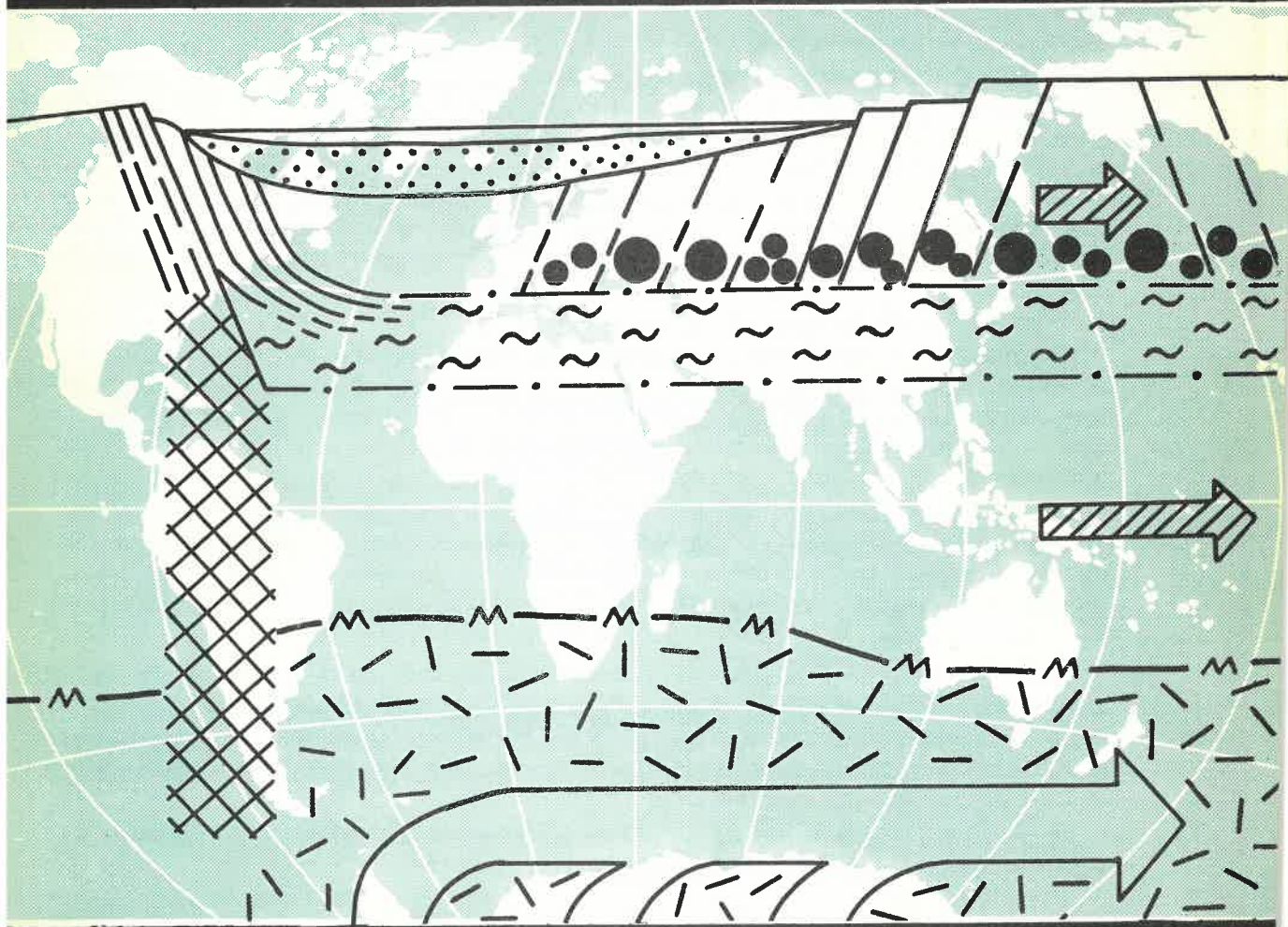


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



I/1994

СТРУКТУРА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ

СТРОЕНИЕ УСТЬ-ЛЕНСКОГО ПРОГИБА

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТО-УГЛЕРОДИСТОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописи, включая таблицы и список литературы; текст и таблицы печатаются через два интервала, на одной стороне листа, поля оставляются с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи. Желательно представлять текст (два экземпляра распечатки по правилам машинописного текста) и дискеты в стандарте какого-либо текстового редактора MS-DOS, предпочтительнее Norton Editor, Leksicon, MS Word или ASCII формате. По окончании работ дискеты будут возвращены автору.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 3-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки представляются на кальке, ватмане или в виде фотокопии (только на глянцевой бумаге). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются.

3. Список литературы дается в сквозной нумерации в алфавитном порядке; иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на использованную литературу даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы.

4. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов).

5. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

6. Рукопись подписывается автором (авторами), в конце ее приводится фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации либо лично автором (авторами).

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

I/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

Содержание

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
<i>Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д.</i> Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород . . .	3
<i>Соловьев С. Г.</i> Монцитонитовидные ассоциации полиметаллически-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня	8
<i>Багдасаров Ю. А.</i> Ингилийско-Алгаминский рудный узел Восточного Алдана	18
<i>Исаков В. М., Рогачев А. М.</i> Окинский ультрабазит-базитовый комплекс Восточного Саяна	29
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
<i>Худолей К. М.</i> Биогеография Земли в синемюрском веке ранней юры	36
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
<i>Уфимцев Г. Ф.</i> Сейсмичность и структура Байкальского рифта	44
<i>Гринсон А. С., Магид М. Ш., Мильштейн Д. М.</i> Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы	49
<i>Аветисов Г. П., Ашихмина Е. А., Гусева Ю. Б.</i> Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ	56
ДИСКУССИИ	
<i>Кубраков В. М.</i> Формирование потоков рассеяния и методика поисковых работ	62
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
<i>Сурин В. Г., Ладнер Г. А.</i> Возможности теплового ИК-диапазона для дистанционной диагностики пород	66
<i>Ганжа Г. Б., Зверева Е. А.</i> О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центральноколымском рудном районе	71
РЕЦЕНЗИИ	
<i>Мейтув Г. М.</i> Вечера в лесной избушке	

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, Л.Б.Кожемякина

Сдано в набор 01.02.94. Подписано в печать 13.05.94. Формат 185×270. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Факторы контроля провинции, субпровинции и районов проявления алмазоносных пород*

Ю. Н. СЕРОКУРОВ, В. Д. КАЛМЫКОВ (ДИОС)

Основным источником добычи коренных алмазов являются своеобразные изверженные породы глубинного происхождения, встречающиеся в виде трубок, даек и силлов относительно небольших размеров, которые образуют скопления на участках площадью в десятки и сотни квадратных километров. До недавнего времени лишь кимберлиты рассматривались носителями промышленных алмазов, однако открытие лампроитовой трубки Аргайл в Западной Австралии заставляет пересмотреть многие фундаментальные положения в геологии алмазов. В настоящее время уже упоминается [1] как минимум о пяти петрогенетических потенциально алмазоносных сериях магматических пород, которые выстраиваются в закономерный ряд: кимберлитовая — альнеит-кимберлит-карбонатитовая — кимберлит-лампроитовая — пикрит-лампроитовая — базит-лампроитовая. Основные особенности ряда — последовательное уменьшение глубины магмогенерации соответствующих расплавов, снижение алмазоносности пород. Отмечается и определенная эволюция тектонического режима в сторону все большей активности — от жестких архейских кратонов через участки протерозойской и фанерозойской активизации до геосинклинально-складчатых поясов.

Иерархия таксонов проявления алмазоносных пород в настоящее время следующая: провинция — субпровинция (область, зона) — район — поле — куст — тело. Лишь первый и последний члены этого ряда обладают достаточно отчетливыми геологическими границами, а остальные оконтуриваются довольно условно по набору тех или иных признаков. Связано это с отсутствием единого мнения об образовании алмазоносных магм и происхождении самих алмазов. Соответственно широк и круг приводимых в литературе благоприятных факторов локализации вышеперечисленных таксонов. Среди них преобладают структурно-тектонические, петрологические и минералогические. По масштабу это в основном региональные либо одновременно региональные и локальные факторы. В районах с известной

алмазоносностью наиболее успешно используются петрологические и часть минералогических критериев.

При оценке же новых территорий на первый план выступают структурно-тектонические факторы, которые традиционно выявляются с помощью геолого-геоморфологических методов, включающих анализ топокарт, результатов геологической, гравиметрической, магнитной, геохимической съемок, данных различных модификаций сейсмического зондирования, электроразведки, бурения. Их проведение требует значительных временных и материальных затрат, а конечный результат не всегда однозначен, что связано с использованием несовершенных методик, субъективизмом при интерпретации первичных материалов.

Материалы космического зондирования уже доказали свою эффективность при поисках нефти и газа, различных руд. Очевидна необходимость их широкого внедрения в комплекс работ при прогнозе и поисках коренных алмазов, что позволит повысить достоверность оценок, снизить затраты, расширить перечень благоприятных факторов. Обусловлено это наличием таких уникальных свойств космических снимков, как обзорность, естественная генерализация, рентгеноскопичность, которые позволяют выявлять и картировать многие важнейшие особенности строения территорий, влияющие на локализацию алмазоносных пород.

Обзорность снимков позволяет равноценно изучать территории по принципу от общего к частному, что практически невозможно осуществить при традиционных методах исследований. При этом различные структуры и комплексы прослеживаются на значительных расстояниях, изучаются их пространственные взаимоотношения, оперативно уточняются геологические границы, наблюдаются эффекты динамики благодаря контрастно развивающимся блокам земной коры. Объективно анализируется микротрещиноватость как сопровождающаяся смещением пород. Это особенно важно в связи с тем, что традиционными методами последняя почти не выделяется, хотя и может влиять на миграцию магм.

* По материалам космического зондирования.

Естественная генерализация помогает эффективно отбирать объекты, соответствующие масштабу космических снимков, и получать таким образом реально существующие в земной коре наборы геологических тел и структур, выяснять их взаимоотношения. Это повышает качество решения целого круга научных и производственных задач, связанных с анализом структурно-вещественной организации литосферы на разных уровнях ее развития и позволяет создавать на этой основе различные модели районирования. Снимки малого разрешения проявляют наиболее крупные и интегрированные черты строения литосферы. Увеличение разрешения ведет к уменьшению степени интеграции геолого-ландшафтных признаков, проявляются относительно мелкие детали строения территорий. Происходит не только количественное, но и качественное изменение информации. То есть, возможность ранжирования геологической информации на разных уровнях генерализации изображений позволяет максимально полно решать задачи, требующие системного подхода, что делает материалы космического зондирования незаменимыми при проведении различного рода районирования, увязки тектонических построений, создании прогнозных карт.

Рентгеноскопичность позволяет выявлять и проследивать структуры под покровами небольшой мощности, что важно при проведении различного рода съемочных и поисковых работ. Кроме того, материалы космического зондирования содержат значительные резервы информации в специальных видах съемок — зональных, тепловых, радарных, к систематическому изучению которых в алмазоносных районах практически еще не приступали.

Рассмотрение благоприятных факторов локализации площадей алмазоносных пород, приводимых в ряде работ [2, 3, 7, 8, 9, 10, 12, 13], показывает, что часть из них может быть выделена с помощью материалов космического зондирования. Очевидно, что большинство из них вряд ли будет обладать прямой выраженностью и скорее проявится через косвенные индикаторы, выделяемые либо путем обработки изображений на оптических и оптико-электронных комплексах, либо результатов формального дешифрирования с помощью различных качественных и количественных приемов. Не исключается и выделение специфических («космических») признаков, недоступных для установления традиционными методами.

Нами были изучены космические снимки масштабов от 1:5 000 000 до 1:1 000 000 на известные площади распространения кимберлитов в Восточной Сибири, Южной Аф-

рике, на севере европейской части России, полученные в последние годы с российских спутников Земли. Необходимый справочный материал для интерпретации результатов дешифрирования получен при знакомстве с рядом монографий, статей, отчетов и карт. Основной целью работ явилось выяснение форм выраженности площадей развития кимберлитового магматизма и факторов, определяющих их местоположение.

Осложняющим исследование фактором явилось то, что вовлеченные в анализ площади оказались расположенными в резко отличных ландшафтных зонах. Это отразилось на различной форме проявления сходных геологических структур и образований на снимках. Кроме того, не позволяла надеяться на успех с помощью традиционных методов геоиндикационного дешифрирования общеизвестная связь кимберлитового магматизма с обычно слабовыраженными на КС глубинными структурами, а также малые размеры самих промышленных месторождений. Поэтому главной целью работ мы считали выделение площадей, где в максимальной степени совпадают факторы рудоконтроля таксонов искомого ранга, т. е. существуют условия для локализации потенциально алмазоносных пород. В качестве исходного материала для анализа использовались снимаемые с изображений линейные элементы, кольцевые и дуговые элементы ландшафта, площадные участки с различными характеристиками. Большинство из них не выражается на существующих геологических, геофизических и геохимических картах, так как отражает скрытые геологические тела и структуры, проявляющиеся на снимках за счет динамизма и естественной генерализации микроландшафтных признаков. Статистическая обработка этих элементов позволяет получать количественные характеристики пространственных изменений отдешифрированных объектов и их корреляционные зависимости с геологическими и геофизическими образованиями. Она же дает возможность разделять (фильтровать) информацию на составляющие и на новом уровне, освобожденном от влияния составляющих других рангов, ее анализировать.

Провинции алмазоносных пород традиционно совмещают с границами платформ с докембрийским основанием. Объясняют это тем [1], что возникновение алмазоносных интрузий обусловлено спецификой эволюции верхней мантии под платформами, а также благоприятными условиями транспортировки вещества к поверхности. Разнообразие возраста, форм и фаций проявления магматизма на различных континентах обуславливается отличием в их тектоническом развитии. На мелкомасштабных кос-

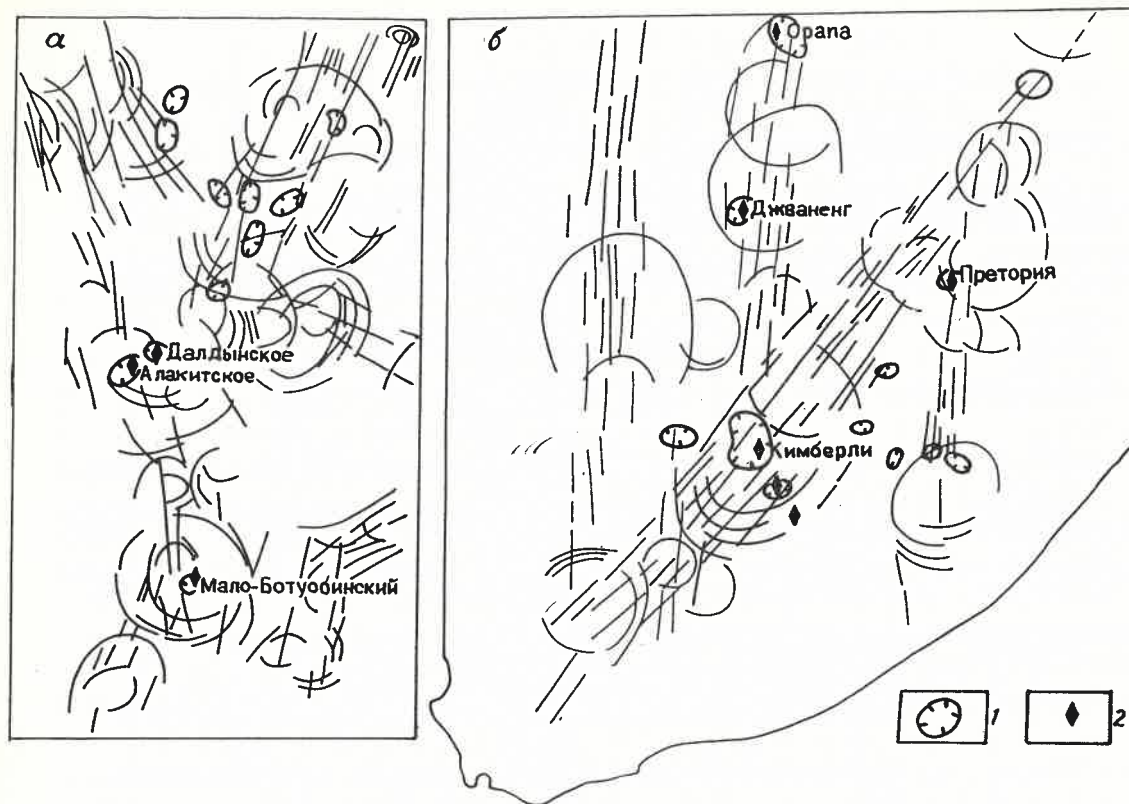


Рис. 1. Изображение известных рифтов на мелкомасштабных космических снимках:

а — Восточная Сибирь; б — Южная Африка; 1 — площади проявления кимберлитов и лампроитов; 2 — районы добычи коренных алмазов

мических снимках платформы отчетливо проявляются по преобладающему развитию равнинных ландшафтов с характерными фоторисунками. Надежно картируются границы развития платформенных отложений. В ряде случаев выявляются участки, перекрытые надвигами.

Субпровинции алмазоносных пород представляют собой участки платформ площадью десятки-первые сотни тысяч квадратных километров. Одним из ведущих факторов, способствующих их образованию, являются линейные зоны тектонических активизаций, часть из которых наследует древние структуры, а часть связана с новыми, секущими систему кратонов и подвижных поясов. Ряд таких зон являются континентальными рифтами, возникновение которых связано с процессами, зарождающимися на больших глубинах. Механизмом служат, вероятно, конвекционные течения, в ходе которых огромные массы вещества разогреваются и «всплывают» к подошве коры. При этом, базифицируется земная кора, происходит уменьшение ее мощности, возникают близвертикальные проницаемые зоны, проявляющиеся в фунда-

менте протогеосинклиналями, а в чехле — авлакогенами, зонами линейных валов и депрессий. На мелкомасштабных космических снимках известные рифты отражаются сгущениями крупных линейаментов, сопровождающихся гирляндами кольцевых структур диаметром до 150—250 км (рис. 1). Возникновение последних связано с тектоническими процессами, вызванными существованием мантийных диапиров.

