектонической схемой осадочного чехла, составленной в ЗапСибНИИГНИ в

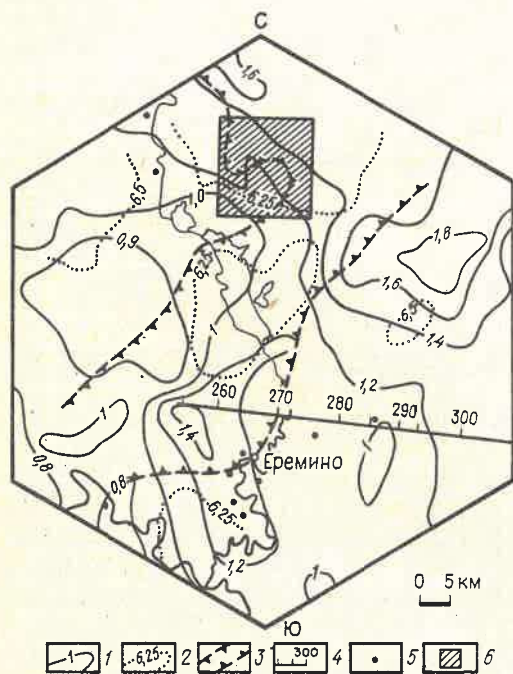


Рис. 5. Рельеф поверхности преимущественно доюрских образований:

1 — изогипсы сейсмической поверхности с $v=5-6$ км/с, отождествленной в основном с подошвой осадочного чехла; 2 — скоростная характеристика допалеозойских преимущественно метаморфических мегакомплексов; 3 — контуры волновода (зона пониженных скоростей) в допалеозойском метаморфическом мегакомплексе; 4 — линия регионального профиля ОГТ; 5 — скважины глубокого поискового бурения; 6 — перспективная площадь на поиск УВ

1984 г. Рассматриваемая ситуация широко распространена в практике исследований поверхности фундамента с помощью МПВ. Она обусловлена значительным понижением скоростных параметров (до 2,5—3,5 км/с) самой верхней части консолидированной коры вследствие специфического явления — объемно-площадного преобразования пород (выветривания). Таким образом, приведенная карта характеризует поверхность постоянных в скоростном отношении ($v \geq 5$ км/с) пород доюрского фундамента.

Рельеф доюрского фундамента представлен двумя крупными структурами: в западной части площади поднятием до 0,7—0,8 км, в восточной — впадиной с максимальными отметками глубин 1,7—1,8 км и более. На юге площади западнее р. Пелым выделена отрицательная структура субмеридиональной ориентировки. В целом исследуемая площадь подразделяется на две области: северо-восточную и восточную части со значительной мощностью мезозойских отложений (1,4—1,8 км) и остальную территорию, где фундамент за исключением синклинальной структуры западнее населенного пункта Еремино, приподнят до отметок 0,7—1 км. Граница между областями, совпадающая с изолинией 1,2 км, возможно, соответствует палеоруслу р. Пелым в позднеюрское время. На временном разрезе ОГТ (профиль IV) здесь (район ПК 300) намечаются локальные врезы.

Из приведенной выше характеристики объемной скоростной модели следует, что в строении доюрских образований в пределах исследуемых глубин участвуют пять комплексов, различающихся по скорости, ее распределению по площади, а также изменчивости по азимутам. Они объединяются в два мегакомплекса: верхний, представленный двумя комплексами мощностью в среднем 3,3—4,2 км, и нижний, состоящий из трех комплексов. Поверхность раздела между мегакомплексами находится на уровне 2,5—6,5 км (преобладают глубины 3,5—5,5 км).

Для геологической интерпретации объемной скоростной модели привлечены материалы ГСЗ по другим районам Западной Сибири [1—3, 6], данные по скважинам Ереминской площади и ближайших к ней участков, результаты интерпретации аэромагнитной и гравиметрической съемок м-бов 1 : 50 000 и

1 : 200 000, а также материалы Н. М. Николаева (ПГО «Уралгеология») по аэрофотогеокартированию м-ба 1 : 200 000.

При составлении карты строения доюрского фундамента учитывались специфические особенности изменения скоростной модели. Так, на общем фоне увеличения скорости с глубиной, характерного для верхнего мегакомплекса, выделены участки (тела), где скоростной градиент практически отсутствует (центральная зона западной части площади) или имеет отрицательное значение (центральный участок северной части площади). По совокупности геофизических данных первый объект, вероятно, соответствует гранитоидному телу, второй — рифогенному массиву известняков. В строении верхнего мегакомплекса отчетливо прослеживаются структурные элементы ортогональной ориентировки. Субмеридиональные направления становятся преобладающими с глубиной и усиливаются системами разрывных нарушений.

Верхний комплекс доюрского фундамента мощностью в среднем 1,4 км достаточно дифференцирован. По совокупности геолого-геофизических данных в его составе установлены терригенно-вулканогенные, карбонатно-терригенные, карбонатные и вулканогенные образования, сопоставляемые с отложениями туринской серии нижнего — среднего триаса (Н. Б. Малютин и др., 1977), нижнекаменноугольными и нижнепалеозойскими породами. Вулканогенные образования контрастного по составу триасового комплекса преимущественно представлены базальтами, что нашло отражение в повышении значений аномального магнитного поля. Риолиты образуют структуры типа локальных вулcano-плутонических ассоциаций, которые при дешифрировании отрисовываются в виде кольцевых и радиальных линейментов.

В нижней части доюрского мегакомплекса преимущественно развиты нижнепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования.

Нижний мегакомплекс сложен метаморфизованными терригенно-сланцевыми толщами и относится к допалеозойскому фундаменту Западно-Сибирской плиты. Они включают небольшие тела гранитов, и, вероятно, тесно связаны с образованиями дорифейского кристаллического фундамента (Б. С. Погоре-

лов, 1977). Для мегакомплекса установлены отчетливые структурные элементы северо-восточного направления, подчеркиваемые разрывными нарушениями. Особенность мегакомплекса — наличие зоны пониженных скоростей (волновода) северо-восточной ориентировки на глубине 5—7,5 км от земной поверхности (см. рис. 5).

При значительном варьировании мощности осадочного слоя и глубин залегания поверхности древнего фундамента (таблица [3]) мощность палеозойских отложений практически не изменяется. О специфических условиях развития этой территории в палеозойское время неоднократно упоминалось в ряде работ по Западной Сибири [1, 2, 6]. Это выражено в сокращенной и выдержанной мощности палеозойских образований, среди которых преимущественно развиты субплатформенные отложения.