Вторым ведущим фактором для субпровинций считают кратоны на том основании, что практически все алмазоносные кимберлиты расположены в их пределах. Традиционно под кратонами понимаются жесткие участки земной коры, реагирующие на внешние тектонические напряжения хрупкими деформациями. Эти области обладают умеренным геотермальным градиентом, что обеспечивает быстрое продвижение расплавов к поверхности и сохранение в них алмазов. Наиболее древние, архейские, части кратонов называются ядрами (нуклеарами) и окружены дислоцированными поясовыми зонами, приобретшими стабильность в протерозое. Архейские кратоны обычно сопро-

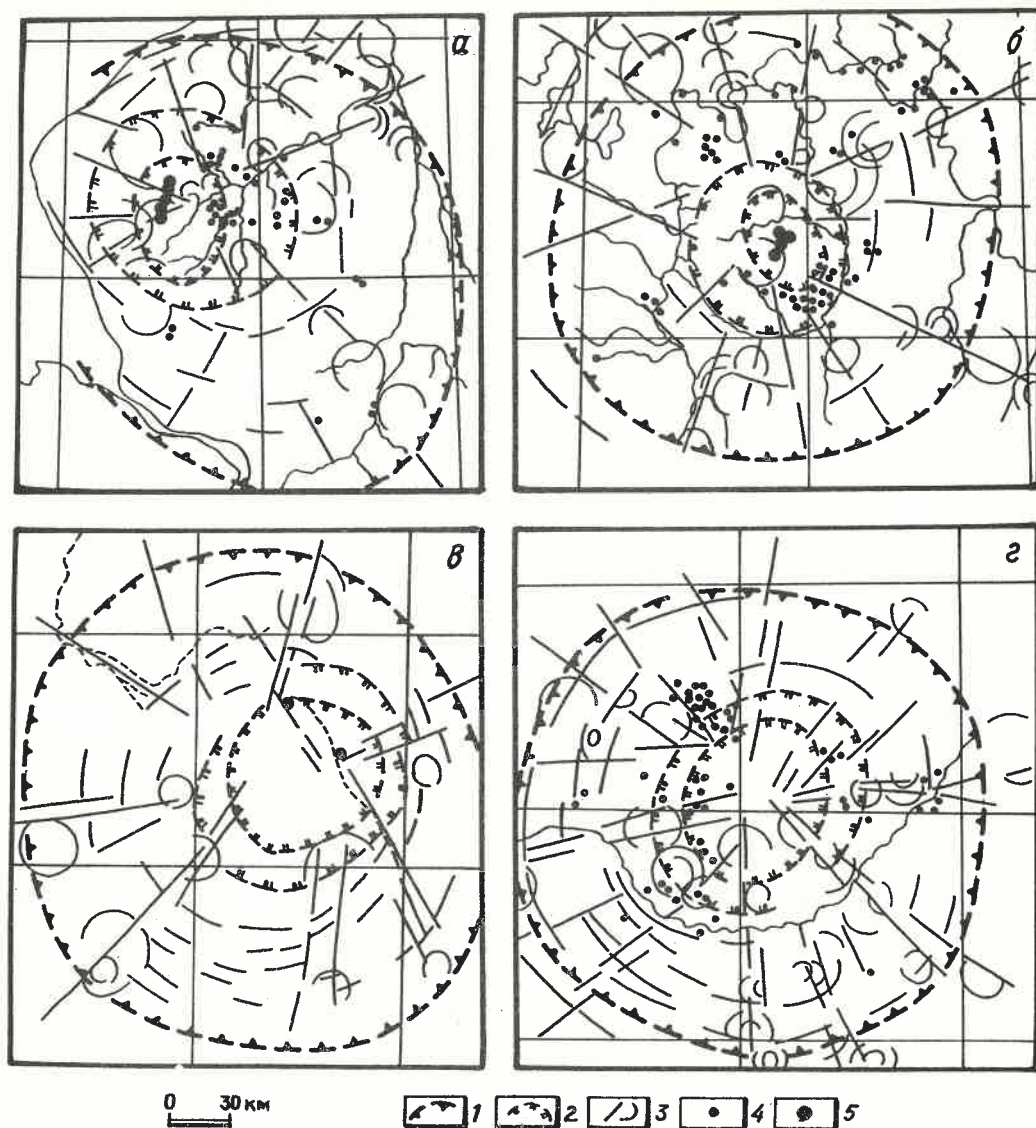


Рис. 2. «Очаговые структуры, выявленные по комплексу признаков, полученных при анализе космических снимков среднего разрешения:

районы: а — Зимнебережный, север Восточно-Европейской платформы, б — Мало-Ботубинский, Восточная Сибирь, в — Орапа-Летлахане, Южная Африка, г — Восточная Кимберли, Австралия; 1 — внешний условный контур районов; 2 — контуры внутреннего «ядра» структуры; 3 — дуговые и радиальные элементы строения структуры, проявленные в ландшафте; 4 — проявления глубинного магматизма в виде трубок, даек; 5 — промышленные месторождения алмазов

вождаются погружением поверхности Моховичича и, как следствие, отличаются глубинными отрицательными гравитационными аномалиями.

Выделение кратонов — задача довольно сложная из-за практически постоянной перекрытости фундамента мощными покровами осадочных пород. Вариантов оконтуривания довольно много и они постоянно изменяются при поступлении новых данных геофизических съемок и бурения. При дешифрировании мелкомасштабных космических снимков в преде-

лах платформ выявляются крупные, сложнопостроенные овалы диаметром в сотни километров. Именно их М. З. Глуховской и Е. В. Павловский [5] рассматривали в качестве первичных ядер консолидации земной коры. В сочетании с охарактеризованными выше линейными структурами они позволяют выделить до 30 % от площадей платформ в качестве благоприятных для локализации потенциально алмазоносных пород.

Таксон в ранге района признается не всеми из-за отсутствия явно выраженных ве-

щественных границ. В большинстве случаев это площади в первые десятки тысяч квадратных километров, объединяющие несколько пространственно сближенных полей кимберлитов. Магматизм в пределах районов обычно близок по возрасту, хотя известны случаи и телескопирования разновозрастных образований.

Основным структурным фактором контроля районов проявления алмазоносных кимберлитов и лампроитов большинство исследователей считает узлы пересечения и сочленения рифтов, трансформных к ним крупных разломов. Такие условия благоприятны для возникновения стволочных каналов, где обеспечиваются наиболее благоприятные условия для проникновения мантийных магм. Геологические карты современной поверхности малоинформативны для выделения границ развития кимберлитового магматизма, так как интрузивные тела внедряются в различные по составу породы, возраст которых на десятки и сотни миллионов лет древнее кимберлитов. В гравитационном и магнитном полях районам отвечают совмещенные отрицательные изометричные аномалии, указывающие на разуплотнение и размагничивание пород фундамента [3, 10]. Сейсмическое зондирование фиксирует [4, 6, 11] на поверхности мантии аномальные участки высоких граничных скоростей, антиклинальный характер отражающих и преломляющих горизонтов в земной коре, повышение граничных скоростей на поверхности фундамента, кольцевые и дугообразные разломы в нижних горизонтах осадочного покрова.

Анализ мелкомасштабных космических снимков подтвердил приуроченность районов проявления алмазоносных кимберлитов к узлам пересечения нескольких протяженных зон линейamentов повышенной густоты, отражающих глубинные осложнения земной коры. Постоянно отмечается наличие слабопроявленных кольцевых структур диаметром до 200 км, природа которых также обусловлена, очевидно, глубинными процессами. В пределах районов типична изотропия в распределении более мелких линейamentов, свидетельствующая о повышенной тектонической нарушенности верхних частей коры. Этих признаков достаточно для оконтуривания всех известных районов проявления кимберлитов, однако удовлетворительного геологического объяснения получаемых при этом контуров пока нет.

Визуальный анализ среднемасштабных космических снимков не выявил контрастных характеристик ландшафта, способных однозначно указывать на границы районов. Специализированное дешифрирование исходных и преобразованных с помощью ЭВМ изображений с последующей обработкой ре-

зультатов позволило наметить на нескольких площадях с уже известной промышленной алмазоносностью (рис. 2) признаки «очаговых» структур, которые, по нашему мнению, и определяют границы районов.

Районы локализации потенциально алмазоносных пород в верхних частях земной коры представляют собой, прежде всего, определенное сочетание тектонических нарушений в фундаменте и породах перекрывающего его осадочного чехла, обусловленное воздействием на них глубинных сил. Источником энергии для такого процесса может быть глубинное тепло недр, обусловленное общим разогревом верхней мантии в докембрии. Повышение температуры приводило к изменению физико-механических свойств субстрата мантии и коры. В участках повышенной проницаемости происходило отделение мантийных диапиров, поднимающихся к подошве земной коры. В верхние горизонты литосферы мигрировали свободные флюиды, разуплотняющие и размагничивающие породы, изменяющие их упругие свойства. Очаговый характер такой миграции подтверждают и геофизические исследования. Таким образом, для проникновения к поверхности кимберлиты использовали ранее подготовленные каналы, проявляющиеся вблизи поверхности практически только структурными признаками.

В большинстве изученных с помощью космических снимков районах выделяются концентрические структуры диаметром 130—170 км с внутренним ядром в 50—70 км. Достаточно отчетливо они проявляются при анализе водотоков, взаимоотношений линейamentов, кольцевых элементов и площадных ландшафтов, цветовых аномалий, получаемых при ложном окрашивании и синтезировании зональных материалов. Природа последних еще не совсем ясна, но не исключено, что на ландшафты оказывает влияние и геохимическая составляющая эволюции надочагового пространства. Как правило, между внутренним и внешним кольцами в современном рельефе отмечаются слабые поднятия, а в центральной части структуры понижения, что можно объяснить проседанием ядра в связи с общей дезинтеграцией субстрата в пределах сквозькорового канала. Амплитуда этих движений ничтожна, поэтому и не привлекла внимания при традиционных работах. Установлены также системы радиальных разломов, типичные для классических очаговых структур областей тектоно-магматической активизации, с которыми обычно связаны рудные месторождения, в том числе ассоциирующиеся и с основными породами.

Таким образом, очевидно, что материалы космического зондирования способны снаб-

жать геологов экспрессной информацией, позволяющей выделять в первом приближении наиболее благоприятные площади для локализации алмазоносных пород. Пока лишь получены первые результаты, но и они свидетельствуют о необходимости продолжения и углубления работ в этом направлении. Прежде всего, следует тщательно изучить все уже известные таксоны алмазоносных пород, что позволит создать надежные прогнозные модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В. И. Петрогенетические серии алмазоносных пород // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250.
2. Геологическое строение и минерагения СССР. Т. 10 / Под ред. Е. А. Козловского. — Л.: Недра, 1989.
3. Геология и генезис алмазных месторождений. Мингео СССР. — М.: ЦНИГРИ, 1989.
4. Глубинные геофизические исследования по профилю Олгуйдах-Мирный-Лена / В. Д. Суворов, А. Б. Крейкин, В. С. Селезнев и др. // Геология и геофизика. № 9. С. 72—80.
5. Глуховский М. З., Павловский Е. Б. Новые аспекты геотектоники и минералогии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 5—20.
6. Дукардт Ю. А., Борис Е. Н. Образ кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции: Тез. докл. Иркутск, 1990. С. 159—161.
7. Иванкин П. Ф., Фельдман А. А., Манучарянц А. О. О региональных закономерностях локализации кимберлитов по геолого-геофизическим данным // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 145. С. 3—9.
8. Митчелл А., Горсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
9. Романов Н. Н., Герасимчук В. А. Кимберлитовые поля Сибирской алмазоносной провинции, их связь с рифтогенными структурами и геофизическими неоднородностями: Тез. докл. Иркутск. 1990. С. 12—17.
10. Романов Н. Н., Клименко Н. Ф., Герасимчук А. В., Полторацкая О. Л. Тектонические и глубинные факторы локализации кимберлитов восточного борта Тунгусской синеклизы // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250. С. 32—41.
11. Суворов В. Д., Балакишин Г. Д., Черный С. Д. Глубинное строение и контроль проявлений кимберлитового магматизма в Западной Якутии по данным ГСЗ: Тез. докл. Иркутск, 1990. С. 88—89.
12. Шпунт Б. Р. Кимберлитоконтролирующие структуры Сибирской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250. С. 22—31.
13. Янсе А. Д. Новый подход к классификации кратонов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 12—30.

УДК 553.463 + 553.44 (235.216)

© С. Г. Соловьев, 1994

Монцонитоидные ассоциации полиметаллически-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня

С. Г. СОЛОВЬЕВ (ИГЕМ)

В Южном Тянь-Шане, обычно рассматриваемом как регион распространения олово-вольфрамовых месторождений, выделены представители полиметаллически-вольфрамовой рудной формации, сходные с известными полиметаллически-вольфрамовыми месторождениями Сихотэ-Алиня, Канадских Кордильер и др. Их отличительными особенностями являются шеелит-сульфидный (существенно пирротиновый) состав руд и угнетенное развитие оловянной минерализации, а также пространственная и парагенетическая связь с монцонитоидными магматическими комплексами. Породы последних несут петрогеохимические черты происхождения из глубинных источников, но формировались в гипабиссальных условиях, чем и отличаются от сиалических гранитоидов, сопровождаемых олово-вольфрамовым оруденением. Сделан вывод о гетерогенности источников магматизма на вольфрамовых месторождениях Южного Тянь-Шаня.

Гипабиссальные интрузивы монцонитоидов, принадлежащих к шошонит-латитовому или латит-андезитовому типу производ-

ных глубинного магматизма и являющихся плутоническими аналогами латитов, широко распространены в фанерозойских складчатых поясах и продуктивны на ряд цветных, редких и благородных металлов. В отношении вольфрама они относятся к одному из двух типов потенциально рудоносных магматических ассоциаций, противопоставляемому гранитоидным комплексам, имеющим менее глубинные, преимущественно коровые источники [18].

Породам монцонитоидных серий свойственны существенная обогащенность Ba, Sr, Cr, Co, Ni, V, PЗЭ (особенно легкими лантаноидами), повышенная щелочнометалльность (с преобладающей ролью калия), широкий ряд дифференциации расплава (включающий ранее основные, габброидные разновидности пород, промежуточные монцонитоидные и завершающие гранитоидные члены), определенная специфика минерального состава (широкое развитие амфиболов и щелочных полевых шпатов, ранняя кристаллизация магнетита, апатита и др.) и структур («монцонитовые»). Породы монцонитоидных ассоциаций обладают призна-

ками образования в гипабиссальных условиях, что выражается в их порфировидности, иногда очень резкой, зональном строении выделений полевых шпатов и темноцветных минералов, наличии приконтактовых фаций магматического замещения. По сравнению с менее глубинными по источникам, но более глубинными по условиям кристаллизации гранит-лейкогранитными сериями породы монцонитоидных ассоциаций значительно обеднены Li, Rb, Be и другими литофильными элементами.

Существенно отличаются вольфрамовые месторождения, связанные с монцонитоидными ассоциациями, с одной стороны, и с сопряженными с ними в единых протяженных поясах гранит-лейкогранитными сериями, с другой. Так, к монцонитоидным интрузивам приурочены сульфидно-вольфрамовые месторождения, по классификации Ф. Р. Апельцина принадлежащие к полиметаллически-вольфрамовой рудной формации [3]. Для них, помимо связи с указанными магматическими сериями, характерны: обилие разнообразных сульфидов, включающих кроме пирротина галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли серебра, висмута и др., а кроме шеелита — нередко и вольфрамит; широкое распространение пропилитов как ведущих рудоносных (часто апоскарновых) образований, в эволюции постмагматического процесса сменяющихся березитами и кварц-серицитовыми метасоматитами. В скарновом, наиболее изученном, типе месторождений этой рудной формации развиты преимущественно пироксеновые скарны (с резко подчиненной ролью граната и других минералов). Эталонные представители полиметаллически-вольфрамовой рудной формации — скарновые месторождения Восток-2 и Лермонтовское в Приморье, Мактанг и Кантанг в Канадских Кордильерах, Сало во Франции и др.

Вольфрамовые месторождения, связанные с гранит-лейкогранитными сериями, принадлежат преимущественно к олово-вольфрамовой рудной формации (по Ф. Р. Апельцину [3]). Для них показательны более тесная ассоциация шеелита и вольфрамита (при количественном преобладании последнего) с касситеритом и станнином и другими минералами олова, нередкое присутствие борной минерализации (людвигит, котоит, данбурит, датолит и др.), широкое развитие грейзенов, которыми в основном и представлен наиболее продуктивный тип месторождений данной рудной формации (Трудовое в Киргизии, Циновец в Рудных горах, Спокойнинское в Забайкалье, Забытое, Тигриное в Приморье и др.). Масштабы скарнового типа месторождений олово-воль-

фровой рудной формации меньше, а их эталонными представителями служат месторождения Майхура и Каратюбе в Средней Азии, Латвасюрское в Приладожье и др.

Характерной чертой полиметаллически-вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений является их обычное сонахождение в пределах протяженных плутонических (вулcano-плутонических) поясов, формировавшихся в эпигеосинклинальной орогенный этап развития земной коры. В поясах они обычно ассоциируют с собственно полиметаллическими и полиметаллически-оловянными месторождениями, которые, как и полиметаллически-вольфрамовые объекты, связаны с близповерхностными вулcano-плутоническими комплексами, принадлежащими к латит-андезитовому геохимическому типу. Такая ассоциация вольфрамовых месторождений, относящихся к полиметаллически-вольфрамовой рудной формации, может рассматриваться в качестве латерального ряда родственных рудных формаций, характерного для орогенных (эпигеосинклинальных) вулcano-плутонических поясов. Именно такая ассоциация полиметаллически-вольфрамовых месторождений, связанных с латит-андезитовыми орогенными сериями, позволяет обособить их от вольфрамовых (преимущественно молибден-вольфрамовых и золото-медно-молибден-вольфрамовых) месторождений, связанных с шошонит-латитовыми сериями областей эпиплатформенной тектоно-магматической активизации консолидированных структур и ассоциирующих с медно-молибденовыми и молибденовыми объектами.

Территория Южного Тянь-Шаня обычно рассматривается как протяженная средне-позднепалеозойская геосинклинально-складчатая область, консолидированная в эпоху герцинского орогенеза, протягивающаяся в субширотном направлении на расстояние более 2000 км. Область постепенно выклинивается к востоку, ограничиваясь здесь с юга Таримской платформой, а с севера — Атбаши-Иныльчекским глубинным разломом, отделяющим ее от каледонских структур Срединного Тянь-Шаня. Западнее Таласо-Ферганского разлома северная граница Южного Тянь-Шаня проводится по системе Букантау-Южно-Ферганских глубинных разломов, отделяющей его от Ферганской впадины и Чаткало-Кураминского срединного массива, относящегося к Срединному Тянь-Шаню, а еще западнее — от Кызылкумо-Кураминского эпикаледонского вулcano-плутонического пояса, также принадлежащего к Срединному Тянь-Шаню. С юга к Южному Тянь-Шаню причленяется близкая по возрасту Памир-Куэнь-

лунская геосинклинально-складчатая область, а западнее он граничит с нижнепротерозойскими и архейскими породами Афгано-Таджикского срединного массива. На крайнем западе герциниды Южного Тянь-Шаня обрезаются крупным меридиональным разломом, по которому происходит торцовое сочленение структур Урала и Южного Тянь-Шаня (по Е. Д. Карповой, Д. П. Резвому и др. [5 др.]).

Таким образом, герциниды Южного Тянь-Шаня представляют собой крупную складчатую систему, зажатую с севера и юга блоками более ранней консолидации. Разрез герцинского геосинклинального комплекса начинается с силура и кончается средним карбоном. Выделяются северные в основном эвгеосинклинальные зоны с широким развитием пород офиолитовой ассоциации и южные миогеосинклинальные с карбонатно-терригенным разрезом. Основные деформации, отвечающие эпигеосинклинальному орогенному этапу, происходили в конце среднего — начале позднего карбона. В позднем палеозое и раннем триасе формировались разнообразные, преимущественно монзонитоидные и гранитоидные, а также щелочные (сиенитовые) интрузивные массивы. При этом в связи с монзонитоидами ранней орогенной стадии (C_2-P_1) возникали месторождения олова, вольфрама, золота, серебра, полиметаллов, а в связи с сиенитами поздней орогенной стадии (P_2-T_1) формировались нефелиновые и редкометалльные — редкоземельные месторождения. Устанавливается отчетливое магмоконтролирующее значение сквозных субмеридиональных и кососекущих зон скрытых глубинных разломов (рис. 1).

Территория Южного Тянь-Шаня в металлогеническом отношении показательна особенно широким распространением олово-вольфрамового и оловянного оруденения, образующего субширотный пояс. Обычно вольфрамовые месторождения региона относятся к олово-вольфрамовой рудной формации, связанной с крупными гранитоидными plutонами ранней орогенной стадии [1, 10]. Петрогеохимическая специфика этих plutонов рассмотрена М. Г. Руб, В. А. Павловым [15] на примере магматической ассоциации Сарыджазского рудного района, при этом был выявлен коровый источник исходных расплавов, продуцировавших породы, обогащенные Li, Rb, Nb, Sn, W, F, B и обедненные Ba, Sr, Cr, Ni, V, Co. Сделанные выводы о магматических источниках серий, продуктивных на олово-вольфрамовое оруденение, и специфике магматических пород, по-видимому, справедливы и для других аналогичных магматических комплексов Южного Тянь-Шаня. Близкие

результаты получены нами для магматических ассоциаций скарновых олово-вольфрамовых месторождений Майхура и Каратюбе (таблица).

Однако целый ряд вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня обладает иной спецификой. Руды практически не содержат значимых концентраций олова, что не позволяет относить их к олово-вольфрамовой рудной формации, несмотря на их пространственную сближенность и даже со вмещенность в единых рудных районах с действительно олово-вольфрамовыми и оловянными месторождениями. Напротив, эти объекты имеют отчетливые признаки принадлежности к полиметаллически-вольфрамовой рудной формации [16]. По-видимому, к ним относятся известные месторождения скарнового типа Меликсу, Фархоб, Кабуты, скарновое и жильно-штокерское месторождение Джилау, объекты Яхтонской группы (Яхтон, Ходжадык и др.) и даже, возможно, месторождение Ингичке, которое и по масштабу резко отличается от скарновых олово-вольфрамовых месторождений.

Месторождение Меликсу, геологическое строение, состав руд и специфика магматической ассоциации которого рассмотрены в работе [16], находится в Сурметашской структурно-формационной зоне Туркестано-Алая, ограниченной субширотными разломами и сложенной осадочными и метаморфизованными породами силура — карбона. В ней отмечаются линейные зоны базит-гипербазитовых офиолитоподобных комплексов, залегающих в виде мощных аллохтонных пластин и образующих чешуйчатые моноклинали (по Л. Н. Абакумовой, А. В. Буйдиной и др. [7 и др.]).

Месторождение представлено серией сближенных приконтактовых крутопадающих рудных залежей, локализованных в экзоконтакте небольшого (площадью около 25 км²) интрузива и сформированных при наложении послескарновых рудоносных метасоматитов на тела пироксеновых скарнов. Среди метасоматитов ведущую роль играют пропилиты, состав которых определяется ассоциацией актинолита, эпидота, клиноцоизита, кислого плагиоклаза (олигоклаз-альбит и альбит), кварца, кальцита, хлорита. Из рудных минералов пропилитов преобладают пирротин (нередко более 50 % объема богатых руд) и молибденсодержащий (0,3—0,9 % MoO₃) шеелит; в существенных количествах присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит. В более поздних березитах и кварц-серицитовых метасоматитах шеелит представлен своей почти безмолибденовой разновидностью (0,05—0,09 % MoO₃), ассоциирующей с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, сульфосолями се-

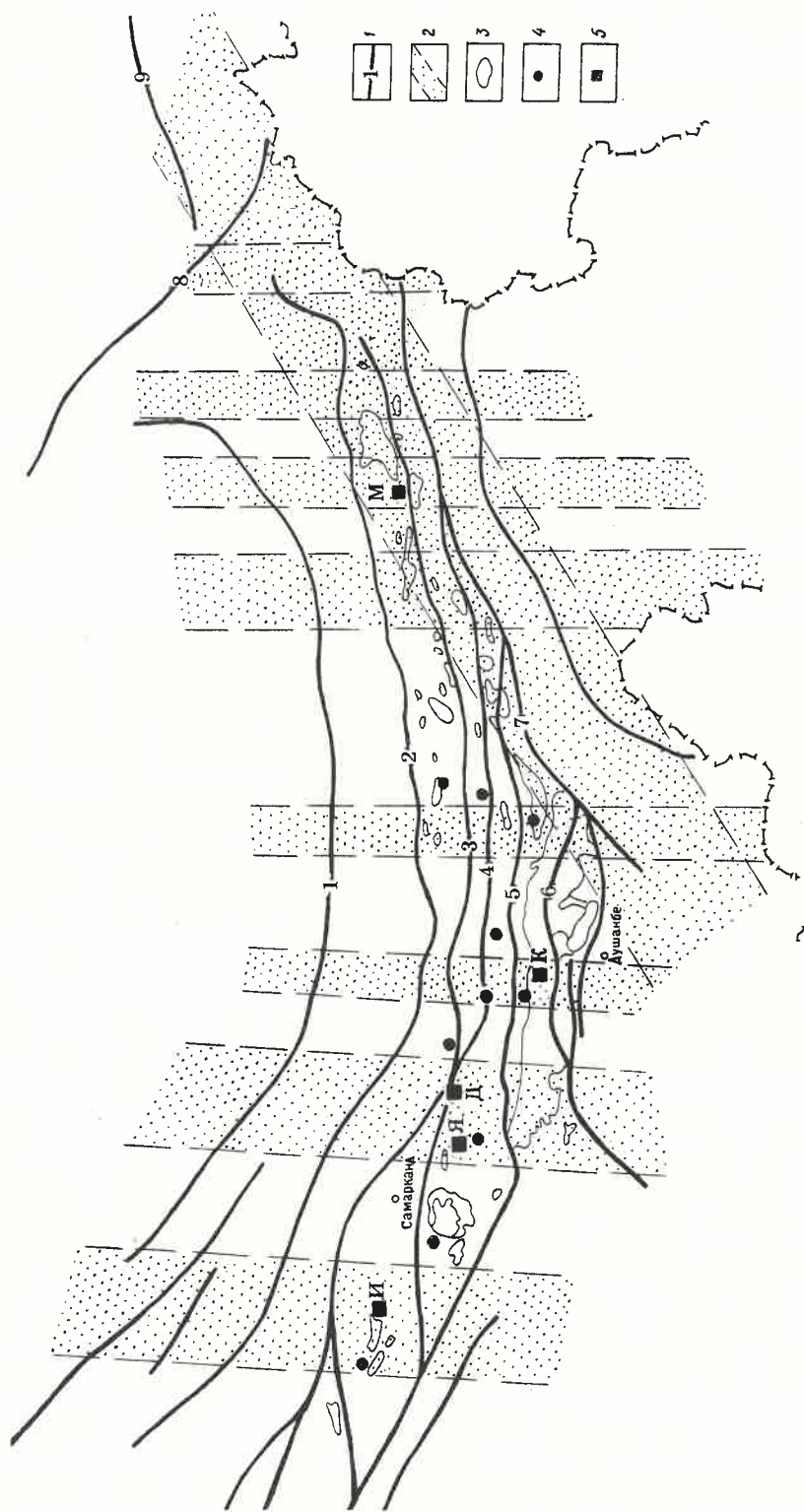


Рис. 1. Размещение полиметаллически-вольфрамовых месторождений в структурах Южного Тянь-Шаня:

1 — глубинные разломы (1 — Букантау-Южно-Ферганский, 2 — Туркестано-Алайский, 3 — Зеравшанский, 4 — Гиссаро-Каратегинский, 5 — Главный Гиссарский, 6 — Ходжа-Обигармский, 7 — Гиссаро-Кокшаальский (Южно-Гиссарский), 8 — Таласо-Ферганский, 9 — Атбаш-Иньельчский); 2 — зоны скрытых глубинных разломов; 3 — интрузивные массивы; 4 — оловянные, олово-вольфрамовые месторождения; 5 — полиметаллически-вольфрамовые месторождения (М — Меликсу, К — Кабуты, Д — Джилау, Я — Яхтон, И — Ингичке)

Средние химические составы интрузивных пород вольфрамовых месторождений

Компоненты	1(4)	2(3)	3(7)	4(10)	5(3)	6(6)	7(2)	8(10)	9(4)	10(2)	11(5)	12(5)	13(2)	14(5)	15(4)	16(5)
SiO ₂	63,09	65,06	64,37	63,42	52,97	64,61	74,97	67,62	72,05	75,94	64,59	71,75	72,89	74,47	72,43	72,94
TiO ₂	0,56	0,53	0,38	0,45	1,00	0,46	0,02	0,45	0,30	0,07	0,59	0,30	0,02	0,03	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	17,04	16,58	15,82	16,32	16,95	15,57	12,84	14,77	13,02	12,51	15,54	13,89	14,40	13,82	14,81	14,82
Fe ₂ O ₃	1,27	1,07	1,59	0,70	1,43	1,06	0,40	0,94	0,74	0,22	0,83	0,95	0,72	0,45	0,77	0,90
FeO	3,68	3,32	2,28	2,22	7,93	3,85	0,81	2,22	1,48	0,20	3,29	1,30	0,33	0,39	0,36	0,31
MnO	0,08	0,08	0,13	0,06	0,17	0,08	0,04	0,09	0,07	0,03	0,07	0,07	0,10	0,02	0,18	0,08
MgO	1,47	1,19	1,91	1,91	4,18	2,17	0,48	1,38	0,82	0,20	2,79	0,70	0,42	0,48	0,20	0,20
CaO	4,88	4,42	4,35	5,57	7,32	4,19	0,80	2,80	1,64	1,33	4,16	1,30	0,61	0,72	0,50	0,57
Na ₂ O	2,77	2,90	2,79	3,29	2,95	2,86	3,32	3,06	2,58	2,81	3,51	3,25	4,72	4,09	5,02	4,70
K ₂ O	3,29	3,53	2,99	4,43	2,22	3,08	5,03	4,69	5,83	5,71	2,63	5,02	4,55	4,17	4,23	3,81
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,19	0,19	0,13	<0,04	0,14	0,09	<0,04	0,20	0,10	0,28	0,18	0,40	0,45
CO ₂	<0,20	<0,20	0,24	0,25	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20
S _{общ}	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
F	0,058	0,063	0,044	0,054	0,065	0,040	0,019	0,093	0,067	0,030	0,102	0,031	0,063	0,031	0,033	0,048
H ₂ O ⁻	0,12	0,10	0,36	0,10	0,18	0,10	0,96	0,11	0,17	0,24	0,13	0,12	0,19	0,21	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,96	0,62	1,06	0,41	1,24	0,11	0,30	0,64	0,41	0,27	0,72	0,45	0,20	0,40	0,13	0,40
Сумма	99,71	99,88	98,55	99,47	99,10	98,61	100,31	99,30	99,57	99,90	99,45	99,53	99,79	99,76	99,49	99,65
Ba	2207	2178	2420	2357	1062	897	72	1038	1179	184	1190	652	152	308	233	111
Sr	641	624	682	663	330	299	24	281	211	65	405	122	26	46	15	30
Li	44	42	23	11	68	46	15	56	39	12	76	29	7	14	8	16
Rb	131	135	94	161	88	118	182	154	195	205	105	273	268	187	348	300
Zr	168	165	155	159	65	133	60	155	102	40	174	183	16	19	20	15
Nb	11	7,3	5,4	5,1	<3,5	<3,5	<3,5	12	10	14	<3,5	8	<3,5	<3,5	12	21
Be	1,0	1,2	3,5	3,4	3,7	3,5	4,4	4,1	3,9	5,6	5,4	7,3	32	15	48	63
Mo	1,5	1,9	2,3	3,3	4,1	2,2	2,3	1,1	1,2	1,4	4,4	3,2	2,8	3,2	<1	<1
Sn	<5	<5	<5	12	<5	<5	<5	12	9	8	6	15	25	16	39	27
Cr	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	76	<30	<30	<30	<30	<30
Co	<5	<5	7,5	5,8	26	11	<5	5,2	<5	<5	12	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	23	<20	<20	<20	<20	<20
V	10	12	44	40	173	65	54	19	11	<5	56	13	4	5	6	5
Σ(Tr)·xO ₃ + Y ₂ O ₃	220	200	194	226	200	245	235	176	123	110	210	252	68	65	260	234

Примечание. Содержание Ba, Sr, Li, Rb, Zr, Nb, Be, Mo, Sn, Cr, Ni, V, Σ(Tr)·xO₃ + Y₂O₃ в г/т, остальных компонентов в %. Пробы 1, 2 – месторождение Мелису (1 – кварцевые моноклиориты – кварцевые диориты, 2 – кварцевые моноклиориты – гранодиориты); 3 – Джилу (кварцевые моноклиориты, 4 – Яхтов (кварцевые моноклиориты), 5 – 7 – Кабуты (5 – субщелочные кварцсодержащие габбро, 6 – кварцевые моноклиориты, 7 – субщелочные лейкограниты); 8 – 10 – Илгиче (8 – гранодиориты, 9 – субщелочные граниты, 10 – субщелочные лейкограниты), 11 – 14 – Маххура (11 – кварцевые диориты, 12 – субщелочные граниты среднезернистые, 13 – субщелочные граниты мелкозернистые, 14 – мусковитсодержащие субщелочные лейкограниты), 15 – 16 – Каратке (15 – субщелочные граниты, 16 – мусковитсодержащие субщелочные граниты). В скобках – число анализов. SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O, Sr, P₂O₅, Nb, Zr определены рентгеноспектральным, FeO, Na₂O, CO₂, Собщ. H₂O⁺, F, Li, Rb, Cr, Σ(Tr)·xO₃ + Y₂O₃ – химическим, Ba – рентгенорадиометрическим, Ni, Co, V, Be, Sn, Mo – количественным спектральным методами (аналитики Л. А. Коротева, Н. В. Фофанова, Т. Н. Барсукова, В. А. Буренева, Л. В. Савинская, Ю. И. Гамов и др., ВИМС).

ребра и висмута, арсенопиритом, антимонитом. Оловянная минерализация и молибденит в рудах почти отсутствуют.

Продуктивные магматические образования, имеющие абсолютный возраст 279 ± 9 млн лет, представлены Меликсуйским интрузивом, который относится к караказкскому габбро-монцодиорит-гранодиоритовому комплексу позднего карбона — ранней перми, детально изученному В. М. Ненаховым, Н. Ф. Шинкаревым, Л. В. Кузнецовым и др. [8, 12 и др.]. По данным этих исследователей, в строении интрузива участвуют породы всех четырех фаз караказкского комплекса, однако преобладают породы 2-й (кварцевые монцониты — кварцевые диориты) и 3-й (кварцевые монцодиориты — гранодиориты) фаз, а образования 1-й (кварцсодержащие, иногда оливковые габброиды) и 4-й (лейкограниты) присутствуют в резко подчиненном количестве. Породы 2-й фазы обладают среднезернистой, местами слабопорфировидной, а также характерной монцонитовой структурой, определяемой резким идиоморфизмом зонального (периферия № 35—40, ядро до № 50) плагиоклаза (55—65 %) относительно калиевого полевого шпата (до 30 %), роговой обманки (15—20 %), биотита (10 %), кварца (10—20 %). Породы приконтактных фаций обогащены цветными минералами, приобретают гнейсовидность и более мелкую зернистость.

Относительно более широко развитые в интрузиве породы 3-й фазы, границы которых с породами 2-й фазы весьма нечеткие, имеют равномернозернистую, среднезернистую, иногда порфировидную (с порфировидными выделениями калишпата) структуру и состоят из зонального (периферия № 10—23, ядро № 35) плагиоклаза (40 %), кварца (20—25 %), калиевого полевого шпата (20—30 %), биотита (10—15 %), роговой обманки (5—8 %).