Геологическая карта строения доюрских образований (рис. 6), созданная на основе объемной скоростной модели с учетом геолого-геофизических данных, существенно отличается от ранее составленных (Н. Б. Малютин, 1977; Е. М. Анањева и др., 1986). Во-первых, в структурно-тектоническом плане отмечаются три основные направления — субмеридиональное, субширотное и северо-восточное, отображающие формирование доюрского фундамента с допалеозоя (возможно, с дорифея) по триас включительно. Во-вторых, выявлено, что широко развитые триасовые терригенно-базальтовые отложения на западе Ереминской площади перекрывают преимущественно тер-

Характеристика верхнего сейсмоструктурного этажа земной коры Западной Сибири

Характеристика этажа	Площадь	
	Ереминская	Уренгойская
Мощность осадочного слоя (вместе с промежуточным комплексом), км	1—2,5	8,5—9,5
Мощность геосинклинального палеозойского мегакомплекса, км	2,5—3,5	1,5—2,5
Глубина залегания допалеозойского фундамента (сейсмическая поверхность K_0), км	3,5—5,5	11—12

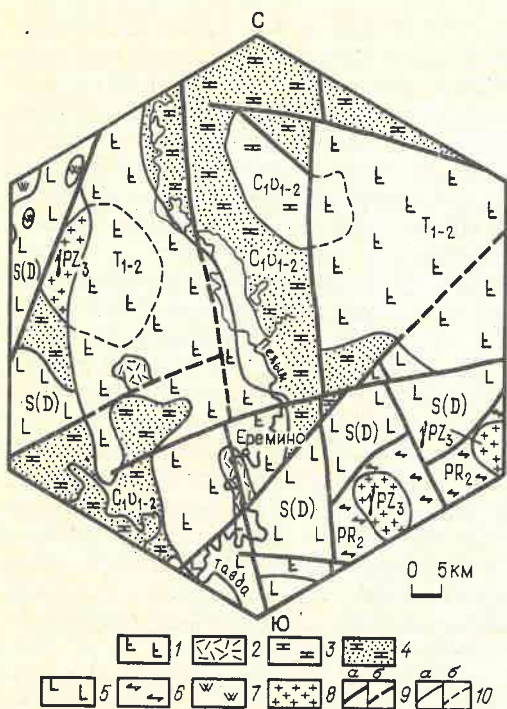


Рис. 6. Геологическая карта строения доюрских образований в пределах Ереминской площади:

комплексы: 1 — терригенно-базальтовые, 2 — липаритовые, 3 — карбонатные, 4 — карбонатно-терригенные, 5 — вулканогенные преимущественно базальтовые, 6 — метаморфические сланцевые, 7 — ультрабазитовые, 8 — гранитоидные; 9 — разрывные нарушения (а), в т. ч. под отложениями триаса (б); 10 — границы вещественных комплексов (а), в т. ч. под отложениями триаса (б)

ригенно-карбонатные, а на востоке — палеозойские базальтоидные отложения. В-третьих, на юго-востоке площади, возможно, развит допалеозойский метаморфический комплекс с отдельными телами гранитоидов и структурами северо-восточной ориентировки, входящий в состав древнего Шаимско-Кузнецовского поднятия. В-четвертых, среди верхнего мегакомплекса в северной части площади, на участке пересечения субширотного и субмеридионального разломов выявлен рифогенный массив известняков, попадающий в обширную зону отрицательных магнитных аномалий, а в западной на границе структур первого порядка — Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба — гранитоидный массив.

Выполненные исследования имеют важное значение для прогнозирования перспективных участков на поиски углеводородов как в низах осадочного

слоя, так и в подстилающих отложениях. При решении этого вопроса во внимание принимались специфика строения доюрских образований и глубинные критерии, контролирующие месторождения нефти и газа. К ним относятся: приподнятое залегание поверхности М и сокращенная мощность земной коры, наличие в древнем фундаменте волноводов или зон разуплотнения, резкие структурные формы и контрастность глубинного строения, развитие субплатформенных палеозойских отложений, особенно на поднятиях древнего фундамента [4].

При обобщении данных ГСЗ по Уралу Ереминская площадь попадает на восточный борт крупного поднятия поверхности М амплитудой 5 км и более (В. С. Дружинин и др., 1989). Здесь в составе древнего фундамента обнаружена обширная зона пониженной скорости северо-восточного направления, резко расширяющаяся в северной части территории (см. рис. 5). Эта зона в рельефе поверхности доюрских образований проявлена в виде узкого грабена на юго-западе площади и резкой ступени субширотной ориентировки — на севере. В пределах площади широко развиты субплатформенные палеозойские терригенно-карбонатные отложения.

Таким образом, глубинная геологическая обстановка в пределах Ереминской площади благоприятна в отношении поисков углеводородов. В качестве первоочередного для постановки более детальных сейсмических исследований и поисково-разведочного бурения выбран участок северо-восточнее Пельмского Тумана (см. рис. 5). Здесь резко изгибаются контуры волновода, возможно присутствует рифогенный массив известняков карбона, пересекаются разломы нескольких направлений, отмечается усложнение рельефа поверхности доюрских образований. Не исключено наличие захороненной древней речной долины. Перспективными могут быть низы осадочного слоя и верхний комплекс доюрского фундамента. К северо-востоку от перспективного участка находится Шушминско-Даниловская группа месторождений Шаимского нефтеносного района, сосредоточенная в полосе того же направления, что и выделенная нами зона пониженной скорости. Согласно полученным данным, перспективность юж-

ной части площади (район Еремино) значительно ниже, что увязывается с результатами бурения.

В рекомендациях по проведению дальнейших исследований необходимо предусмотреть постановку детальных наблюдений МОГТ на перспективном участке и бурение на нем как минимум двух скважин до 3 км (при вскрытии разреза доюрских отложений на глубине 1,5—1,7 км), а также наблюдений по методике трехмерной сейсморазведки преломленными волнами в широкой полосе, охватывающей на северо-востоке указанную группу месторождений, на юго-западе перспективный участок с продолжением в том же направлении до выхода в пределы крупного поднятия поверхности доюрского фундамента.

Преимущества трехмерной сейсмометрии преломленными волнами состоят в следующем.

При картировании поверхности фундамента — более надежное и с меньшими временными и финансовыми затратами определение рельефа поверхности, выделение петрофизических комплексов и тектонических нарушений, что позволяет наряду с площадными гравимагнитными съемками и аэрофотодешифрированием выполнить с необходимой точностью картирование фундамента осадочных бассейнов и оценить его динамические особенности. Так, составленная для исследуемой территории схематическая карта, при некотором дополнительном объеме заверочного бурения, будет служить основой для геокартирования м-ба 1 : 200 000.

При изучении внутреннего строения фундамента — расчленение исследуемой площади по специфике объемной скоростной модели с выделением разновозрастных и различных по строению мегакомплексов. В частности, выделение и прослеживание поверхности древнего фундамента Западно-Сибирской геоструктуры, что трудно и чаще всего невозможно осуществить по данным МОГТ и профильным наблюдениям МПВ; выделение перспективных на нефть комплексов и участков в составе верхней части фундамента (зон разуплотнения). Это относится как к доюрскому основанию Западно-Сибирской плиты, так и древнему фундаменту платформы.

При изучении геодинамических особенностей фундамента — выделение и

прослеживание на исследуемой территории анизотропных объектов с пониженными значениями интервальных скоростей в определенном направлении, которые могут быть представлены зонами повышенной трещиноватости. Например, присутствие на Ереминской площади зоны повышенной трещиноватости северо-восточного направления указывает на преобладание здесь в допалеозойское время субширотно ориентированных напряжений.

При оценке перспективности на нефть и газ низов осадочного чехла и приповерхностной части фундамента Западно-Сибирской плиты — более надежное обоснование перспективных участков по критериям, установленным с учетом специфики строения фундамента и его геодинамических особенностей, а также общих черт строения осадочных отложений. В частности, для исследуемой территории, перспективность которой достаточно высока, предложен участок, расположенный в 50—60 км севернее площади, где в начале 60-х годов ставились поисково-разведочные работы на мезозойскую нефть. Возможность изучения с помощью трехмерной сейсмометрии преломленными волнами трещиноватости и выделения динамически активных объектов позволяет рассмотреть вопрос о постановке таких исследований при оценке перспективности осадочной толщи.