Характерная особенность аксессуаров в породах Меликсуйского интрузива и караказкского комплекса в целом — широкое распространение рудных минералов (шеелита, арсенопирита, халькопирита, борнита, пирротина, галенита, молибденита) наряду с цирконом, сфеном, апатитом [12].

По химическому составу образования Меликсуйского интрузива относятся к высококалийному известково-щелочному типу и отличаются несколько повышенными щелочнометалльностью (при устойчивом преобладании К над Na), магнизиальностью и основностью, а также повышенным содержанием F, Ba, Sr при невысоком содержании Li, Rb, Nb, Sn, Be (см. таблицу).

Месторождения Кабуты и Фархоб находятся в Южно-Гиссарской структурно-фор-

мационной зоне Зеравшано-Гиссара и входят в крупный рудный район, наиболее известным объектом которого является скарновое олово-вольфрамовое месторождение Майхура. Месторождения залегают в сланцах и известняках позднего силура — карбона, прорванных сравнительно небольшим многофазным Фархобским интрузивом, и представлены серией крутопадающих, но выполаживающихся с глубиной линзовидных тел пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов, переработанных в основном в рудоносную пропилитовую стадию с наложением кварца, кальцита, эпидота, хлорита, альбита, актинолита и др. К рудным минералам этой стадии относятся пирротин (слагающий часто до 80 % объема богатых руд), шеелит, пирит, халькопирит, реже молибденит. Более поздние серицит-кварц-сульфидные жилы, наряду с пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, сульфосолями висмута и серебра, арсенопиритом, содержат также весьма характерный вольфрамит, который замещается шеелитом самых поздних генераций. Оловянная минерализация в рудах отсутствует, что отмечала еще М. М. Скрипилева (1951). В участках контакта с измененными скарнами в интрузивных породах нередко интенсивно развиты мусковит-турмалин-кварцевые грейзены, обычно безрудные.

Фархобский интрузив, в экзоконтакте которого локализованы месторождения, средне-позднекаменноугольного возраста, площадью 3—5 км² [2]. Его породы представлены серией от субщелочных габбро-субщелочных кварцевых диоритов через кварцевые монцодиориты до субщелочных лейкогранитов. Первые характерны для приконтактной области интрузива, а его основной объем (около 80 %) сложен кварцевыми монцодиоритами.

Кварцевые монцодиориты имеют отчетливую монцонитовую структуру и образованы нерезко-зональным (периферия № 30—37, ядро до № 45) плагиоклазом (30—50 %), калиевым полевым шпатом (ортоклазом, микроклином) (20—30 %), кварцем (15—25 %), роговой обманкой (15—25 %) и биотитом (10—15 %). В более ранних субщелочных габбро-субщелочных кварцевых диоритах иногда отмечается клинопироксен (до 5—10 %), содержание роговой обманки и плагиоклаза (периферия № 40—45, ядро до № 60) несколько выше (соответственно 25—40 % и 50—60 %), а калишпата (преимущественно ортоклаза) и кварца ниже (соответственно 10—15 % и 5—10 %). В лейкогранитах темноцветные минералы представлены биотитом (3—7 %), кроме которого в них присутствуют микроклин (25—35 %), плагиоклаз № 10—15 (20—

30 %) и кварц (35—40 %). Акцессорная минерализация включает апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит, а также шеелит, галенит, пирротин и др. Характерно несколько повышенное содержание MgO и TiO_2 в биотитах (соответственно 5,64—11,05 и 1,74—5,84 %) [2].

По химическому составу породы Фархобского интрузива относятся к высококалиевому известково-щелочному типу и характеризуются несколько повышенными основностью, магнезиальностью и щелочнометаллностью с устойчивым преобладанием K над Na в средних и кислых разновидностях. Содержание F , Ba , Sr в них также заметно повышено, хотя и более низкое, чем в породах Меликсуйского интрузива (см. таблицу).

В Южно-Гиссарской зоне, в междуречье Лючоб — Варзоб, выявлены эффузивные и субвулканические разновидности шошонитов — кварцевых латитов средне-позднекаменноугольного возраста [17]. Они представлены покровами лав, лавобрекчий и туфов трахиандезитобазальтов, трахиандезитов, трахибазальтов ангорисайской и зачуской свит и комагматичными им силами и штоками субщелочных (иногда оливинных) габброидов и монзонитов. Учитывая отчетливую пространственную и формационную близость, нельзя, по-видимому, исключать определенное генетическое родство этих вулканитов и субвулканических образований с синхронными плутоническими породами Фархобского и других сходных интрузивов рассматриваемой площади.

Месторождение Джилау находится на стыке Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской структурно-формационных зон, разделенных глубинным Зеравшанским разломом, в восточной приконтактной области средне-позднекаменноугольного Чинорсайского интрузива (размером $5 \times 12 \text{ км}^2$), прорывающего сланцы, известняки и песчаники силура — карбона. Оно представлено серией тел измененных пироксеновых скарнов и штокверковыми зонами, несущими комплексное золото-сульфидно-вольфрамовое оруденение (шеелит, халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, самородное золото с подчиненными галенитом, сфалеритом, молибденитом, минералами висмута и серебра). При этом основная масса шеелита связана с апоскарновыми кальцит-эпидот-кварц-актинолитовыми метасоматитами, а золото-сульфидное оруденение и оруденение немного более позднего шеелита сосредоточены в серицит-карбонат-кварцевых прожилках. По-видимому, в этом месторождении совмещены скарновый и штокверковый типы объектов полиметаллически-вольфрамовой рудной формации, что отражает

его слабую эродированность и согласуется с интенсивным развитием относительно низкотемпературных золотоносных рудных парагенезисов.

В составе рудопродуктивного Чинорсайского интрузива, относящегося к чинорсай-арчамайданскому комплексу, кроме поздней дайковой серии выделяются субщелочные кварцевые диориты, развитые незначительно, а также преобладающие кварцевые монцодиориты и гранодиориты, имеющие постепенные переходы. Последние образованы зональным плагиоклазом № 52—32 (40—55 %), ортоклазом и микроклином (8—15 % в кварцевых монцодиоритах, 20—25 % в гранодиоритах), кварцем (15—25 %), роговой обманкой (5—10 %) и биотитом (8—15 %). Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, реже отмечаются ильменит, магнетит, ортит, гранат. Менее распространены породы гранитоидного семейства — субщелочные граниты и лейкограниты, представленные в основном лишь мелкими жильными телами. Для пород характерны несколько повышенные магнезиальность и титанистость биотитов (11,47—9,58 % MgO , 3,54—2,99 % TiO_2) [9].

Породы Чинорсайского интрузива, как и других магматических ассоциаций рассматриваемых месторождений, относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (см. таблицу). А. С. Ниезов, Ю. Мамаджанов [9], детально изучившие петролого-петрохимические особенности пород чинорсай-арчамайданского комплекса, относят их к латит-андезитовому геохимическому типу.

Месторождение Яхтон и аналогичные объекты Чакылкалянского рудного района (Ходжадык и др.) расположены в западной части Зеравшано-Гиссарской зоны. Они приурочены к контактам небольших интрузивов (Яхтонского площадью $0,8 \text{ км}^2$ и других), которые прорывают карбонатные и вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения силура — девона. Месторождения представлены сближенными телами измененных скарнов (преимущественно пироксенового и гранат-пироксенового состава) с наложенным на скарны комплексом минералов, включающим кварц, эпидот, актинолит, альбит, кальцит и рудные минералы. Среди последних, наряду с молибденсодержащим шеелитом и редким молибденитом, широко распространен пирротин. Более поздние березиты кроме халькопирита, пирита и безмолибденового шеелита содержат висмутин, козалин, тетрадимит, буланжерит, блеклые руды, борнит, арсенопирит, галенит и др.

Группа небольших интрузивов, с которыми связаны эти объекты, средне-позднекаменноугольного — раннепермского возраста

и образована разновидностями пород от монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов до лейкогранитов. Наиболее ранние породы — монцодиориты, иногда кварцсодержащие — сложены плагиоклазом (андезин-лабрадором) (30—50 %), микроклином и ортоклазом (10—25 %), кварцем (до 10 %), роговой обманкой (20—40 %), пироксеном (диопсидом, авгитом) (5—10 %), биотитом (1—5 %). Кварцевые монцодиориты, иногда постепенно переходящие в кварцевые монцониты и слагающие основной объем интрузивов, состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезина) (25—50 %), ортоклаза и микроклина (20—35 %), кварца (от 5—10 % в кварцевых монцонитах до 15—25 % в кварцевых монцодиоритах), роговой обманки (10—20 %) и биотита (5—15 %). Эти породы часто имеют порфировидную структуру, причем среди порфировидных выделений преобладает калишпат (микроклин), но встречаются и другие породообразующие минералы. Более поздние лейкограниты развиты ограниченно. Характерными акцессорными минералами являются апатит, сфен, циркон, ортит; отмечаются рутил, пирит, шеелит.

Исходя из общих особенностей химизма магматических ассоциаций рассматриваемых месторождений, породы интрузивов Яхтонской группы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, обогащены Ba и Sr, обеднены Li, Rb, Nb, Sn (см. таблицу).

Месторождение Ингичке находится в Зирабулакском рудном районе, в Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоне, где оно приурочено к контактам крупного (площадью около 225 км²), но, возможно, гетерогенно-построенного Зирабулакского интрузивного массива, прорывающего верхнесилурийские терригенно-карбонатные породы. Абсолютный возраст пород массива 260—268 млн лет (П. Т. Азимов, В. И. Айзенштат, Ф. А. Аскаров и др., 1970).

Месторождение включает серии сближенных контактовых, секущих и межпластовых тел скарнов преимущественно пироксенового (реже гранат-пироксенового) состава. Послескарновые рудоносные метасоматиты представлены образованиями кварц-пироксенового, кварц-гранатового, кварц-кальцит-актинолитового, кварц-кальцит-хлорит-эпидотового состава, относящимися к кварц-полевошпатовой и пропилитовой стадиям, а также более поздними березитами. Среди рудных минералов метасоматитов наиболее распространен пирротин, который совместно с шеелитом и в существенных концентрациях присутствует почти во всех парагенезисах. Широко развиты также пирит и арсенопирит, в значительно меньших количествах содержатся халькопирит, сфале-



Рис. 2. Соотношения K_2O и SiO_2 в породах монцонитовидных ассоциаций:

А — нормально- и Б — высококальциевая известково-щелочные серии (I — базальты, II — андезитобазальты, III — андезиты, IV — дациты, V — риолиты), В — шошонитовая серия (I — абсарокиты, II — шошониты, III — банакиты, IV — латиты, V — калиевые риолиты, по Д. Маккензи, Б. Чеппелу); номера анализов — см. таблицу

рит, галенит, марказит, минералы серебра и висмута. Иногда в рудах отмечается касситерит, но почти отсутствует молибденит.

Преобладающая часть рудопродуктивного Зирабулакского интрузивного массива сложена порфировидными породами, по составу отвечающими гранодиориту, но иногда уклоняющимися в область субщелочных кварцевых диоритов — кварцевых монцодиоритов (по [6]). Порфировидные выделения представлены микроклином, а в целом породы образованы зональным плагиоклазом (№ 40—45 в ядре и № 20—30 в широких каймах), пертитовым слабонерешетчатым микроклином (15—30 %), кварцем (20—30 %), роговой обманкой (0—5 %), биотитом (10—15 %). Более поздние породы семейств субщелочных гранитов — субщелочные лейкограниты состоят из плагиоклаза № 8—20 (15—40 %), нерешетчатого микроклина (15—25 %), кварца (30—35 %), биотита (0—5 %). Акцессорные минералы в породах массива представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом. Породы Зирабулакского массива принадлежат к известково-щелочному типу, обладают несколько повышенной щелочнометаллностью (с преобладанием К над Na в кислых разновидностях). Они несколько обогащены Ba и Sr, однако в меньшей степени, чем породы рассмотренных интрузивных массивов (см. таблицу).

Результаты химических анализов и минеральный состав пород показывают, что в магматических ассоциациях полиметаллически-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня наиболее распространены разновидности, отвечающие по составу

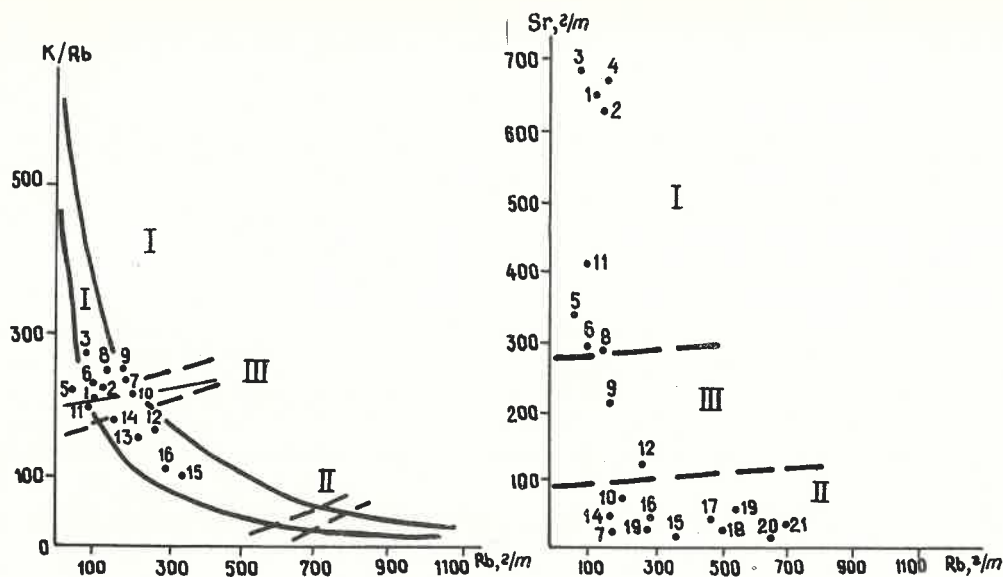


Рис. 3. Позиция состава пород магматических ассоциаций вольфрамовых месторождений на диаграммах $K/(Rb-Rb)$ и $Sr-Rb$:

области состава: I — мантийного, II — корового, III — смешанного источника [18]; номера анализов — см. таблицу; позиция точек 17—21 для гранитоидов Сарыджазского рудного района заимствована из работы [15]

кварцевым монцодиоритам, менее развиты субщелочные кварцевые диориты и гранодиориты, подчиненное значение имеют субщелочные граниты и лейкограниты. Перечисленные породы характеризуются повышенной щелочнометалльностью (рис. 2) с обычным устойчивым преобладанием K над Na в разновидностях с количеством SiO_2 более 63 %, повышенной концентрацией Ba, Sr и невысоким содержанием Rb, Nb, Be, Sn.

Магматическим ассоциациям олово-вольфрамовых месторождений региона свойственно более широкое распространение кремнекислых пород (гранодиоритов, субщелочных гранитов и лейкогранитов), которые от близких по кремнекислотности пород полиметаллически-вольфрамовых месторождений отличаются пониженным содержанием CaO, MgO, FeO, TiO_2 и повышенным — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 . Для олово-вольфрамовых месторождений, кроме того, более характерно развитие мусковит- («двуслюдяных») и турмалиносодержащих гранитоидов, по-видимому, представляющих собой метасоматически измененные породы. Наблюдается также существенное обогащение гранитоидов Li, Be, Rb, обеднение Ba, Sr, Co, Ni, V. Особенностью магматических ассоциаций является также накопление F в более кремнекислых разновидностях по сравнению с предшествующими им в рядах дифференциации, тогда как последовательные дифференциаты полиметаллически-вольфрамовых месторождений обеднены этим элемен-

том. Такое поведение F, вероятно, отражает менее глубинные условия кристаллизации интрузивных тел в монцонитоидных ассоциациях, способствовавшие интенсивному проявлению процессов эманационной дифференциации и рассеянию летучих во вмещающих породах. Напротив, в более глубинных и «закрытых» условиях становления крупных олово-вольфрамоносных плутонов F обнаруживал тенденции к накоплению в остаточном расплаве.

Полученные данные позволяют сопоставить петрогеохимические особенности пород магматических ассоциаций полиметаллически-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня с магматическими породами аналогичных месторождений других регионов, в частности Сихотэ-Алиня [11, 14]. Магматиты Южного Тянь-Шаня, кроме относительно меньшего распространения кремнекислых разновидностей, отличаются несколько меньшей концентрацией Co, Ni, V, Cr, Mg и F и высоким содержанием Ba. Последнее, по-видимому, объясняется спецификой состава верхней мантии в этом регионе. По другим признакам сравниваемые магматические ассоциации в целом весьма близки.

Таким образом, приведенные данные показывают, что рассмотренные рудные объекты и продуктивные магматические ассоциации, с одной стороны, обнаруживают вполне определенное сходство, с другой — отличаются от олово-вольфрамовых месторождений и свойственных им плутони-

ческих комплексов. Еще более отчетливо эти различия проявляются на диаграммах $K/(Rb+Rb)$, $Sr+Rb$, $(Sr+Rb)/Sr$, которые применялись М. Г. Руб и др. [18] для оценки глубинности генерации магматических расплавов, продуктивных на вольфрамовое оруденение (рис. 3).

На этих диаграммах фигуративные точки составов интрузивных пород большинства месторождений (Меликсу, Кабуты, Яхтон, Джилау) попадают в поле пород, связанных с глубинными источниками, тогда как составы пород олово-вольфрамовых месторождений Майхура и Каратюбе находятся в поле производных коровых сиалических расплавов. Лишь составы пород Зирабулакского интрузива, с которым связано месторождение Ингичке, тяготеют к области магматических ассоциаций, промежуточных по глубинности магмогенерации. Этому, вероятно, соответствует и появление в рудах указанного месторождения некоторого, хотя и весьма небольшого, количества касситерита. Пониженное (по сравнению с другими полиметаллически-вольфрамовыми объектами Южного Тянь-Шаня) содержание Sr и повышенное — Rb в породах Зирабулакского интрузива, по-видимому, объясняется существенной степенью взаимодействия мантийного и корового материала — ассимиляцией глубинной магмой корового субстрата или смешением глубинной и коровой магм [4].

Заслуживает внимания сонахождение полиметаллически-вольфрамовых и олово-вольфрамовых объектов в единых рудных районах, отмечаемое в Южном Тянь-Шане. В отношении вольфрамового оруденения, которое различается по глубинности источников продуктивных магматических серий, подобное сонахождение может объясняться формированием под влиянием мантийных флюидно-тепловых потоков очагов сиалических расплавов в более высоких уровнях земной коры с последующим внедрением их производных на уровень рудоотложения [4]. Примечательно в связи с этим, что олово-вольфрамовые месторождения, совмещенные в единых рудных районах с полиметаллически-вольфрамовыми, являются синхронными или несколько более молодыми по возрасту, чем последние. Этому способствовала и повышенная проницаемость участков пересечения глубинных разломов, контролирующих позицию рудных районов, что обеспечивало длительность и интенсивность процессов магмогенерации и формирование широкого спектра магматических образований, различавшихся по глубинности источников и уровням становления интрузивных массивов.

Наблюдаемые различия в составе оруденения и глубине источников магматических

ассоциаций вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня согласуются, по-видимому, с аналогичной изменчивостью специфики оловянного оруденения региона. Так, в восточной части Южного Тянь-Шаня установлены монцонитоидный характер магматизма кокшаальского комплекса и несколько более ранний возраст связанного с ним монометалльно-оловянного и полиметаллически-оловянного оруденения (Акшийрякский и Сарыбулакский рудные районы), тогда как гранитоиды несколько более молодого иньельчекского комплекса сопровождаются здесь вольфрам-оловянным оруденением (Сарыджазский рудный район) [13, 15]. Сходные различия специфики оловянного оруденения намечаются и в ряде других рудных районов южнотяньшаньского пояса оловянного и вольфрамового оруденения.

Итак, в Южном Тянь-Шане, обычно рассматриваемом как регион распространения олово-вольфрамовых месторождений, выделены представители полиметаллически-вольфрамовой рудной формации, сходные с известными полиметаллически-вольфрамовыми месторождениями Сихотэ-Алиня, Канадских Кордильер и др. Их отличительными чертами являются шеелит-сульфидный (существенно пирротиновый) состав руд и угнетенное развитие оловянной минерализации, а также пространственная и парагенетическая связь с монцонитоидными магматическими ассоциациями.

Монцонитоидные ассоциации Южного Тянь-Шаня, продуктивные на полиметаллически-вольфрамовое оруденение и принадлежащие к латит-андезитовому геохимическому типу, представлены субширотной цепочкой интрузивных массивов, в которых количественно преобладают кварцевые монцодиориты, в меньшем объеме развиты субщелочные кварцевые диориты и гранодиориты, а также субщелочные граниты и лейкограниты. Эти породы формировались в гипабиссальных условиях и иногда сопровождаются комагматичными вулканами, характеризуются повышенной калиевой щелочнометалльностью, повышенной концентрацией Ba , Sr и невысоким содержанием Rb , Li , Nb , Be в отличие от пород гранитоидных комплексов региона, продуктивных на олово-вольфрамовое оруденение.

В отличие от олово-вольфрамоносных гранитоидных комплексов с сиалическими источниками формирование монцонитоидных ассоциаций Южного Тянь-Шаня связывается с более глубинными (верхнемантийными) источниками, вскрываемыми узлами пересечения глубинных разломов. Глубинные процессы могли инициировать формирование очагов сиалических расплавов на более высоких уровнях, чем и объясняется

обычное совмещение в единых рудных районах монзонитовидных ассоциаций, сопровождаемых полиметаллически-вольфрамовым оруденением, и синхронных или несколько более молодых гранитоидов, продуктивных на олово-вольфрамовое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апельцин Ф. Р., Лисицин А. Е.* Отличительные особенности щелитоносных скарнов Тянь-Шаня и условия их локализации // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М., 1981. Т. 13. С. 243—249.
2. *Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. — Душанбе: Дониш, 1966.
3. *Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки* / Ф. Р. Апельцин, Т. И. Гетманская, А. Е. Лисицын и др. — М.: Недра, 1980.
4. *Геохимия мезозойских латитов Забайкалья* / Л. В. Таусон, В. С. Антипин, М. Н. Захаров, В. С. Зубков. — Новосибирск: Наука, 1984.
5. *Карпова Е. Д.* Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М., 1970. Т. 9. С. 48—71.
6. *Классификация и номенклатура магматических горных пород* / Е. Д. Андреева, О. А. Богатилов, М. Б. Бородаевская и др. — М.: Недра, 1981.
7. *Ненахов В. М., Абакумова Л. Н.* О строении расслоенных комплексов офиолитовых ассоциаций (на примере Южной Ферганы) // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 295. № 2. С. 460—463.
8. *Ненахов В. М., Кузнецов Л. В.* Позднепалеозойские

- гранитоидные комплексы Туркестано-Алая // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 5. С. 17—29.
9. *Ниезов А. В., Мамаджанов Ю.* Геохимические типы и рудоносность орогенных гранитоидов Южного и Среднего Тянь-Шаня. — Душанбе, 1989. Деп. в ВИНИТИ, № 2462—В89Деп.
 10. *Отрощенко В. Д.* Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. — Ташкент: АН УзССР, 1977.
 11. *Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР* / М. Г. Руб, В. А. Павлов, Н. Г. Гладков, О. И. Яшухин. — М.: Наука, 1982.
 12. *Петрография орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая* / В. М. Ненахов, Л. Н. Абакумова, Л. В. Кузнецов, П. А. Хрестенков // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 12. С. 18—26.
 13. *Рудно-магматическая зональность Тянь-Шаня* / К. Дж. Боконбаев, В. С. Кудрин, А. Б. Павловский, В. А. Ставинский // *Изв. АН КиргССР*. 1987. № 1. С. 60—68.
 14. *Рудоносность магматических ассоциаций* / В. И. Коваленко, М. Г. Руб, М. А. Осипов и др. — М.: Наука, 1988.
 15. *Руб М. Г., Павлов В. А.* Рудоносные гранитоидные комплексы Сарыджазского района (Южный Тянь-Шань) // *Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород*. М., 1982. С. 158—180.
 16. *Соловьев С. Г., Кудрин В. С., Ставинский В. А.* Месторождение Меликсу // *Сов. геология*. 1992. № 4. С. 27—32.
 17. *Стеблова В. М., Наричнев В. В.* Выделение формации шошонитов — кварцевых латитов на Южном Гиссаре (Центральный Таджикистан) // *Сов. геология*. 1988. № 9. С. 65—74.
 18. *Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях* / М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, В. А. Павлов и др. // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 268. № 6. С. 1463—1466.

Принята редколлегией 25 января 1993 г.

УДК 553.46

© Ю. А. Багдасаров, 1994

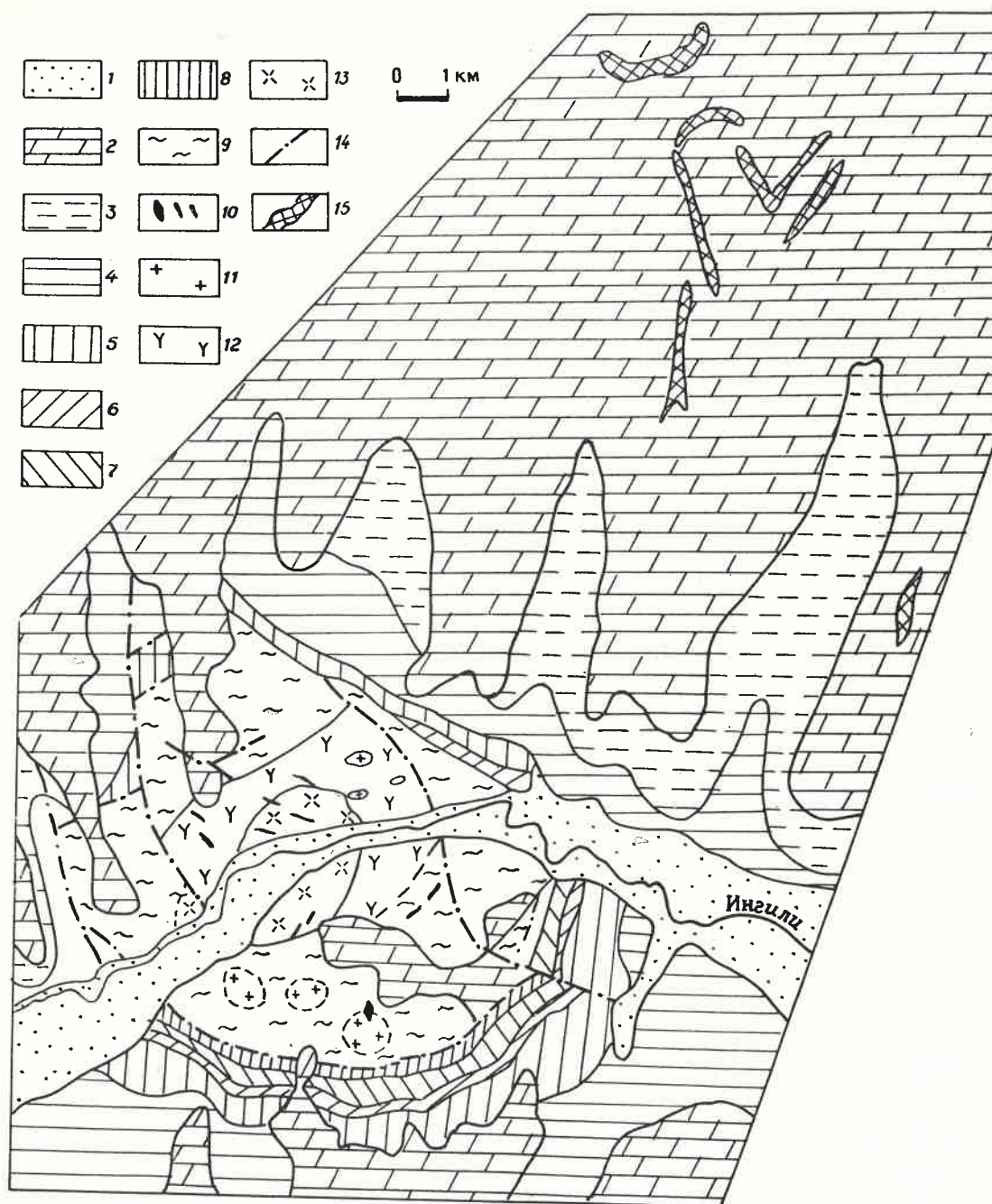
Ингилийско-Алгаминский рудный узел Восточного Алдана

Ю. А. БАГДАСАРОВ (ИМГРЭ)

Из числа рудных объектов, ставших известными в последние годы в восточных областях Сибири, особенно выделяется район Восточного Алдана, где расположен массив ультраосновной-щелочной карбонатитовой (УЩК) формации Ингили и ассоциирующие с ними циркониевые проявления алгаминского типа по р. Алгама, в верховьях которой были обнаружены бадделеит-циркониевые месторождения. Они приурочены к осадочным толщам доломитов юдомской свиты верхнего венда. Геологические и главные минералого-геохимические особенности этого оригинального типа рудных месторождений недавно опубликованы [1—3; 5]. Однако остаются дискуссионными вопросы, связанные с генезисом такого рудопроявления, в частности, проблемы первичного источника циркония, сконцентриро-

ванного в них, и соответственно перспективы более широкого распространения аналогичных месторождений во вмещающих осадочно-метаморфизованных породах. Поскольку единственным и наиболее вероятным источником циркония в данном районе является Ингилийский массив УЩК-формации, естественна попытка представить алгаминские проявления в качестве объекта, генетически связанного с ним. В настоящей работе совместно рассмотрены главные геологические, петро- и геохимические особенности таких объектов с целью выявления условий образования и концентрации проявлений циркония в окрестностях Ингилийского массива.

Ингилийский комплексный массив УЩК-формации расположен в среднем течении одноименной реки, правого притока



Геологическая карта района массива Ингили и циркониевых проявлений алгаминского типа. Составлена по данным А. А. Ельянова и др. [4] и материалам геологов Хабаровской геофизической экспедиции «Дальгеологии» (1989—1992 гг.) с коррективами автора:

1 — современные, в основном аллювиальные отложения; 2 — юдомская свита венда, доломиты, реже песчанистые и окварцеванные доломиты, изредка песчаники; верхний протерозой: 3 — кандыкская свита, песчаники; 4 — лахандинская свита, известняки, аргиллиты, алевро-аргиллиты; 5 — ципандинская свита, доломиты; 6 — малгинская свита, известняки; 7 — омнинская свита; алевролиты, аргиллиты; 8 — эннинская и омахтинская свиты нерасчлененные, песчаники; алевролиты, доломиты; 9 — верхний архей — нижний протерозой, одолинская свита, гнейсовидные породы, мигматиты, сланцы, амфиболиты; породы Ингилийского массива: 10 — карбонатиты, штокообразные тела, дайки или жилы; 11 — сиениты разные; 12 — скаполит-амфибол-плагиоклазовые породы, обычно с канкринитом, иногда нефелином, гранатом и др. («ультрафенины»); 13 — ийолит-мельтейгиты и ийолиты, обычно с шорломитом, участками с волластонитом; 14 — разломы; 15 — минерализованные (рудонесные) доломиты

р. Мая (притока р. Алдан). Массив был выявлен в конце 50-х годов экспедицией Аэрогеологического треста и тогда же на нем был проведен небольшой объем поисково-оценочных работ (А. Н. Мильто, А. А. Ельянов, Н. Д. Зленко и др.). В дальнейшем, до середины 80-х годов, этот массив не привлекал внимания геологов-разведчиков ввиду ограниченного, иногда ничтожного масштаба проявления пироксеновой, апатитовой и другой типоморфной минерализации.

Возобновление работ на этом массиве и прилегающих территориях в 1986—1988 гг. геофизической экспедицией ПГО «Дальгеология» с применением бурения и несколько больших объемов горных работ, хотя и показало существование ряда незначительных гаммааномалий с рассеянной ниобиевой, редкоземельной, а участками и цирконовой минерализацией в различных породах, главным образом карбонатизированных ийолитах, скаполитовых «фенитах» и других, в целом существенно не изменило представлений о его достаточно скромных перспективах на указанные и другие виды сырья. Однако обнаружение в 1988—1989 гг. той же экспедицией значительных скоплений циркониевой минерализации в доломитах юдомской свиты на расстояниях от первых километров до 15—17 км от границ массива, усилили интерес к нему (рисунок).

Основные черты строения массива, ряд его геолого-петрографических и других особенностей были недавно опубликованы [4]. В ряде статей даны описания особенностей строения и состава метасоматических пород фенитового ряда, широко развитых в массиве [6, 10]. В результате работ автора в последние годы были получены новые данные о петро- и геохимических особенностях этого оригинального комплекса, которые рассмотрены ниже.

Массив содержит «ядро» ийолит-мельтейгитового состава, с переменными, но в целом довольно близкими количествами эгирин-авгита и нефелина, и почти постоянным высоким содержанием титанового граната — шорломита (от первых до нескольких десятков процента). В центре этого штока породы представлены разновидностями гигантозернистой структуры, иногда пегматидного облика с примерно равными количествами названных трех минералов, и весьма незначительной примесью апатита, титаномagnetита, ничтожной — флогопита. В восточной части интрузива в глыбах аллювиально-пролювиального происхождения известны породы, близкие к якупирангитам или щелочным пироксенитам, рассекающиеся жильными ийолитами, и проблематично относимые к наиболее древним образованиям комплекса. В западной части массива, где

породы ийолитового состава встречены бурением под долинными отложениями р. Ингили, они представлены более мелко-, равнозернистыми дериватами, содержат также шорломит, часто фельдшпатизированы и канкринитизированы. В этих участках они содержат маломощные прожилки кальцитовых и доломит-кальцитовых карбонатов, несущих рассеянные циркон и пироксид. На южном контакте тела ийолитов известны их интенсивно волластонитизированные разновидности и др.

Ийолит-мельтейгиты центрального ядра окружены поясом шириной от 500—700 м до первых километров (см. рис. 1) пород весьма необычного состава — скаполит-роговообманково-плагиоклазовыми, с битовнитом (№№ 75—85). Напомним, что такие плагиоклазы нигде не встречаются в магматических или метасоматических породах УЩК-комплексов. Почти постоянно отмечается примесь феррофлогопита или биотита, апатита, канкринита, гроссуляра, иногда везувиана и корунда. В зоне контактов с ийолитами обычны нефелин, слабо щелочной пироксен; состав пород этой зоны подвержен резким изменениям. Почти всюду встречаются постериорный альбит, а также кальцит. Взаимоотношения кальцита с основной массой породы неоднозначны. Часть карбоната сингенетична по отношению к некоторым слагающим ее минералам, хотя в целом скопления карбонатов скорее эпигенетичны, пронизывают породу и образуют нечетко прожилковые выделения, а в ряде случаев карбонаты отчетливо замещают силикатные минералы. Кроме того, обычны и более мощные, типично жильные выделения кальцита, часто вместе с феррофлогопитом, амфиболом.

Породы сиенитового семейства слагают преимущественно штокообразные тела по периферии массива, в основном тела фенитизированных пород рамы. Среди сиенитов выделяются щелочные и нефелиновые разновидности. Щелочные сложены главным образом альбитом, ортоклаз-пертитом с биотитом, реже амфиболами; нефелиновые — содержат до 30—40 % нефелина (вместе с постериорным канкринитом) с эгирин-авгитом и теми же плагиоклазами. Широко представлена дайковая фация таких пород — альбит-канкринитовые сиениты, тингуаиты, малиньиты, ийолит-порфиры. Примечательная разновидность среди них — меланитовые ийолит-или малиньит-порфиры, содержащие до нескольких десятков процентов темного, четко зонального граната (меланита) в минералах-вкрапленниках.

Среди карбонатитов, в целом немногочисленных, составляющих, вероятно, по площади не более 1 % суммарной площади

выходов перечисленных пород — ийолит-мельтейгитов, скаполит-плагиоклазовых и сиенитов, выделяются несколько разновидностей, принадлежащих к одновременным стадиям карбонатитового процесса. Однако далеко не во всех случаях с достаточной определенностью можно говорить о последовательности такого карбонатитообразования. В первую очередь это касается сегрегаций карбонатных пород, обычно со слюдой или амфиболом, в составе скаполитсодержащих разновидностей. А. А. Ельянов [4] их относит к карбонатитам I этапа, генетически неразрывно связанным со скаполитовыми фенитами, причем указывается, что в ряде участков площадные соотношения битовнит-скаполитовых пород и карбонатитов близки [4].