Преимущества трехмерной сейсмометрии значительно увеличиваются при постановке многоволновых исследований и в комплексе с наблюдениями МОГТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин В. С. Особенности глубинного строения Западно-Сибирской плиты по Ханты-Мансийскому профилю ГСЗ//Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 3—9.
2. Дружинин В. С., Карманов А. Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской платформы//Сов. геол. 1985. № 9. С. 39—48.
3. Дружинин В. С., Карманов А. Б., Кашубин С. Н. Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скоростной модели//Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 106—112.
4. Дружинин В. С. Роль глубинных сейсмических зондирований для решения региональных вопросов нефтяной геологии восточной окраины ВЕП и ЗСП//Геологическое развитие Урала. Достижения и проблемы. М., 1988. С. 51—68.
5. Определение трехмерного распределения ско-

- рости по данным рефрагированных волн/ С. В. Крылов, З. Р. Мишенькина, Е. Н. Тен. И. Ф. Шелудько//Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 121—128.
6. *Строение верхней части земной коры в районе Тюменской сверхглубокой скважины/ В. С. Дружинин, В. С. Соседков, А. Б. Кар-*

- манов и др.//Сов. геол. 1988. № 4. С. 70—79.
7. *Shearer P. M., Chapman C. H. Ray tracing in azimuthally anisotropic media. — I. Results for models of aligned cracks in the upper crust// Geophys. J. R. astr. Soc. 1989. Vol. 96. P. 51—64.*

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

УДК 551.24

© Коллектив авторов, 1992

Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры

Ю. М. САРКИСОВ, В. М. КУДЫМОВ, А. В. ОВЧАРЕНКО, Р. Г. БЕРЗИН,
А. К. СУЛЕЙМАНОВ (НПО «Нефтегеофизика»)

Серпентинит-ультрабазитовая модель строения кристаллического (глубоко-метаморфизованного) основания континентальной коры впервые была сформулирована в 1985 г. [2] и затем обоснована на широком фактическом материале по многим регионам нашей страны и зарубежным территориям. Вкратце, ее сущность и новизна состоят в том, что сформировавшаяся в раннем докембрии относительно тонкая двухслойная континентальная кора (гранулито-базитовый и гранито-гнейсовый слои) в более поздние этапы геологической истории утолщалась благодаря внедрению в нее пластичного вещества верхней мантии, которое растекалось под жестким гранито-гнейсовым покровом. В конечном счете этот процесс привел к тому, что гранито-гнейсовый покров оторвался от своего гранулито-базитового основания и образовались разновеликие глыбы основных и кислых метаморфитов, а между ними средний слой серпентинизированных (обводненных) ультрабазитов.

В настоящей статье рассматриваются результаты комплексной интерпретации геологической и геофизической информации (сейсморазведка ГСЗ, МОГТ, электроразведка ГМТЗ грави-, магнитометрия и глубокое бурение) по геотраверсу Батолит-2, субширотно пересекающему структуры Скифской плиты и Прикаспийской впадины в направлении Краснодар — Эмба. Эти результаты на основе антистратиформной серпентинит-ультрабазитовой модели позволяют выявить генетические связи глубинной структуры кристаллической коры и осадочного чехла, а также объяснить генезис крупных скоплений углеводородов.

Исследования ГСЗ по геотраверсу Батолит-2 общей протяженностью 1700 км проведены Специальной региональной геофизической экспедицией НПО «Нефтегеофизика». При этом использовались взрывной источник и точечная регистрация трехкомпонентными приборами с шагом в среднем 5—10 км и длиной взрывного интервала от 30—35 до 90 км и более (в среднем пункты взрыва располагались через 50—70 км) по полной системе наблюдения с получением встречных и нагоняющих годографов глубинных волн. Максимальная длина наблюдаемого годографа составляла 200—280 км в западной части геотраверса (Скифская плита) и 180—200 км — в восточной (Прикаспийская впадина).

В зарегистрированном сложном многоволновом поле отчетливо коррелируются четыре опорных сейсмических границы, определяющих основной каркас упругих и плотностных (скоростных) неоднородностей в разрезе кристаллической части земной коры рассматриваемых регионов: поверхность кристаллического фундамента $K_0\Phi$, подошва земной коры, или кровля верхней мантии M и две границы между ними K_1 и K_2 .

С целью детального изучения структурно-вещественных неоднородностей геологического разреза на восточном участке геотраверса Батолит-2 (Кряж Карпинского — Каракульско-Смушковская зона дислокаций — Астраханский свод — Северо-Каспийская зона поднятий). Комплексной геофизической экспедицией НПО «Нефтегеофизика» были проведены сейсмические работы МОГТ, позволившие зарегистрировать от невзрывных источников 12-секундную запись отраженных волн при крат-

ности наблюдений 48, а также электроразведочные работы ГМТЗ в диапазоне частот, обеспечивающих возможность изучения геоэлектромагнитных свойств разреза коры вплоть до ее подошвы.

С использованием различных модификаций метода полного нормированного градиента по аномальному гравитационному полю определялись вертикальные и горизонтальные плотностные границы, а также центры гравитирующих масс в разрезе. Данные геомагнитного поля обрабатывались с применением программы *САПОТБ-1*, позволяющей определять в автоматическом режиме глубину до верхней и нижней кромок, ширину и протяженность магнитоактивного тела, угол его падения и простираание, а также интенсивность намагничивания.

Указанные наблюдаемые и расчетные параметры синтезировались в единую геолого-геофизическую модель (рис. 1), прогнозирующую структурно-вещественное состояние и геодинамику развития земной коры в пределах восточной части кряжа Карпинского, Каракульско-Смушковой зоны дислокаций, Астраханского свода и Северо-Каспийской зоны поднятий. Согласно этой модели в разрезе кристаллической части коры (фундамента) выделяются нижняя, средняя и верхняя кора.

Нижняя кора представляет собой высокоскоростную (6,9—7,4 км/с), слабомагнитную и низкоэлектропроводящую среду; мощность ее постоянна на всем рассматриваемом участке геотраверса (15 км). Она состоит из четырех изолированных друг от друга по латерали глыб (микроплит) мощностью 15—19 км, маркируемых снизу и сверху фрагментами наиболее устойчивых сейсмических границ (M и K_2). Фрагментарность этих границ, т. е. латеральная и вертикальная автономность глыб, определяется наличием разделяющих их трех субвертикальных зон, где полностью отсутствуют эффекты преломления, отражения и обмена сейсмических волн. Ширина и конфигурация таких зон отвечают не разломному, а каналному расчленению нижней коры на разновеликие глыбы.

Состав пород, слагающих глыбы нижней коры, исходя из высоких значений сейсмической скорости, отвечает, вероятно, базальтоидам, пере-

работанным в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, т. е. гранулитобазитам. По результатам экспериментального изучения, для метаморфических пород базальтового состава характерны высокие значения сейсмической скорости (6,9—7,4 км/с), слабая магнитная восприимчивость и низкая электропроводимость [3].