Знакомство со всеми имеющимися коренными обнажениями и горными выработками, в том числе пройденными в конце 80-х гг. и оставшимися неизвестными более ранним исследователям массива, свидетельствует о том, что такая оценка явно преувеличена. Фактическое распространение зон и прожилкообразных сегрегаций карбонатитов среди силикатных пород несравненно ниже. Кроме того, учитывая известную распространенность пироксеновых (эгрин-авгитовых) карбонатитов, относимых, согласно общеизвестной схеме стадийальной (или *T*-фациальной) классификации карбонатитов [7] к более высокотемпературным фациям по отношению к амфиболовым (роговообманковым) породам, трудно согласиться с представлениями о более высокотемпературном и, следовательно, раннем возрастном рубеже возникновения этих последних в массиве Ингили.

С учетом сказанного, наиболее вероятно следующая последовательность карбонатитообразования на этом комплексном массиве:

1. Карбонатиты, слагающие штокообразные, в плане изометричные или несколько вытянутые тела в краевых частях комплекса, зонах контакта скаполитовых пород с кристаллическими сланцами, сиенитами, или непосредственно в последних. Они характеризуются анхимономинеральным кальцитовым составом, с небольшой примесью апатита (до 2 % P_2O_5), слабощелочного пироксена, ничтожной — флогопита и магнетита.

2. Биотит-кальцитовые карбонатиты четкой полосчатой, иногда гнейсовидной текстуры, локализованные в приразломных зонах среди скаполит-плагиоклазовых пород и их контактах с ийолитами. Мощность жиллоподобных тел этих пород до первых метров, протяженность, по-видимому, до десятков и первой сотни метров. Они содержат невысо-

кое количество апатита и магнетита, ничтожное — циркона.

3. Карбонатиты с феррофлогопитом, амфиболом, апатитом, магнетитом, тесно ассоциирующие со скаполит-плагиоклазовыми породами и образующие упоминавшиеся выше сложные взаимоотношения с ними.

4. Морфологически довольно сходные прожилковидные или неправильной формы тела среди ийолитов, фельдшпатизированных ийолитов в зонах их контактов с сиенитами, вскрытых бурением в западной части массива и др. Помимо флогопита Fe-флогопита, апатита, редко магнетита, они содержат иногда примесь уранотанталового пирохлора, чаще обычного, практически бестанталового пирохлора, немного циркона. Разновидностью этих пород близкой температурной фации являются весьма «лейкократовые» кальцитовые карбонатиты, резко обогащенные цирконом (табл. 1, проба 20); изредка в тех же разновидностях, но с гораздо меньшим количеством циркона, появляется светлый пирохлор. Некоторые другие разновидности данных карбонатитов, по всей вероятности, содержат незначительную примесь недиагносцированного TR-карбоната.

5. Доломитовые карбонатиты, представленные мало мощными жилами, залегающими главным образом в наиболее внешних частях скаполитовых пород или фенитизированных гнейсоидах одолинской свиты, распространены незначительно и практически не содержат иной минерализации [4].

В табл. 1 приведены средние химические составы главных разновидностей силикатных пород и карбонатитов пробы (1—4) перечисленных выше их разновидностей, в табл. 2 — содержание более широкого набора редких элементов в тех же породах, табл. 3 — средние содержания ряда редких и рассеянных элементов в кальцитовых метасоматитах, четко приуроченных к линейно ориентированным зонам дробления в ийолит-мельтейгитах и их контактах со скаполитсодержащими «метасоматитами». Нетрудно видеть, что и наиболее ранние широко распространенные дериваты массива — ийолит-мельтейгиты, и одни из позднейших — жильные кальцитовые карбонатиты характеризуются сравнительно высокими концентрациями циркония (для каждой из них). Это, безусловно, отличительный и весьма симптоматичный признак, свидетельствующий о значительно более высоком кларке циркония в различных породах массива, по сравнению, например, с ийолит-мельтейгитами большинства других комплексов, где содержание Zr не превышает 500—600 г/т. Лишь на Среднезиминском массиве в Восточных Саянах, породы кото-

1. Состав пород интрузивного комплекса Ингили

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	38,92	54,33	52,04	67,47	45,21	69,83	46,72	34,64	54,33	51,05	71,80	18,52	35,06	16,22	13,30	25,72	14,36	2,49	5,12	2,16
TiO ₂	1,60	0,20	0,13	0,53	0,07	0,18	0,34	0,26	0,25	0,21	0,20	1,23	1,86	0,44	0,52	1,16	0,88	Не обн.	0,35	Не обн.
Al ₂ O ₃	18,25	20,25	20,34	13,13	30,23	14,18	31,38	24,03	21,36	24,17	15,44	9,59	10,16	9,30	3,80	10,08	16,20	0,82	3,26	1,04
Fe ₂ O ₃	4,89	2,25	2,95	3,96	1,74	2,19	0,67	1,08	2,05	2,58	0,99	12,09	14,22	5,59	2,48	2,45	3,86	1,44	1,01	1,54
FeO	2,17	Не обн.	Не обн.	0,34	Не обн.	Не обн.	1,24	1,94	0,38	Не обн.	Не обн.	2,98	3,32	Не обн.	3,90	7,15	7,10	Не обн.	0,83	Не обн.
MnO	0,20	0,07	0,10	0,11	0,047	0,04	0,03	0,15	0,12	0,08	0,012	0,59	0,56	0,35	0,36	0,17	0,03	0,19	0,13	0,32
MgO	4,23	0,68	0,67	1,66	1,50	1,10	0,83	1,40	0,96	0,99	0,81	5,30	8,87	2,91	3,80	1,47	3,94	0,50	0,66	0,30
CaO	13,30	4,09	4,56	2,91	15,35	2,23	16,00	17,77	2,60	3,53	1,78	24,86	10,31	33,05	38,71	24,75	30,30	52,74	47,91	49,20
SrO	0,11	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	10,11	10,39	9,85	4,93	3,04	3,91	0,30	6,32	11,27	12,35	3,78	1,55	1,20	3,98	3,30	1,80	2,11	0,25	1,50	0,13
K ₂ O	2,22	3,96	4,02	2,70	0,47	4,42	2,20	0,32	2,35	2,84	4,50	2,35	3,06	0,82	0,72	3,76	0,89	0,31	0,21	0,18
P ₂ O ₅	0,57	0,011	0,03	0,11	0,02	0,05	Следы	0,21	0,01	0,02	0,033	0,77	3,66	1,73	1,47	3,93	0,07	0,67	0,26	0,49
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,93	Не обн.	0,39	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	1,77	1,72	2,01	1,12	1,20	1,40	»	»	2,36	1,17	0,56	2,98	5,42	3,39	1,16	»	»	0,85	»	1,00
Nb ₂ O ₅	0,011	0,048	0,034	0,004	0,004	0,002	»	»	0,081	0,022	0,003	0,125	0,084	0,013	0,024	»	»	0,027	»	Не обн.
ZrO	0,10	0,06	0,06	0,02	Не обн.	0,02	»	»	0,12	0,02	Не обн.	0,55	0,39	0,05	0,015	»	»	Не обн.	»	4,02
TR ₂ O ₃	0,11	0,104	0,016	0,027	0,011	0,019	»	»	0,008	0,021	0,005	0,40	0,23	0,32	0,33	»	»	0,189	»	0,499
F	0,36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CO ₂	1,69	2,18	3,14	0,95	1,27	0,67	»	»	2,07	0,88	Не обн.	16,73	0,98	22,06	25,01	»	»	39,47	»	38,67
ППП	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,75	10,67	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	17,75	11,80	Не обн.	38,53	Не обн.
Cl/SO ₃	-/0,20	»	»	»	»	0,06/-	Не обн.	Не обн.	0,06/-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-/0,25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Σ ₁	100,81	100,19	99,90	99,94	100,15	100,28	100,46	99,39	100,29	99,89	99,90	100,09	100,00	99,89	100,64	99,94	99,54	99,73	99,40	99,55
-F ₂ =O	0,12	—	—	—	—	0,07	—	—	0,07	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—
Σ ₂	100,69	—	—	—	—	—	—	—	100,22	—	—	—	—	—	100,56	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. I. В таблице даны полные химические анализы. Анализы: 1 – 6, 9, 10, 12 – 15, 18, 20 – средние представительные пробы, лаборатория ИМГРЭ, аналитик З. Т. Катаева; 7, 8, 16, 17, 19 – данные Г. В. Ишаксон и Е. М. Паденкова [10]. II – 1 – петматонидный шорломитовый ийолит-мельтегит, центр массива; 2 – 4 – слениты, преимущественно западной части массива; 5 – 11 – скаполитсодержащие, реже (11) бескаполитовые плагиоклазовые породы фенитового семейства, иногда с кварцем, в различных периферических частях массива; 12 – минерализованные породы в зоне дробления в ийолитах (апоильитовые мелакрбонатиты); 13 – 14 – слюдистые апоильитовые кальцитовые метасоматиты сходного облика; 15 – кальцитовые карбонатиты «раннего» облика, выполняющие тектоническую зону; 16 – 17 – ранние карбонатиты, 18 – карбонатит ранней стадии, штокообразное тело; 19 – ранние жильные карбонатиты, 20 – поздние жильные карбонатиты, богатые широким.

2. Содержание ряда редких металлов в породах массива Ингили

Породы	Элементы							
	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Y
1	40	0,12	2100	110	460	150	330	150
2	60	0,11	4000	150	89	180	370	200
3	33	0,13	3200	62	250	140	240	180
4	26	0,14	370	<10	670	90	150	24
5	56	0,11	690	170	1100	390	580	76
6	41	0,22	1600	200	1600	220	450	76
7	110	0,27	2800	260	4700	150	250	62
8	<10	2,2	370	500	920	510	850	120
9	42	1,2	380	180	3600	650	1200	120
10	He опр.	1,32	1770	0	1510	1150	2280	170
11	»	1,69	2410	750	2000	550	1600	330
12	150	2,1	57	<10	190	970	1700	260
13	71	0,94	1700	720	3900	870	1400	160
14	56	2,0	4600	<10	1200	840	1500	210
15	He опр.	1,29	1870	0	760	860	1610	230
16	120	2,2	17 000	<10	1100	910	1700	290
17	60	1,8	2000	<10	1700	920	1600	270

Примечание. Металлы — г/т, Sr — %. Породы в центральной части массива: 1 — пегматоидные шорломитовые ийолиты, обнажение по р. Ингили; 2 — ийолиты мелко-, среднезернистые, с шорломитом; 3 — ийолиты практически бесшорломитовые; 4 — канкринитизированные ийолиты; 5 — тектонически измененные, карбонатизированные ийолиты; 6 — ийолиты с волластонитом; породы в бассейне руч. Огус: 7 — щелочные сиениты; 8 — лейстовые ранние карбонатиты; породы из различных участков по периферии массива: 9–11 — ранние карбонатиты в скаполит-плагноклазовых фенитах; 12 — жильное тело ранних карбонатитов; 13 — кальцитизированные, интенсивно измененные метасоматиты, вероятно, по скаполитовым породам; 14–15 — по-видимому, карбонатиты ранних стадийальных типов, с рассеянной цирконовой минерализацией; 16–17 — поздние карбонатиты, участками с повышенным содержанием циркона.

1 — большая представительная проба, остальные — средние по серии штучных проб.

Рентгено-радиометрические определения, лаборатория Бронницкой ГЭ (Б. В. Ермолаев) и ИМГРЭ (аналитики В. В. Кирюшкин, Я. В. Терехов).

рого богаты цирконом, оно возрастает до 1600 г/т [7]. Очевидно, что большинство пород Ингилийского массива характеризуются преимущественно циркониевой спецификой, а не ниобиевой, имея в виду, что Nb рассматривается как один из самых типичных редких металлов щелочных пород и ранних карбонатитов практически всех комплексов УЩК-формации. Так, лишь в специфических для этого массива карбонатитовых «тектонometасоматитах» [6], которые сейчас, вероятно, правильнее было бы именовать карбонатизированными фациями сиенитов и ийолитов, или слюдиристо-кальцитовыми метасоматитами, встречены весовые количества Nb до 0,12 % (см. табл. 3, проба 2), при невысоком количестве Ta, и некотором, заметно повышенном количестве U.

Содержание и состав редкоземельных элементов (РЗЭ) в карбонатитах и некоторых силикатных породах массива показаны в табл. 3 и 4.

Относительно наиболее высокие концентрации РЗЭ характерны для карбонатито-

вых «тектонитов» в ийолитах и близких к ним породах (см. табл. 3). Пользуясь принятым для карбонатитовых систем коэффициентом пересчета суммы содержаний двух первых лантаноидов на сумму триоксида всех элементов группы, равную примерно 3,1, получим исходное содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = (\text{Ge} + \text{La}_{\text{металл}}) \times 3,1$ т. е. около 1 %, что превышает содержание РЗЭ в любых телах типичных карбонатитов массива. Однако следует отметить, что масштабы развития карбонатитоподобных пород в данных тектонических зонах весьма невелики.

Анализ состава РЗЭ в карбонатитах и других породах массива показал довольно четкое отличие их спектра от сиенитов, с одной стороны, и цирконов в богатых этим минералом карбонатитах, с другой (см. табл. 4, пробы 1 и 10), что в целом согласуется с известными особенностями состава РЗЭ в цирконах из различных типов пород. Для шорломитовых ийолит-мельтейгитов (см. табл. 4, проба 9) характерны в известной степени промежуточные значения РЗЭ.

3. Содержание ряда редких и рассеянных элементов для зон катаклаза в скаполит-плагноклазовых «фени-тах» и карбонатизированных ийолитах, г/т

Элементы	1	2	3	4
La	797	790	1368	440
Ce	1684	1240	2029	801
Sm	92,9	93	84,8	49
Eu	33,5	29,7	25,6	16,5
Yb	He обн.	59	13,1	4,2
Lu	1	1,2	0,5	1,2
Hf	3	17	16	36
Ta	20,1	50,8	24,3	70
U	56	56	16	178
Th	8	51	148	42
Cs	<1	<1	<1	<1
Sc	0,8	7,1	9,5	5,7
Se	20	80	40	110
Rb	<10	<10	<10	<10
Sb	<1	<1	<1	<1
Cr	30	40	60	60
Co	7	15	8	13
Hg	He обн.	He обн.	He обн.	99
Y	30	100	80	90
Sr	12 550	6190	3350	7430
Zr	510	1550	1750	5480
Nb	190	1230	790	1350
Nb:Ta	9,5	25	30	19
Zr:Hf	170	90	110	150

Примечание 1. Дополнительно определено среднее содержание в пробах 1—4 — U 102 г/т, Au—0,05 г/т. 2. Нейтронно-активационные и рентгено-радиометрические (Y, Sr, Ba, Zr, Nb) определения, ИМГРЭ. 3. Аналитики В. И. Калужный, Я. В. Терехов, Б. А. Зискин, Н. В. Киришкин.

Приведен также спектр этих элементов в относительно богатых циркониевых рудах Алгаминского месторождения (см. табл. 4, проба 11). Состав РЗЭ, так называемой промежуточной группы, т. е. Sm—Eu, оказался весьма близким к циркону из карбонатов. В то же время, как показано ниже, в изотопном составе исследовавшихся Nd и Sr из цирконийсодержащих руд алгаминских проявлений не обнаружено общих черт с таковым для эндогенных пород массива Ингили.

Ориентировочные расчеты показывают, что первично находившееся в ранних дериватах массива количество циркония, которое могло быть высвобождено в процессах их выветривания вендского или предвендского возраста, и эрозии, предшествовавших формированию юдомской свиты, измерялось весьма высокими цифрами. Это касается, в частности, массы этого элемента в эродиро-

ванной апикальной части массива, выведенной на палеоповерхность в предвендское время. При содержании ZrO_2 в шорломитовых ийолитах около 0,1 %, минимальной площади пород около 3 км², высоте их эродированного столба 2 км [4], масса ZrO_2 составит 180 млн т, т. е. количество, многократно превышающее суммарную возможную массу компонента во всех известных участках и телах оруденелых доломитов венда, с учетом их части, уже уничтоженной эрозией. Принимая, что в части ийолит-мельтейгитов обнаруживается ZrO_2 в количестве, большем 0,1 %, а также долю компонента, рассеянного в других породах эродированного купола массива, приходим к выводу, что суммарное количество ZrO_2 в этих породах было еще выше.

Что касается собственно фенитизированных пород, непосредственно обрамляющих образования массива и развитых по богатым кремнеземом гнейсам и кристаллическим сланцам докембрия, то сколько-нибудь повышенных содержаний в них редких элементов, в частности Zr и Nb, не наблюдается (см. табл. 1, проба 11). Они содержат ничтожное количество циркона и довольно постепенно сменяются богатыми кварцем породами одолинской свиты PR₁—Ag.