Структура верхней коры в целом аналогична структуре нижней. Здесь также развиты разновеликие глыбы, расчлененные по латерали уже рифтоканальными формами. Однако отмечаются и существенные различия как в объеме и количестве глыб, так и в характере маркирующих их кровлю и подошву опорных сейсмических границ. Принципиально иные диспозицию в плане и интенсивность выражения в разрезе имеют и рифтоканальные формы верхней коры. Так, опорная сейсмическая граница K_1 , фиксирующая подошву глыб, фрагментарна, т. е. за их пределами, в рифтоканальных формах, она отсутствует. Другая опорная сейсмическая граница K_0 , обычно именуемая поверхностью кристаллического фундамента, непрерывна: прослеживается кровля и глыбовых и межглыбовых рифтоканальных форм. Это объясняется тем, что латеральная сменяемость одних структурных форм происходит в таких условиях, когда существенно различные по вещественному выполнению (об этом ниже) обе эти формы верхней коры повсеместно перекрываются неметаморфизованным или слабометаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом пород с резко пониженными упруго-плотностными свойствами.

В верхней коре выделяются семь глыбовых и пять рифтоканальных форм. Глыбы здесь не имеют постоянную мощность и латеральные размеры и могут рассматриваться как микроплиты. Под восточным окончанием кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковой зоной дислокаций мощность глыб изменяется в интервале 0—12 км, под Астраханским сводом — 8—14 км, а под Северо-Каспийской зоной дислокаций — 0—7 км. Такой разброс значений обусловлен клинообразной формой периферийных частей глыб.

Верхняя кора представляет собой относительно низкоскоростную (5,8—

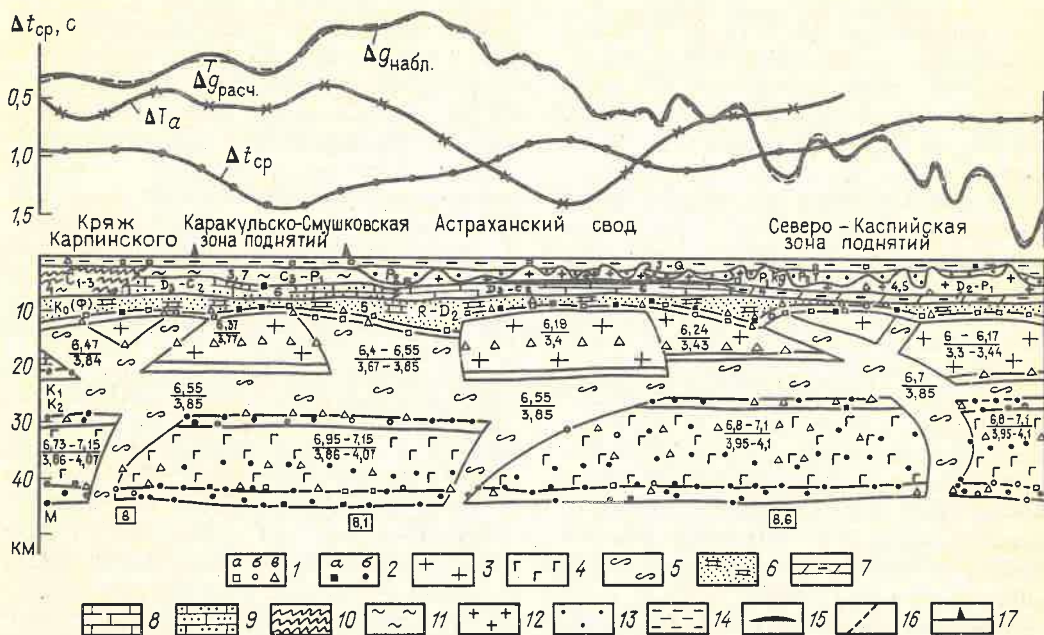


Рис. 1. Согласованная геолого-геофизическая модель земной коры по геотраверсу Батолит-2:

сейсмические точки-площадки разных классов и типов волн: 1 — продольные (а — преломленные, б — отраженные, в — обменные), 2 — поперечные (а — преломленные, б — отраженные); 3 — блоки «гранито-гнейсового» состава: K_2 (Ф) — их кровля (поверхность кристаллического фундамента); K_1 — подошва (граница Фёрча или А); 4 — блоки «гранулит-базитового» состава: K_2 — их кровля (граница Конрада), М — подошва (граница Мохоровичича); 5 — слой серпентинизированных ультрабазитов и его каналы; фации (сейсмифации) осадочного чехла: 6 — преимущественно терригенная, 7 — карбонатно-тер-

ригенная (D_3-C_1) и мелководно-морская терригенная (P_1) нерасчлененные, 8 — карбонатная шельфовых известняков, 9 — преимущественно карбонатная, 10 — песчано-аргиллитово-сланцевая, 11 — склоново-шельфовая терригенная, 12 — терригенно-сульфатно-галогенная, 13 — континентальная терригенная, 14 — карбонатно-песчано-глинистая; 15 — Астраханское газоконденсатное месторождение; 16 — разрывные нарушения; 17 — скважины; цифры на разрезе — значения скоростей, км/с: дробь — интервальные скорости (в числителе — продольных волн, в знаменателе — поперечных), в рамке — граничные скорости на поверхности верхней мантии, остальные — пластовые скорости; $\Delta t_{ср}$ — график аномалий времен пробега первых продольных волн

6,3 км/с), слабомагнитную и низкоэлектропроводящую среду, т. е. здесь, как и в случае нижней коры, речь идет о геофизических характеристиках только глыбовых форм, но не о разобщающих их рифто-канальных формах. Эти свойства хорошо согласуются с составом пород глыбовых форм верхней коры, который устанавливается достаточно надежно. Кровля глыб обнажается на щитах древних платформ и в ядрах антиклинорий складчатых поясов. Она вскрыта большим числом скважин под осадочно-вулканогенным чехлом и всюду представлена в основном гранито-гнейсами. Экспериментальное изучение физических свойств последних также подтверждает их упомянутых выше упруго-плотностные и электромагнитные характеристики [3].

Качественной однотипности структур нижней и верхней коры противостоит (и в то же время как бы консолиди-

рует их) тотальная слоистая форма средней коры. Межглыбовые рифто-канальные формы как нижней, так и верхней коры непосредственно связаны со слоистой формой средней и выступают, таким образом, в качестве смещенных друг относительно друга в плане материальных источников, питающих среднюю кору снизу, и разгружают ее сверху. Такой характер соотношений современных структурных форм нижней и верхней коры, с одной стороны, и средней, с другой, указывает на то, что последняя, занимая в современном полном разрезе кристалликума континентальной коры промежуточное положение, тем не менее являются самым молодым элементом разреза.

Раннедокембрийский высокотемпературный и высокобарический метаморфизм превратил базальтоиды и гранитоиды нижней и верхней коры соответственно в основные и кислые

гранулиты. Высокое напряженное состояние этих ныне заключенных в глыбовых формы жестких горнопородных масс отчетливо проявлено на сейсмических разрезах, в т. ч. и на рассматриваемом геотраверсе, обилием внутри глыб локальных границ (площадок), точек дифракций сейсмических волн и других неупорядоченных дискретных неоднородностей жестко-хрупкой среды [10]. Подобные сейсмические признаки глубоких метаморфогенных процессов, характерных, как известно, только для раннедокембрийской истории тектонического развития земной коры, практически отсутствуют в средней коре. Это подтверждает, что в раннем докембрии сейсмически «прозрачная» слоистая форма в разрезе кристалликума попросту не существовала и что сейсмически «мутные» [11] гранито-гнейсовый и гранулитобазитовый комплексы верхней и нижней коры контактировали по палеосейсмической границе К, обладавшей первоначально высокой акустической жесткостью и непрерывным распространением [6, 10].

Аномальное геофизическое состояние слоистой формы средней коры отражается и в ее скоростной характеристике. На геотраверсе Батолит-2 скорость продольных волн не выходит за пределы статистически установленных базовых значений — для всех континентов Земли 6,4—6,8 [4, 11]. Заметим, что именно в таком интервале варьирует скорость, характерная для третьего слоя коры современных океанов, окраинных и глубокодепресссионных частей внутренних морей [4]. Здесь никаких отклонений от общего закона нарастания сейсмической скорости с глубиной не отмечается. Однако отчетливо наблюдается инверсия в отношении градиента скорости, который в средней коре в отличие от верхней и нижней является практически нулевым, а в ряде случаев и отрицательным (рис. 2). Именно на это обстоятельство обратила внимание Н. И. Павленкова, сформулировав в конце 70-х годов новую концепцию трехслойной сейсмической модели кристалликума континентальной коры [12], согласно которой там, где раньше предполагалось развитие «базальтового» слоя с границей Конрада в кровле, выделены два совершенно различных по упругим и другим физи-

ческим характеристикам горнопородных комплекса — нижняя и средняя кора.

Кроме того, в средней коре по латерали отмечается сочетание зон локализации некоторых объемов высоко- и низкоскоростных пород. Устанавливаются эти зоны путем анализа невязок времен пробега сейсмических волн, возникающих за счет отклонения экспериментальных времен P -волн от среднестатистических годовграфов Джеффриса — Буллена или Хорина на последовательных удалениях от источника. Данный принцип, широко используемый и в сейсмологии [7], позволил Г. В. Краснопевцевой проследить на рассматриваемом участке геотраверса Батолит-2 систему чередующихся временных аномалий, конфигурация которых в интервале глубин 10—20 км указывает на внедрение относительно высокоскоростных горнопородных масс среднего слоя в низкоскоростную среду гранито-гнейсового состава и расчленение ее на ряд глыб рифто-канальными формами. Речь идет о дифференциации временного сейсмического поля, когда очевидными становятся признаки неодинаковой сейсмической вязкости среды прохождения волн.

Наличие таких признаков подтверждают результаты специальных исследований по реологической стратификации разреза литосферы в целом, проведенные Л. И. Лобковским [5]. Этот автор, попытавшийся «примирить» классическую концепцию тектоники литосферных плит с разработанной нами [2] антистратиформной ультрабазит-серпентинитовой моделью континентальной коры, показал, что с точки зрения физико-математического обоснования тектонических движений и деформаций в континентальной коре неизбежно присутствие в ее разрезе под жестко-хрупкой гранито-гнейсовой оболочкой пластичного слоя, функционально аналогичного астеносфере. На аномальные реологические свойства средней коры, т. е. на способность к текучести слагающего ее материала, указывают И. А. Резанов [9], В. И. Шаров, В. Н. Николаевский [8, 10] и др.

Проведенное О. С. Бартеньевым и С. П. Харченко моделирование плотностного, магнитного и геоэлектрического разрезов коры по геотраверсу Батолит-2 в целом показало, что

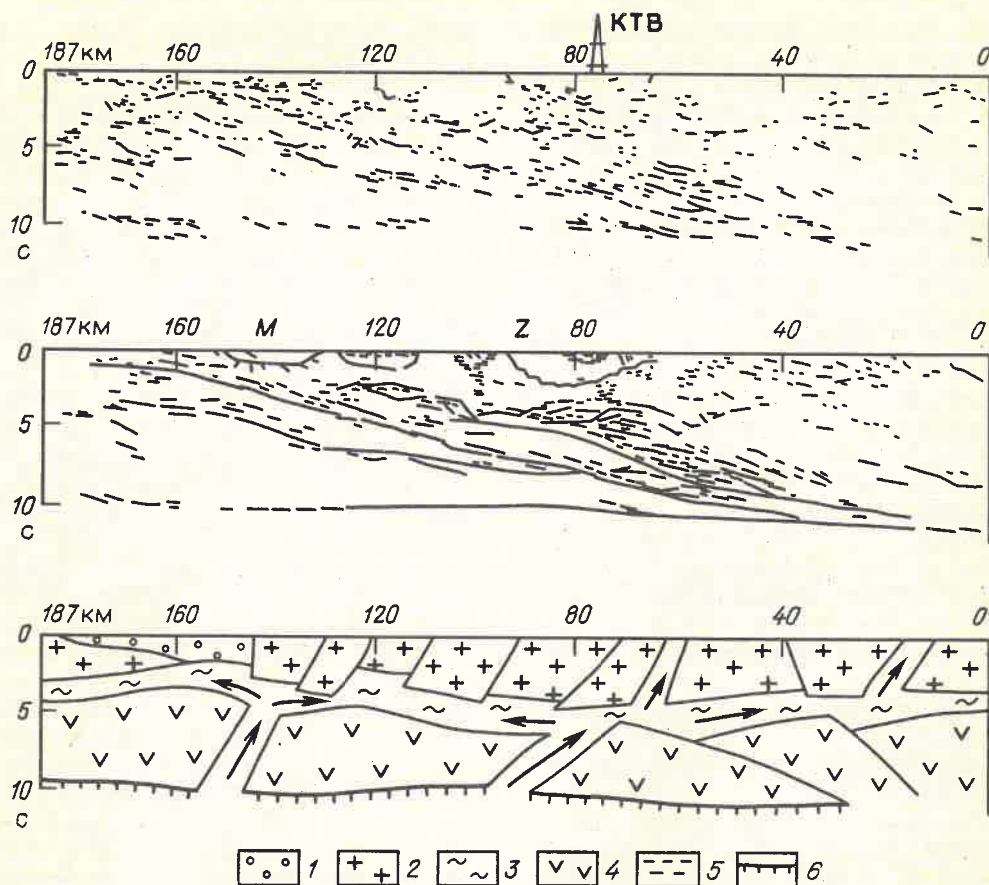


Рис. 2. Сейсмический профиль DECORP-4 (а), структурная интерпретация по модели тектоники плит по Т. Хейрихсу (б) и по антистратиформной модели континентальной коры (в):

1 — палеозой (осадочный комплекс); 2 — верх-

няя кора (гранито-гнейсовый комплекс); 3 — средняя кора (серпентинит-ультрабазитовый комплекс); 4 — нижняя кора (гранулит-базитовый комплекс); 5 — отражающие площадки; 6 — поверхность мантии; М — Мюнхберг, Z — Оберпфальц; КТВ — сверхглубокая скважина

распределение региональных максимумов соответствующих полей в основном контролируется увеличением мощности и плотности, повышенной магнитной восприимчивостью и электропроводностью пород, слагающих среднюю кору и отходящие вверх от нее вертикальные и наклонные рифто-канальные формы.

Таким образом, суммируя приведенные геофизические характеристики средней коры и генетически связанных с ней рифто-канальных форм, мы приходим к выводу, что такую аномальность состава, агрегатного состояния и механических свойств пород могут создавать только в разной степени серпентинизированные ультрабазиты. Кроме того, и само первично мантийное происхождение последних аномально по отношению к сиалическо-мафической среде их «обитания», ка-

кой является континентальная кора.