Геологическое строение рудопроявлений Алгаминской группы на водоразделе рек Ингили и Бол. Кандык, а также единичных проявлений на левобережье р. Ингили в первом приближении достаточно простое. Эти проявления приурочены к субгоризонтально залегающим слоям, совершенно согласным с вмещающей их толщей доломитов юдомской свиты верхнего венда, весьма широко распространенной в регионе и венчающей разрез дофанерозойских образований Восточного Алдана. Данная свита трансгрессивно перекрывает эродированную поверхность протерозойских песчано-карбонатных отложений и ряд прорывающих их магматических пород. В их число входят комплексный массив Ингили и трубо-и дайкообразные тела пород пикритового семейства — ингилитов, того же верхнепротерозойского возраста. Единственным еще более молодым образованием, рассекающим все упомянутые породы, включая и рудоносные горизонты юдомской свиты, является система кулисообразно ориентированных даек габбро-диабазов, мощностью до первых десятков метров, прослеживающихся от массива через район алгаминских проявлений в северо-восточном направлении, общей протяженностью до 120 км. Взаимоотношения этих пород с образованиями комплексного массива Ингили не вполне ясны: участки их предполагаемых выходов в контурах массива не обнаружены. Возможно, они и не

4. Содержание индивидуальных лантаноидов в породах массива Ингили и месторождения Алгама

Породы	Пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y ₂ O ₃	TR ₂ O ₃
1	121	24,3	44,4	5,4	19,7	2,3	0,62	1,3	0,13	0,86	0,12	0,43	0,07	0,32	0,04	0,018	0,50
2	115	24,2	42,4	5,3	19,9	5,6	0,48	1,0	0,08	0,55	0,07	0,20	0,03	0,15	0,02	0,09	0,32
3	260	24,7	50,6	5,1	16,4	1,5	0,31	0,69	0,05	0,31	0,04	0,19	0,03	0,07	0,01	0,0025	0,189
4	141	36,0	38,9	5,2	15,8	1,6	0,22	0,98	0,12	0,40	0,07	0,37	0,06	0,24	0,03	0,002	0,104
5	325	22,8	48,8	5,4	16,4	2,2	1,10	1,2	0,19	1,00	0,15	0,49	0,10	0,24	0,05	0,0025	0,072
6	147	22,4	46,8	5,4	19,9	2,3	0,58	1,1	0,18	0,80	0,13	0,24	0,04	0,11	0,02	0,011	0,40
7	330	23,4	46,2	5,3	18,3	2,5	0,89	1,4	0,18	1,00	0,16	0,39	0,08	0,16	0,04	0,0066	0,33
8	168	20,8	25,6	6,4	29,3	9,1	2,40	3,7	0,46	1,50	0,24	0,30	0,05	0,13	0,03	0,008	0,23
9	318	14,7	35,7	5,3	24,9	5,7	2,20	4,3	0,48	3,40	0,46	1,50	0,24	0,86	0,14	0,014	0,11
10	121 ^ц	5,4	28,6	4,4	20,3	6,0	2,30	7,1	1,60	9,40	1,6	5,80	1,10	5,50	0,89	0,083	0,30
11	200 ^с	5,9	15,2	4,0	27,8	8,5	4,80	10,3	1,60	10,10	1,4	5,80	0,94	2,20	0,47	0,0024	0,05

Примечание. Содержание La—Lu, % от $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$, Y₂O₃, TR₂O₃ — %. Рентгеноспектральные определения М. М. Маевой из химически подготовленного осадка (ИМГРЭ); 1 — богатые цирконом поздние карбонатиты, северная часть массива; 2 — ранние карбонатиты, так же; 3 — карбонатиты штокообразного тела в верховьях правобережья ручья Огус; 4, 5 — сисниты, там же (небольшие штокообразные тела); 6 — средняя проба по тектонически измененным карбонатизированным ийолитам в зоне контакта с фенитами, правый берег р. Ингили; 7 — там же, карбонатиты среди скаполит-плагноклазовых фенитов; 8 — брекчированные дезинтегрированные ийолиты, там же; 9 — шорломитовые гигантозернистые ийолиты, правый борт р. Ингили; 10 — циркон из карбонатитов (см. 1); 11 — богатые циркониевые руды, зоны гипергенеза одного из участков Алгаминского месторождения.

пересекают его, прослеживаясь, однако, к юго-западу и северо-востоку от интрузива. Возраст этих даек считается девонским [4].

Вмещающие породы юдомской свиты представлены почти чистым доломитом, с примесью кальцита и кварца, в основном сингенетичных. Горизонты, затронутые минерализацией, а также их неминерализованные участки того же стратиграфического и гипсометрического уровня содержат до первых десятков процентов кварца, иногда до нескольких процентов кальцита, слагающих чаще всего согласные, т. е. субгоризонтально ориентированные жилы и системы прожилков, изобилующих жеодами, конкрециями и др. Рудные минералы располагаются непосредственно в массе доломита или доломит-кварцевого агрегата, часто рассекаются прожилками кварца и кальцита. В ряде случаев в непосредственной близости от минерализованных доломитов в них встречаются остатки окаменелой флоры и фауны — строматолиты и некоторые другие биолиты, известные в различных местах этой широко распространенной на востоке Алдана свиты [9].

Рудная минерализация представлена микроскопическими выделениями бадделеита, в том числе его вольфрамсодержащей разновидностью [5], цирконом, чаще гели или гидrocирконом, которые обычно изображаются как $\text{ZrSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n = 1,5 - 2$ молекулы [8]. Размеры всех минералов, как правило, ниже 0,2 мм, чаще 20—100 мкм. Встречены также микроскопиче-

ские выделения (0,1 — 2—3 мкм) тажеранита $\text{Ca}(\text{Ti}^{3+}, \text{Ti}^{4+})\text{Zr}_3\text{O}_{9-x}$, и коффинита USiO_4 [3]. Изредка встречаются более крупные (доли миллиметра) выделения апатита, минерала, близкого к ксенотиму, а также слабощелочной амфибол, близкий к Na-тремолиту, пирит, гётит, гидрогётит; в отдельных участках мельчайший шеелит. В зоне современного гипергенеза рудных доломитов большую роль приобретают монтмориллонит и другие гидросиликаты, увеличивается количество гидрогётита и особенно кварца — иногда до 50—60 %.

Проблема выяснения состава минералов-носителей циркония, а также попутных элементов — вольфрама, урана и других, для алгаминских руд является весьма важной, учитывая их тонкодисперсность, сложности с выбором технологической схемы переработки руд и пр. Известные трудности представляет и определение количественного соотношения главных рудных минералов — бадделеита и цирконов, в том числе и водосодержащих разновидностей последних, из-за большего внешнего сходства всех названных минералов при оптических исследованиях, близких особенностей растворимости минералов в крепких кислотах, в частности, и в HF, что явилось большой неожиданностью применительно к бадделеиту, большинство разновидностей которого в месторождениях других типов практически нерастворимы. Необходимость проведения подобных исследований выявилась уже на первых их этапах, когда при химическом и

5. Химический состав исходной пробы, концентрата и продуктов его обработки одного из участков Алгаминского месторождения

Компоненты	Исходная руда	Концентрат	Результаты опытов, фазы		
			I	II	III
SiO ₂	49,51	5,33	Следы	Не опр.	1,55
TiO ₂	0,10	0,05	0,005	0,025	0,02
Al ₂ O ₃	1,57	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	1,77	0,90	0,60	0,20	0,14
FeO	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,06	»	»	»	»
MgO	6,52	0,70	0,17	0,10	0,17
CaO	12,90	2,16	0,40	Следы	0,54
SrO	0,005	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	0,094	»	»	»	»
K ₂ O	0,22	»	»	»	»
P ₂ O ₅	0,50	»	»	»	»
H ₂ O	0,60	0,88	»	»	»
H ₂ O ⁺	1,76	2,12	»	»	»
ZrO ₂	12,22	85,48	1,50	68,04	16,76
Nb ₂ O ₅	0,105	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
WO ₃	Не опр.	1,90	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TR ₂ O ₃	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
U ₃ O ₈	Не опр.	0,06	0,01	Не обн.	Не обн.
CO ₂	12,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
S	Следы	Не опр.	Не опр.	»	»
Сумма	100,49	99,58	—	—	—

Результаты дополнительных исследований

Опыт	Исходная навеска, г	% нерастворимого остатка	WO ₃ , %	U ₃ O ₈ , %
2	0,93	7,1	1,44	0,05
3	0,10	4,21	0,30	Не обн.

Примечание. Пробы анализировались в химической лаборатории ИМГРЭ. Аналитик З. Т. Катаева

минералогическом изучении руд в ряде учреждений (ДВИМС, Институт геологии ДФ РАН, ИМГРЭ и др.) стало известно о наличии существенных колебаний в содержаниях двух ведущих минералов-концентратов циркония — бадделеита и циркона, примерно от 40—50 % бадделеита до почти 99 %, и т. д.

Детальное изучение минерального состава и особенностей распределения полезных компонентов было проведено на представительных пробах одного из участков детальной разведки (1990—1991 гг.) собственно Алгаминского месторождения. Химиком-аналитиком З. Т. Катаевой (ИМГРЭ) в ходе неоднократных опытов по травлению руд

было определено (табл. 5), что в пробе с исходным содержанием ZrO₂ 12,22 %, доля компонента в нерастворимой в HF-фазе составила 4,49 %, а в растворимой, т. е. в основном в гидроцирконе 7,86 %. Это в сумме оказалось достаточно хорошо сопоставимым (12,35 %) с исходным содержанием, определявшимся прямым методом. Таким образом, содержание бадделеита-минерала не может быть менее 4,50 %, т. е. 36,7 % от общего количества циркония в руде, циркона и гелъциркона соответственно не более 63,3 %. С учетом же частичного растворения бадделеита, количество обоих минералов, вероятно, довольно близко.

Изучение фазового (минерального) состава руд того же участка было продолжено на примере одного из наиболее богатых их блоков (скв. 213; во всех случаях руды принадлежали зоне их современного гипергенеза). В минералогической лаборатории ИМГРЭ (Н. А. Никитина) был получен практически чистый биминеральный циркониевый концентрат (см. табл. 5, проба 2). Помимо определений в этом концентрате главных компонентов, для него были выполнены определения рудных компонентов в двух кислотных вытяжках — сначала в HCl — [I], затем в HF (II), и в нерастворимом остатке (III).

Полученные результаты позволяют сделать следующие предположительные выводы. При условии, когда вольфрам практически отсутствует в цирконе и содержится частично в бадделеите, частично в составе окристых минералов, и в ничтожном количестве (единичные зерна) в шеелите, а количество воды в гидроцирконе соответствует двум молекулам на молекулу циркона, общее относительное количество этого минерала в пробе 19,45 %, ZrO₂ в бадделеите — 66,03 %, а общее количество этого последнего минерала, с учетом вхождения в его состав вольфрама и других примесных элементов, порядка 68,5 %.

По всей вероятности, известная часть вольфрамсодержащего бадделеита нерастворима в HF. Возможно также, что далеко не все генерации этого минерала в равной степени содержат вольфрам, о чем уже упоминалось. Так, в пределах ряда участков распространения коренных руд алгаминского типа, в скальных неизмененных доломитах, содержание вольфрама оказывается весьма низким, при очень высоких значениях Zr/W (до тысячи единиц).

Таким образом, можно считать, что в пределах относительно богатых руд количество бадделеита значительно преобладает над цирконом (гидроцирконе), и лишь в некоторых разновидностях минерализованных пород соотношение этих минералов

оказывается равным, или циркон начинает преобладать. Что касается содержания тажеранита, не учитывавшегося в наших опытах, то во всех известных случаях оно оказывается крайне подчиненным, определяемым главным образом субмикроскопическими размерами выделений этой фазы.

Практически важен вопрос о формах нахождения примесного урана в рудах, не только по соображениям санитарно-экологических требований, но и с позиций технологических процессов переработки руд. Данные по геохимии урана в рудах и окорудных породах Алгаминского участка уже рассматривались [2]. Напомним лишь, что детальные исследования поверхностей циркониевых и ряда породообразующих минералов выветрелых руд этого типа с применением электронно-микроскопических методов, сканирования и других, проведенных В. Т. Дубинчуком и его сотрудниками в ВИМСе [3], показали практическое отсутствие элемента в этих фазах, и сосредоточение его почти целиком в коффините. В то же время характерна весьма высокая, почти функциональная корреляционная связь $Zr - W$ и $Zr - W - U$, указывающая на близкие условия концентрации этих элементов как в первичных породах (доломиты венда), так и в зоне их современного выветривания.

Механизм образования циркониевых руд в настоящее время принимается как седиментационный, практически сингенетичный с формированием толщи доломитов, с последующим диагенезом этих отложений, а затем, по-видимому, и гидротермально-метаморфическими явлениями, приведшими к процессам собственно минералообразования. Представляется, что цирконий поступал в бассейн осадконакопления не в минеральных формах, т. е. не в виде шлиха бадделеита или циркона, и, следовательно, месторождение не имеет признаков принадлежности к древним россыпям, подвергшимся затем воздействию метаморфизма. Элемент поступал, по всей вероятности, в форме коллоидных растворов или суспензий. Поэтому главной проблемой является, естественно, вопрос об источнике такого поступления. Очевидно, что рудное вещество поступало в довольно крупных масштабах, однако локализация циркония имела место лишь в пределах нескольких участков двух-трех горизонтов, разобщенных блоками пустых пород. И мощности пластов оруденелых доломитов, и их горизонтальные параметры позволяют утверждать, что привнос цирконсодержащего материала при седиментации носил достаточно локальный характер.

Как уже сообщалось, наиболее вероятный источник Zr в рудах — Ингилийский мас-

сив, единственный реальный концентратор циркония и ряда сопровождающих его элементов в данном регионе. Подчеркнуто циркониевая специализация пород массива и известная подчиненность цирконию концентраций других типоморфных элементов, прежде всего ниобия, четко отражается на соответствующих геохимических особенностях алгаминских руд.

Для выяснения вопроса о возможных связях щелочного массива Ингили с этими последними был проведен изотопный анализ Sr и Nd ряда пород и минералов обоих объектов (ИГЕМ РАН, аналитик Д. З. Журавлев). Было выяснено, что соответствующие характеристики Zr-содержащего шорломита ийолитов, цирконсодержащих карбонатитов, сиенитов и скаполитовых ультрафенитов типичны для глубинных, мантийных источников вещества ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702$, низкие положительные значения ϵNd и др.), тогда как оруденелые породы с бадделеитом и цирконом и сопровождающие их безрудные доломиты, кальцитовые жилы в них и другие образования свидетельствуют о формировании в условиях гипергенеза за счет материала верхних горизонтов земной коры (отношения изотопов Sr 0,707—0,715, отрицательные значения ϵNd). Таким образом, эти исследования не позволили установить источник происхождения циркония в рудах. Поэтому из сказанного вытекает и возможное предположение об отсутствии каких-либо связей двух указанных объектов и, соответственно, представление о том, что локализация рудных скоплений вокруг Ингилийского массива случайна. Отметим, что эта версия кажется весьма маловероятной, так как нигде в других местах, вне периферических участков Ингилийского массива, в пределах обширной среднегорной страны, водораздельные участки которой сложены довольно хорошо обнаженными породами юдомской свиты, часто образующими скальные останцы, пока неизвестно ни сколько-нибудь выраженных ореолов распространения циркония, ни, тем более, его минерализации. Следует учесть также и то, что заметная приуроченность к этим минерализованным участкам гаммааномалий урановой природы делает их достаточно хорошо обнаруживаемыми в ходе аэрогеофизических исследований.

Остается принять основную версию о генетической связи обоих объектов, допуская, что из всей гаммы породообразующих и редких элементов ийолит-мельтейгитов и других эродировавшихся пород массива, лишь цирконий и кремний в ощутимых количествах накапливались в участках доломитообразования, а затем эти горизонты были захоронены последующими порциями

карбонатов в ходе трансгрессии юдомской эпохи. При этом, по-видимому, существовало лишь два геологически довольно кратких периода накопления этих компонентов, зафиксированных в объеме пород двух мало-мощных интервалов доломитов, изредка фациально сменявшихся песчанистыми доломитами и собственно песчаниками.

Возможно, остальные компоненты, содержащиеся в щелочных породах, в том числе такие, геохимически несравненно более подвижные, как Sr и RЗЭ, частично и ниобий, удалялись более энергично и, вероятно, на большие расстояния; области их возможных вторичных накоплений пока не зафиксированы. То же относится и к такому геохимически инертному компоненту, как титан, содержание которого и в гранате-шорломите, и в ийолит-мельтейгитах в целом превышает цирконий более чем на порядок, тогда как в рудных горизонтах с циркониевой минерализацией его содержание весьма низко.

Труднообъяснима причина резко повышенной вольфрамоносности руд. Очевидно, что массив УЩК-типа, породы которого обладают ничтожным кларком столь нехарактерного для них элемента, не могли быть его источником. Напомним, что в относительно богатых алгаминских рудах зоны гипергенеза доломитов количество вольфрама уступает цирконию примерно в 30—50 раз, и в участках особо богатых руд его количество иногда превышает 1%. Остается предположение, что источниками вольфрама были какие-то пока неизвестные скопления его минералов во вмещающих массив древних кристаллических породах AR—PR₁-возраста. Некоторые аспекты этой проблемы ранее уже обсуждались [2].

В заключение отметим, что пример алгаминских проявлений свидетельствует о существовании еще одного типа редкометалльных, в данном случае циркониевых месторождений, генетически связанных с массивами щелочных пород. Они представляют собой своеобразные зоны переотложения рудных компонентов, извлеченных из этих массивов в ходе их гипергенеза. По-видимому, достаточно вероятны и другие случаи возникновения подобных «вторично переотложенных» месторождений редких элементов в сходных геологических ситуациях. Важнейшей предпосылкой для их возникновения, очевидно, должно служить наличие богатых этими компонентами щелочных массивов геологически древнего возраста, подвергшихся выветриванию в столь же древние эпохи, с последующей транспортировкой, аккумуляцией и захоронением редкометаллических продуктов — минералов, рапы, суспензий и др. Из числа отечествен-

ных щелочно-ультраосновных массивов, кроме Ингилийского, к таковым можно отнести лишь Томторский в северо-западной Якутии, однако в этом случае перемытые породы коры выветривания с высокими содержаниями редких металлов и фосфора отлагались непосредственно в кровле ее разреза, т. е. в пределах массива; естественно, проблемы источника рудного вещества здесь не возникало. Теоретически можно предположить локализацию подобных перемещенных продуктов эрозии и выветривания щелочных пород или карбонатитов и на гораздо большие расстояния по сравнению с алгаминскими рудами, что связано с определенными трудностями при выявлении их происхождения, факторов контроля локализации и др. Вероятно, в подобных случаях ощутимое влияние в размещении редкометалльных проявлений должен оказывать и литологический состав вмещающих толщ. Заметим, что для обоих названных массивов таковыми оказываются существенно карбонатные породы — доломитовые для массива Ингили и содержащие карбонат прибрежно-морские осадки перми, перекрывающие указанные рудоносные фации Томторского массива.