Рассматриваемый Предкавказско-Прикаспийский регион относится, как известно, к тектонотипу «глубокий осадочный бассейн», обладающему огромными запасами углеводородов. При детальном изучении подобных структур широко применяется сейсмостратиграфический анализ, а в последние годы проводится интерпретация и коровых отражений фундамента.

Геолого-тектоническая природа глубоких коровых отражений проблематична. Пристальное внимание им уделяется за рубежом в рамках реализации программы континентального научного бурения. В глубоких коровых отражениях, если они к тому же имеют наклонный характер, видится довольно серьезный аргумент в пользу развития в континентальной коре плито-тектонических процессов и других мо-

дификаций тектонического скупивания или совмещения горнопородных масс. Например, сверхглубокая скважина КТБ — Оберпфальц (проектная глубина 12—14 км) на профиле DEKORP-4 (Германия), которая должна была согласно мобилистской трактовке глубоких коровых отражений пройти гнейсовый аллохтон и на глубине 2,8 км войти в саксонотюрингский осадочно-вулканогенный автохтон до глубин более 4 км. В действительности при глубине 4 км скважина не вышла из гнейсового комплекса [1]. Однако это не значит, что глубинные коровые отражения не связаны с геолого-тектонической обстановкой в глубоких недрах континентальной коры. На профиле DEKORP-4 отчетливо видно, что глубинные коровые отражения полностью соответствуют глыбовым формам нижней и верхней коры — гранулитобазиты и гранитогнейсы и разделяющим их горизонтально слоистой и вертикально рифто-канальной формам средней и верхней коры — серпентинизированные ультрабазиты (рис. 3).

Криворожская сверхглубокая скважина заложена по материалам ГСЗ, но также без учета антистратиформной серпентинит-ультрабазитовой модели континентальной коры. Проектным заданием было намечено, что скважина вскрыет полный разрез обнажающейся на земной поверхности нижнепротерозойской железорудной формации и на глубине 9—10 км войдет в архейские породы фундамента. Однако этот контакт, причем с метаморфизованной корой выветривания, оказался на глубине всего лишь 2350 м, и далее скважина «повисла» в архейских плагиогранитах, пройдя по ним более 1,5 км. Странными в этой связи выглядят укоренившиеся представления о существовании геосинклинали Большого Кривого Рога.

В Саатлинской сверхглубокой скважине, заложеной в районе крупного Кюрданирского гравитационного максимума, на глубине порядка 6 км предполагалось вскрыть «базальтовый» (геофизический) слой. Однако и здесь прогнозируемые результаты не сошлись с реальными: под 3-км с небольшим мезозойско-кайнозойской терригенно-карбонатной толщей оказалась 5-км толща андезитобазальтов остро-водужного типа.

Приведенные примеры (их можно

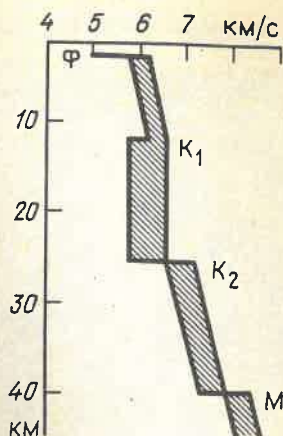


Рис. 3. График изменения сейсмической скорости с глубиной

продолжить) указывают на то, что при выборе мест заложения и целевого назначения сверхглубоких скважин необходимо привлечение новых представлений о геологической модели континентальной коры. Одной из таковых предлагается антистратиформная серпентинит-ультрабазитовая модель, на основании которой в качестве конкретного объекта сверхглубокого бурения рекомендуется серпентинит-ультрабазитовый пластичный слой как источник важных в научно-практическом отношении геолого-тектонических и физико-химических процессов. В некоторых районах этот слой залегает на доступной для современной техники и технологии бурения глубине как под гранито-гнейсовыми глыбами верхней коры, так и под эвгеосинклинальным и рифтогенным покровами над межглыбовыми каналами.

Сейсмостратиграфическая интерпретация волнового поля, регистрируемого на геотраверсе Батолит-2 и других близлежащих профилях показала, что первые от земной поверхности 6—8 км разреза представляют собой расслоенную среду, фациальный состав которой контролируется дифференциацией палеогеографических режимов осадконакопления от позднего венда до квартера. Наиболее дифференцирована кунгурская эвапоритовая толща, мощность которой увеличивается с западной периферии Астраханского свода к восточной. Толща внутри не расслоена, но ее кровля и подошва являются важнейшими сейсмостратиграфическими реперами, определяющими морфоструктуру выше-

лежащих седиментационных комплексов.

Анализ основных особенностей отраженных волн (динамическая выраженность отражений, кинематический и частотный спектр волн, протяженность осей синфазности, маркировка T_0 между ними, углы наклона отдельных отражений и их пакета в целом и др.) показывает, что верхневендско-нижнепермский подсолевой комплекс Прикаспийской впадины и весь послеверхневендский осадочный разрез кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковой зоны дислокаций формировались в условиях открытого моря и частой смены во времени и пространстве уровня глубин седиментации вплоть до полного ее прекращения или, наоборот, — недокомпенсации. Так, карбонатная сейсмофация шельфовых известняков верхнего девон — среднего карбона Астраханского свода замещается преимущественно карбонатной сейсмофацией Каракульско-Смушковой зоны дислокаций и карбонатно-терригенной Северо-Каспийской зоны поднятий. Нижнепермский седиментационный комплекс представлен восточнее Астраханского свода мелководноморской терригенной, на Астраханском своде — депрессионной глинисто-карбонатной, а в Каракульско-Смушковой зоне дислокаций — склоново-шельфовой терригенной сейсмофациями.

В практике тектонического районирования разделение выходящих на поверхность структур проводится на основе принципа тектонических режимов, определяющих условия, в которых те или иные структуры зарождаются, достигают стадии зрелости и завершают свое развитие. Однако при районировании не учитывается тот факт, что континентальная кора повсеместно содержит слой видоизмененных пород мантии, который играет определяющую роль в тектоническом развитии континентов, т. е. все семейство известных на поверхности континентов тектонических структур в основе следует рассматривать как результат реакции гранито-гнейсового покрова на процесс новообразования под ним и термодинамического воздействия на него слоя серпентинизированных ультрабазитов. Залегая уже на новообразованном (скорее всего с конца протерозоя) слое серпентинизи-

рованных ультрабазитов, жестко-хрупкий гранито-гнейсовый покров приобрел высокую плавучесть по более плотному, но и более пластичному (текучему), материалу видоизмененной мантии. Именно такой характер реологических связей в разрезе континентальной коры обусловил, с одной стороны, растрескивание гранито-гнейсового покрова и распад его на систему жестких глыб (кусков), а с другой, — диапировое (сталлагмитообразное) проникновение между глыбами пластичных серпентинизированных ультрабазитов. Поэтому для наблюдаемых на поверхности материков геологических структур характерно большое разнообразие их типов и форм. Указанные признаки, а также глубокий эрозионный срез и повсеместно наблюдаемая общая дисгармония резко отличают эти структуры от структур, характерных для безграничной океанической коры.

Для рассматриваемых осадочных бассейнов выделены два типа реакции гранито-гнейсового покрова на процесс формирования под ним и термодинамического воздействия на него слоя серпентинизированных ультрабазитов. Первый связан с дроблением гранито-гнейсового покрова как ответа на внедряющиеся в него серпентинит-ультрабазитовые диапиры. Структурно-формационная характеристика формирующихся при этом осадочно-вулканогенных комплексов, в т. ч. экстремальных по мощности, контролируется более расходящимся или встречным дрейфом гранито-гнейсовых глыб (риортинг), нежели их изостатически компенсационным всплыванием или погружением. Второй тип взаимодействия обусловлен системой сопряженных по сколам (боковым граням) гранито-гнейсовых глыб, преимущественно вертикальные колебания и в меньшей степени сдвиговые смещения которых контролируют структурно-формационную характеристику формирующихся над ними платформенных и орогенных структур. Этот тип движений гранито-гнейсового покрова, исключая образование осадочно-вулканогенных бассейнов с серпентинит-ультрабазитовым фундаментом, очевидно, связан с общим угасанием со временем тепловой и динамической энергии слоя серпентинизированных ультрабазитов континентальной коры.

Данная концепция тектонической эволюции гранито-гнейсового покрова под воздействием ультрабазит-серпентинитового слоя континентальной коры может быть использована при прогнозе полезных ископаемых. В нефтегазовых провинциях речь идет прежде всего о глубинном источнике генерации углеводородов, питающем зоны их концентрации в ловушках осадочного чехла. Таким источником является пластичный слой серпентинизированных ультрабазитов, который через систему разграничивающих гранито-гнейсовые глыбы наклонных и вертикальных рифто-канальных форм контактирует с осадочным чехлом. В этом слое существуют, что апробировано в промышленных установках, термобарические условия (более мягкие, чем в мантии) химического синтеза углеводородов за счет поступления сюда из мантии (по нижней системе каналов) свободного водорода и окисленного углерода при металлах-катализаторах ультрабазитовой группы пород (рис. 4).

Далее углеводородная дегазация и дефлюизация серпентинит-ультрабазитового слоя осуществляется путем дренирования углеводородов в осадочный чехол по разветвленной системе рифтов-каналов и концентрации их в тех частях осадочного чехла, которые характеризуются относительно повышенными фильтрационно-емкостными свойствами, благоприятными структурными и консервационными условиями.

Например, Астраханское газоконденсатное месторождение приурочено к подсолевым карбонатным отложениям. Внешний его контур, установленный по комплексу данных глубокого бурения и сейсморазведки МОГТ, пространственно совпадает с наблюдаемой в плоскости геотраверса Батолит-2 Астраханской гранито-гнейсовой глыбой, которая, в свою очередь, имеет относительно более высокое гипсометрическое положение, чем серпентинит-ультрабазитовая поверхность фундамента в смежных с запада и востока рифто-канальных формах. В этой связи есть основание полагать, что Астраханская гранито-гнейсовая глыба контролирует самый верхний уровень промышленной концентрации углеводород-сероводородных флюидов, тогда как в Каракульско-Смушковской с запада и Северо-Каспийской с востока гранитогнейсовых глыбах поток этих флюидов должен формировать залежи в более глубоких срезах осадочного чехла.

В сложившейся практике многостадийной организации геолого-геофизических и буровых работ на нефть и газ ультрабазит-серпентинитовая модель континентальной коры существенно оптимизирует процесс размещения объемов этих работ. Здесь важное значение приобретает уже не традиционная направленность на получение сведений о глубинах залегания непрерывной поверхности кристаллического фундамента, а ее районирование по

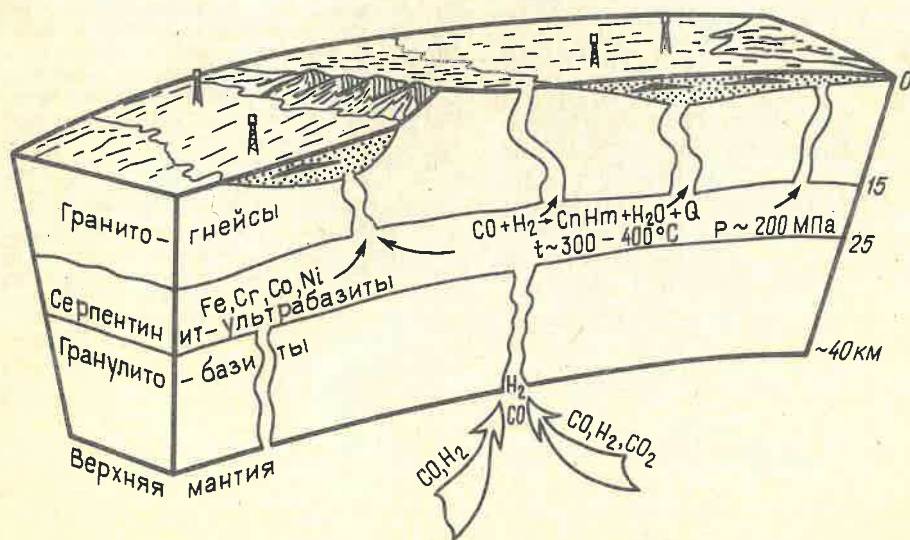


Рис. 4. Серпентинит-ультрабазитовая модель континентальной коры

принципу разделения на жесткие гранито-гнейсовые глыбы и обрамляющие их серпентинит-ультрабазитовые рифты-каналы как пути миграции углеводородов. Имея такую глубинную основу на стадии региональных исследований, дальнейшие более детальные работы по осадочному чехлу необходимо осуществлять с учетом простираения питающих этот чехол углеводородами рифто-канальных зон дренирования фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский В. И. Техника и технология геолого-разведочных работ; организация производства. — М.: ВИЭМС, 1989.
2. Карус Е. В., Саркисов Ю. М. Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры// Докл. АН СССР. 1986, Т. 289, № 1. С. 176—179.
3. Кольская сверхглубокая/Под ред. Е. А. Козловского. — М.: Недра, 1984.
4. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. — М.: Недра, 1989.
5. Лобковский Л. И. Геодинамика реологически

- стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит//Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М., 1980. С. 27—42.
6. Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. — М.: Наука, 1973.
 7. Николаев А. В., Санина И. А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира//Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 69—72.
 8. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры// Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985. № 1. С. 16—28.
 9. Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. — М.: Недра, 1980.
 10. Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. Явление скрытого амагматического разрастания мощности континентальной земной коры// Геофиз. журнал АН УССР. Т. 11, № 5. С. 18—28.
 11. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. — М.: Наука, 1980.
 12. Pavlenkova N. I. Generalised geophysical model and dynamic properties of the continental crust//Tectonophysics. 1979. Vol 59. P. 381—390.

Принята редколлегией 28 октября 1991.

Памяти Александра Кирилловича Матвеева

На 96 году жизни скончался выдающийся советский геолог — Александр Кириллович Матвеев, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ.

А. К. Матвеев родился в г. Омске 17 сентября 1895 г. В 1924 г. окончил Днепропетровский горный институт. Работал в различных угольных бассейнах страны. В 1941—1945 гг. А. К. Матвеев работал в Комитете по делам геологии при СНК СССР.

Преподавательскую деятельность А. К. Матвеев начал в 1931 г. во МГРИ, а с середины 50-х годов продолжил ее в МГУ.

А. К. Матвеев воспитал не одно поколение геологов-угольщиков. Большое число кандидатских и докторских диссертаций защищено под его руководством. Его учебником «Геология угольных месторождений СССР» пользуются не только студенты, но и геологи-угольщики.

Огромный опыт по изучению угольной геологии позволил А. К. Матвееву выпустить серию монографий и карт угольных месторождений.

А. К. Матвеев активно участвовал в решении основных проблем угольной геологии, совместных исследованиях со специалистами Болгарии, Китая, Германии, Канады, Великобритании и др.

А. К. Матвеев был членом экспертной комиссии ВАК, комитета по Ленинским и Государственным премиям СССР, членом геологической секции Гособразования СССР и НТС Мингео СССР. В 1968 г. А. К. Матвеев избирается почетным членом Геологического общества Болгарии.

За большие заслуги в области геологии углей и подготовки кадров А. К. Матвееву присвоено звание заслуженного деятеля науки и техники РСФСР. Он награжден орденами и медалями СССР.

Светлый образ старейшины угольной геологии — Александра Кирилловича Матвеева надолго сохранится в памяти его учеников и коллег.

Г. А. Габриэлянц, Ф. А. Салманов, Р. А. Сумба-
тов, А. Н. Золотов, А. И. Кривцов, В. Ф. Чер-
еповский, В. Т. Трофимов, В. В. Семенович,
А. Я. Архипов, А. Х. Богомолов, М. В. Голицын,
Н. В. Пронина, Б. А. Соколов

Памяти Михаила Алексеевича Зубова

После тяжелой болезни на 50-м году жизни скончался талантливый ученый, ветеран Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов Михаил Алексеевич Зубов.

Михаил Алексеевич родился 19 июля 1941 г. в Москве в семье геологов. С 1965 г. после окончания МГРИ вся его жизнь была связана с ИМГРЭ.

Главным направлением научной деятельности М. А. Зубова было создание технологии геохимических методов поисков и оценки эндогенных месторождений различных формационных типов. При изучении месторождений сульфидных руд им был разработан метод оценки элементного состава и зональности геохимических ореолов путем расчета и построения мажоритарных рядов, применение которого в дальнейшем позволило получить важные научные и практические результаты.

М. А. Зубовым впервые наиболее детально были изучены элементный состав, морфология и зональность ореолов месторождений редкометалльных пегматитов и получены критерии разбраковки геохимических аномалий на площадях с этим типом оруденения.

Разработанная М. А. Зубовым оригинальная технология выделения и интерпретации первичных геохимических ореолов редкометалльных месторождений ведущих геолого-промышленных типов получила высокую оценку в производственных организациях. М. А. Зубов являлся последовательным сторонником комплексирования геохимических методов с другими методами поисков. Убедительным примером тому служат его многолетние работы на Уральских Изумрудных Копях, где в результате рационального комплексирования ряда методов (геологических, геофизических, минералогических и геохимических) были переориентированы разведочные и эксплуатационные работы и осуществлен значительный прирост запасов минерального сырья.

М. А. Зубовым изучены строение, состав и зональность первичных геохимических ореолов эталонных месторождений флюорита основных геолого-промышленных типов и совместно с А. В. Коплусом написаны рекомендации по методике их локального прогноза, поисков и оценки, основанной не только на качественных, но и на количественных методах.

Результаты научных исследований М. А. Зубова опубликованы не только в нашей стране, но и за рубежом. Он — автор 80 научных работ. Последняя его работа — «Методические рекомендации по использованию геохимических методов при поисках и оценке редкометалльных и других типов месторождений твердых полезных ископаемых», подготовленная к печати вместе с коллективом единомышленников, основана на его многолетнем изучении более 100 месторождений и имеет не только научное значение, но и практическое, может использоваться как справочное пособие.

Геохимическое направление в геологии полезных ископаемых понесло невосполнимую утрату. Не занимая высоких постов, М. А. Зубов имел большой авторитет среди сотрудников и ведущих специалистов института, являясь неформальным лидером по изучению перичных геохимических ореолов рудных месторождений.

М. А. Зубов, представляя третье поколение геологической династии, унаследовал беспредельную увлеченность работой, был одержимым исследователем. Выше всего в коллегам он ценил профессионализм и добросовестность. Обладая характером бойца, он был готов отстаивать правильность полученных и неоднократно проверенных им результатов и выводов, несмотря на мнение признанных авторитетов. Человек принципиальный, с активной жизненной позицией, М. А. Зубов был добрым и веселым, отзывчивым и преданным товарищем. Он ушел из жизни в расцвете творческих сил, полный идей и замыслов.

За свою недолгую жизнь Михаил Алексеевич многое успел сделать. Но многое и не успел. Не успел встретить свой пятидесятилетний юбилей. Не успел завершить монографию. Его докторская диссертация была бы блестящей.

Лучшей памятью о Михаиле Алексеевиче Зубове будет развитие того научного направления, которому он посвятил свою яркую жизнь.

Э. К. Буренков, Л. Н. Овчинников, В. П. Федорчук, Е. И. Филатов, В. Т. Покалов, Д. И. Горжевский, Э. Н. Баранов, В. М. Рыфтин, Н. А. Юшко, Б. О. Манучарянц, Г. А. Соловьев, А. А. Колесов, Л. Г. Литвиненко, А. Е. Полякова, А. А. Иванов

Contents

<i>Zolotov A. N.</i> Oil and gas are the basis of development of basic branches of the industry	3	REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS <i>Kosals Ya. K., Lyubetskiy V. N.</i> Types of geochemical raremetal ore belts and their depth structure	56
<i>Benevol'skiy B. I., Migachev I. F., Shchepotey Yu. M.</i> The state and problems of realization of gold potential of the CIS under market conditions	4	<i>Obyskalov A. K., Markov A. N., Grab- kin O. V., Pereverzeva N. A., Belokopy- tova L. G.</i> On the nappe structure of the basement of the Pre-Caucasus in the northern framing of the Mineralvody projection	68
<i>Zaichenko V. Yu.</i> Dangerous geological phenomena and measures to prevent them	11	GEOFYSICS AND DEPTH STRUCTURE <i>Bogolyubov A. N., Bashilov V. I., Zabrov- skaya T. V.</i> Application of vertical electrical sounding VEZ (DEZ) MDS in the course of remote space structural mapping of oil and gas regions	73
METAL AND NON-METALS <i>Kharkiv A. D., Safonov A. F., Smirnov G. I.</i> Poorly eroded kimberlite pipe Orapa	14	<i>Druzhinin V. S., Karmanov A. B., Avtonyev S. V., Turygin L. V.</i> Studying of the structure of the Prejuras- sic basement of West Siberia by means of three-dimension seismic prospecting, re- fraction method	80
<i>Savko A. D., Belyaev V. I., Bartenev V. K.</i> Main factors of formation of titanium— zirconium placers	21	<i>Sarkisov Yu. M., Kudymov V. M., Ovcharenko A. V., Berzin R. G., Suleima- nov A. K.</i> New data on the composition, structure and geodynamics of the continental crust	88
<i>Vershinin A. S.</i> On the geological model of formation of nickel hypogene deposits	29	In commemoration of Alexandr Kirillovich Matveev	96
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY <i>Izosov L. A.</i> Silurian, Devonian and Carboniferous formations in the Primorskiy kray	35	In commemoration of Mikhail Alexeevich Zubov	
<i>Chibrikova E. V., Olli V. A.</i> Eifelian sediments of the Peredovoy Range, the North Caucasus	45		
<i>Butyrin V. K., Zhuk V. P., Paranko I. S., Troshchenko V. N.</i> Problems of stratigraphy and paleolithology of Krivorozhskaya series	50		