Автор глубокого благодарен своим коллегам Б. А. Зарубину, Н. К. Ждану, Ю. П. Потоцкому, Ю. П. Ефименко, Н. Н. Соколову (г. Хабаровск) за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю. А., Потоцкий Ю. П., Зинкова О. Н. Бадделитсодержащие пластовые тела среди древних карбонатных толщ — новый возможный генетический тип месторождений циркония // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 670—673.
2. Багдасаров Ю. А. Геохимические особенности цирконсодержащих доломитов верхнего венда — нового типа проявлений циркония // Геохимия. 1992. № 12. С. 1451—1461.
3. Багдасаров Ю. А., Дубинчук В. Т., Мещенкина В. И. Находка коффинита в цирконсодержащих карбонатных толщах венда (Вост. Алдан) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 137—141.
4. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Некрасов И. Я., Ананьев В. В. Вольфрамсодержащий бадделит — новая разновидность оксида циркония // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 947—950.
6. Ицксон Г. В. Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов (на примере Сибирских провинций) // Сов. геология, 1964. № 6. С. 44—60.
7. Самойлов В. С. Карбонатиты — М.: Наука, 1977.
8. Семенов Е. И. Гельциркон в щелочных пегматитах // Тр. ИМГРЭ, 1960. Вып. 4. С. 85—89.
9. Соколов Б. С. Вендский период в истории Земли // Природа. 1984. № 12. С. 3—18.
10. Щаденков Е. М. Экзоконтактовые метасоматиты Ингилийского массива (Вост. Алдан) // Зап. Всес. минер. об-ва. 1989. 4. СХУШ. Вып. 2. С. 52—62.

Принята редколлегией 27 сентября 1993 г.

Окинский ультрабазит-базитовый комплекс Восточного Саяна

В. М. ИСАКОВ (НПО «Сибгео»), А. М. РОГАЧЕВ (ГГО «Бурятгеология»)

В 80-х годах на геологической карте Восточного Саяна появилась новая структурная единица первого порядка — Окинский прогиб. Он был выделен А. М. Рогачевым и Ю. П. Катюхой [10], установившими синклинное строение вулканогенно-осадочных образований между речья Оки и Урика и левобережья р. Оки севернее линейной зоны офиолитов (рис. 1). Окинский прогиб выполнен (снизу вверх) карбонатно-турбидитной с олистостромами формацией (мангаттольская свита кембрия — ордовика), андезит-дацитовый формацией (яматинская свита ордовика), кремнисто-карбонатной формацией (дабанжалгинская свита ордовика — силура), вулканогенным флишем с излившимися базальтами, андезитами и внедрившимися ультрабазит-базитами (окинская серия предположительно силура — девона).

Принципиальное значение имеет антидромная последовательность главных магматических событий, характерная для прогибов рифтового происхождения: большеобъемным внедрениям базитов предшествуют магматические проявления андезит-дацитового состава. Вулканогенно-осадочное выполнение южного борта Окинского прогиба совместно с метаморфитами предположительно раннего докембрия составляют Гарганскую зону скучивания, образованную серией чешуйчато-надвинутых пластин. Составы толщ выполнения прогиба и комплекса основания здесь сnivelированы метаморфизмом и гранитизацией, что в структурах северной части Гарганской зоны создает проблему их расчленения.

Окинский ультрабазит-базитовый комп-

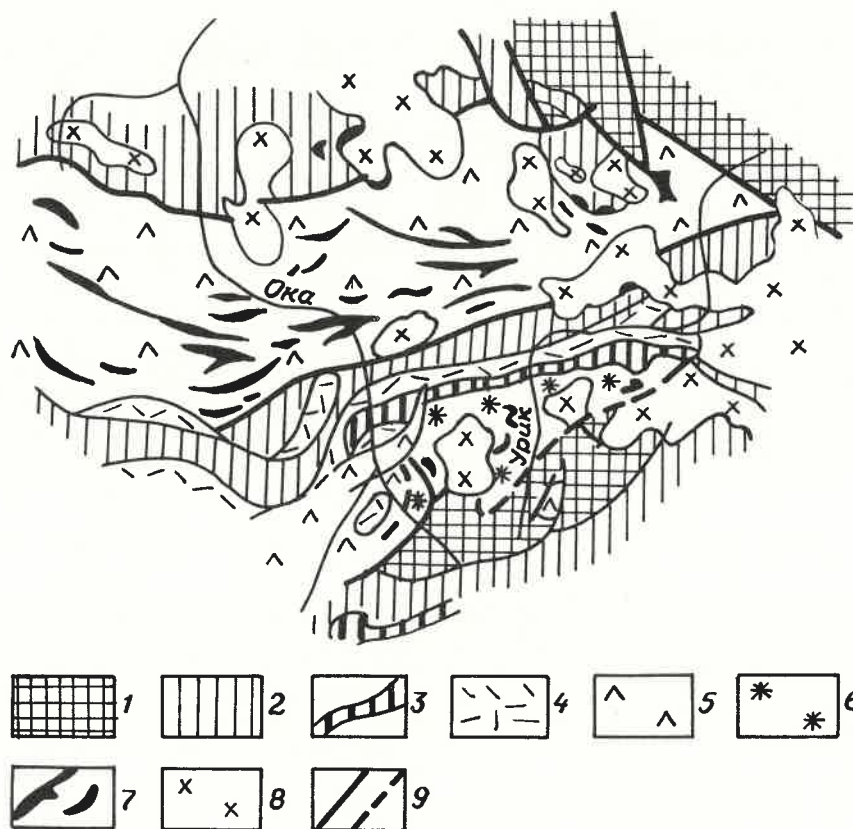


Рис. 1. Местоположение окинского комплекса в структуре юго-востока Восточного Саяна:

1 — метаморфические комплексы раннего докембрия Гарганской и других зон; 2 — осадочные и вулканогенные комплексы позднего докембрия и кембрия; 3 — офиолитовая ассоциация; палеозойские комплексы выполнения Окинского прогиба: 4 — андезит-дацитовый, 5 — турбидитный и вулканогенно-флишевый, 6 — то же в Гарганской зоне, 7 — окинский ультрабазит-базитовый; 8 — гранитоиды; 9 — разломы, в т. ч. предполагаемые

лекс — один из важных компонентов выполнения Окинского прогиба. Комплекс распространен как в зоне собственно Окинского прогиба, так и среди метаморфизованных образований Гарганской зоны скупивания. Его возраст ранний — предположительно средний палеозой.

Впервые многочисленные тела интрузивных залежей габбро-диабазов и реже встречающихся, но тесно ассоциирующихся с ними ультрабазитов, выделили в пределах Окинского синклинория в самостоятельный габбро-диабазовый комплекс палеозоя А. М. Рогачев и др. [10]. Эти авторы считали породы комплекса субвулканической фацией эффузивов окинской серии палеозоя, относящейся к вулканогенному флишу верхней части приведенного формационного ряда. Ранее гипербазиты и базиты верховий р. Оки, относимые нами к окинскому комплексу, считались принадлежностью урдаокинского комплекса [4]. Аналогичные гипербазит-базитовые плутоны бассейна р. Бол. Белой В. И. Серебренников и др. [4], вслед за многими предшественниками, относили к боксонскому комплексу раннего кембрия.

Окинский комплекс объединяет основные и ультраосновные породы, пространственно связанные в пределах единых массивов, являющиеся составными частями структур Окинского прогиба, сложенных слоями главным образом окинской серии предположительно силур-девонского возраста и частично более древних вулканолитокомплексов. Комплекс подразделяется на два подкомплекса: 1) дифференцированных мало-глубинных силлов, реже даек; 2) концентрически зональных расслоенных плутонов. Можно полагать, что вулканические породы, входящие в состав литокомплекса средней части окинской серии, составляют совместно с дифференцированными пластовыми телами вулканическую ассоциацию, хотя привязка интрузивных тел к конкретным разрезам вулканогенной толщи иногда затруднительна. Характерно, что эффузивно-туфовый компонент в составе ассоциаций резко подчинен по объему мало-глубинным ультрабазит-базитам.

Особенности состава и строения магматических тел. В сложении дифференцированных пластовых тел участвуют диабазы, габбро-диабазы, габбро (в том числе в качестве редкой разновидности — троктолитовое габбро), а также пироксениты и серпентиниты по перидотитам. Предположительно составная часть комплекса — дациты даек, прорывающих окинскую серию. Перечисленные породы в значительных объемах преобразованы в метаморфические сланцы.

Диабазы, габбро-диабазы, габбро и их

метаморфические производные слагают самые значительные по мощностям интервалы типичных разрезов силловых тел. Они состоят из измененных плагиоклазов — 40—50% и интенсивно измененных темноцветов с реликтами бурой роговой обманки и пироксенов — 50—60%. Все разности содержат переменные количества магнетита и титаномагнетита, зерна которых пронизаны и окружены лейкоксеном. Собственно габбровые породы по первичному составу разделяются на существенно роговообманковые и существенно клинопироксеновые. В первых эпимагматический уралит и хлорит чаще всего образуют гомоосевые псевдоморфозы по первичной роговой обманке. Габброиды с реликтовыми клинопироксенами, как правило, являются более меланократовыми разностями, содержащими 60—75% минералов, образованных по первичным темноцветам.

Пироксениты — наименее измененные разности в силловых телах окинского комплекса. Наиболее типичные их них на правом водоразделе р. Оки состоят из амфиболлизированных моноклиновых пироксенов, иногда погруженных в сидеронитовый базис. Апоперидотитовые серпентиниты в составе субпластовых тел также обнаружены на правом берегу р. Оки. Строение тел, содержащих эти породы, требует дополнительного изучения. Имеющиеся материалы свидетельствуют, что в данном случае серпентинизации подверглись лерцолитоподобные разности с аномально высоким количеством плагиоклаза.

Большая часть пород дифференцированных силловых тел окинского комплекса подверглась метаморфическим изменениям различной природы.

1. К апобазитовым (аподиабазовым) относятся метаморфические сланцы составов: альбит-хлорит-актинолит-эпидотового, хлорит-альбит-эпидотового, карбонат-актинолит-эпидотового с лейкоксеном, альбит-эпидот-роговообманкового с хлоритом. Количество породообразующих минералов варьируют в широких пределах. Породы обладают четкой метаморфической полосчатостью. По степени метаморфической преобразованности между малоизмененными базитами и метаморфическими сланцами устанавливаются промежуточные разности с реликтами первичных структур. Наиболее типичные из них меланократовые породы пироксен-эпидот-роговообманкового состава с реликтовыми апогаббровыми структурами и апопироксенитовые эпидот-амфибол-пироксеновые сланцы, сохраняющие в составе крупные до 1,5 мм кристаллы клинопироксена.

Метаморфические сланцы указанного со-

става характерны для окинского комплекса центральных частей Окинского прогиба, ограниченных с юга «офиолитовой линией». Метаморфические изменения в основном происходят в мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В зонах усиленных термобарометрических воздействий, сопровождающихся дизъюнктивами региональных масштабов, и особенно в надвиговых зонах возникают ареалы пород, метаморфизованных в биотитовых субфациях.

2. Метаморфизм базитов окинского комплекса, связанный с гранитизацией образований Гарганской зоны (к югу от «офиолитовой линии», см. рис. 1), приводит в основном к насыщению базитовых пород лейкосомой кварц-альбитового состава [9]. Биотит-гранатовые ассоциации также возникают во фронтальных частях первопорядковых надвигов.

3. Существенно, что в апобазитовых сланцах Окинского прогиба, для которых характерны реликты первичных магматических структур, фиксируются переменные количества глаукофана (кроссита). Образования, претерпевшие высокобарический метаморфизм глаукофансланцевой фации в пределах южного крыла Окинской структуры, впервые обнаружены Е. В. Скляровым [3, 11], который отнес к кросситосодержащим породам значительную часть метабазитов на правобережье р. Оки в бассейне рек Хазалхы и Хамнигам и на ее левобережье в бассейне р. Хурай-Жалга. По мнению этого автора, возраст глаукофансланцевого метаморфизма оценивается в 640 ± 20 млн лет на основании рубидий-стронциевой изохроны и является более древним, чем выполнение Окинского прогиба. В соответствии с этим Н. Л. Добрецов и Е. В. Скляров считают, что апобазитовые глаукофансодержащие сланцы слагают повсеместно в Окинской зоне аллохтонные части разреза [3]. Однако наши наблюдения показывают, что кросситосодержащие породы участвуют в сложении силловых тел, интрузирующих вулканогенно-осадочные отложения окинской серии, охарактеризованные окаменелостями палеозоя, и также принадлежат, скорее всего, окинскому комплексу.

Подкомплекс окинского комплекса, представленный крупными концентрически сложенными гипербазит-базитовыми телами, сложен дунитами, верлитами, пироксенитами, габброидами. Дуниты — характерный член Ехе-Шигнинского массива в бассейне р. Бол. Белой; содержание оливина в слабо серпентинизированных разностях в них достигает 75—80 %. Верлиты встречены в ассоциации с дунитами. Пироксениты широко распространены в Хужиртай-Горхонском массиве левобережья р. Оки; содержа-

ние клинопироксена в них достигает 60—70 %. Габброиды в указанных массивах относятся преимущественно к габбро-норитовым разностям (содержание пироксена до 45 %, вторичной роговой обманки — до 40 %). В амфиболовом габбро фиксируется до 40 % бурой роговой обманки.

Внутреннее строение силловых тел окинского комплекса, изученное на левобережье р. Оки в бассейне рек Хазалхы и Хамнигам, типично для всей Окинской зоны. Пластовые интрузии обладают мощностями от 120 до 350 м и протяженностью до 6—7 км. Они субсогласно вписаны в структуру слоистой рамы. Несмотря на интенсивный метаморфизм, в базитах устанавливаются признаки дифференциации первично магматического происхождения. Повсеместно в крупных телах на всем их протяжении наблюдается тенденция увеличения меланократовости и кристалличности к их донным частям, которые слагаются апомеланогаббровыми и апироксеновыми эпидот-амфиболовыми с реликтами пироксенов сланцами, метапироксенитами, редко — серпентинизированными перидотитами. Мощности этих частей разрезов от 20 до 70 м. В средних частях интрузивных залежей иногда обнаруживаются металейкогаббро, а в верхних — обычно аподиабазовые слои, иногда чередующиеся с меланократовыми метагабброидами. Как подчеркивалось, в бассейне р. Хазалхы в сложении базитовых тел окинского комплекса участвуют также кросситосодержащие разности. Силловые залежи частично интенсивно складчатые, а их лежащие контакты тектонизированы. Степень кристалличности всегда уменьшается в кровле, к которой иногда приурочены приповерхностные фации пузыристых базальтов и даже кластолав. Встречены маломощные базитовые тела симметричного строения, в которых слабо раскристаллизованные разности тяготеют к краевым частям. Метаморфизм пород не способствует изучению деталей характера переходов и взаимоотношений магматических слоев в изученных телах.

Относимые к окинскому комплексу асимметрично зональные силловые залежи картируются в Гарганской зоне скупивания, сложенной в северной части метаморфизованными и тектонически расчлененными образованиями южного борта Окинского прогиба. Здесь тела окинского комплекса также согласно вписаны в структуры вмещающих их метаморфитов. Наиболее протяженный Топхорский силл верхний р. Урик, конформно залегающий на протяжении 7 км в низах окинской серии. В его разрезе снизу-вверх устанавливаются: 1) габбро и офитовые габбро (приблизительно 120 км), содержащие на значитель-

ном протяжении силла гранат и биотит; 2) диабазы и габбро-диабазы (40—50 м). В кровле на правобережье р. Урик и в верховьях р. Хойто-Гарган обнаружены микролитовые базальты и кластолавы базальтов и андезито-базальтов.

Описанная асимметричная зональность лишь частично может быть объяснена явлениями магматической расслоенности в малых камерах. Очевидно расслоенность кумулятивного типа характерна только для тел, нижние части которых сложены перидотитами и пироксенитами. В большинстве случаев описанные явления обусловлены только их близповерхностными внедрениями, что объясняет возникновение лавовых фаций и конкреционной трещиноватости в кровле. По-видимому, внедрение осуществлялось параллельно-последовательно с накоплением вмещающих слоев, содержащих базальтовый туфогенный и вулканомиктовый материал, а в редких случаях — маломощные покровы излившихся эффузивных разностей. В данном случае базитовые тела правомерно рассматривать в качестве субвулканической фации вулканического комплекса с редуцированной излившейся составляющей и относить часть из них к категории «силло-покровов».

Кроме дифференцированных силлов к окинскому комплексу прогиба относятся дайковые тела диабазов мощностью первые метры и небольшой протяженности, редко габбро-диабазовые штоки размерами в поперечнике не более 200 км.

Многие, в том числе существенные черты строения и петрологии расслоенных ультрабазит-базитовых интрузий, отнесенных ко второму подкомплексу окинского комплекса, в пределах юго-востока Восточного Саяна изучены недостаточно. Типичная из этих интрузий — Ехе-игнинский плутон верховий р. Бол. Белой в современной структуре представлен только нижними частями магматической колонны, сложенной преимущественно дунитами. Плутон ограничен со всех сторон дизъюнктивами и обладает поллогональной формой при ширине около 3 км. Расслоенность грубая, кумулятивные структуры весьма характерны для ультрабазитовых и меланогаббровых членов разреза. Ритмичность не изучена.

В Хужиртай-Горхонском плутоне правобережья р. Оки в верхних габбровых слоях отмечается тонкая ритмичность, чередующихся полос мощностью 1—5 м, сложенных амфиболовым габбро и горнблендитами. Здесь фиксируются также ритмы величины в несколько десятков (до сотен) метров, образованные линзовидно выклинивающимися слоями перидотитов, пироксенитов и габбро. Количество гипербазитов увеличи-

вается в нижних частях магматической колонны. Для обоих массивов характерна краевая нерасслоенная фация роговообманковых офитовых габбро.

Ряд интрузий аналогичного состава и строения отнесен И. В. Гордиенко к хойто-окинскому комплексу [3], выделенному П. В. Дубиным и Л. П. Рик в бассейне р. Хойто-Ока. В Окинском синклинии и смежных структурах, по И. В. Гордиенко, этому комплексу принадлежит Шибитский массив, сложенный главным образом высокоглиноземистыми габбро-норитами, а также интрузия габбро-пироксенитового состава на междуречье Барун-и Зун-Холбы в Гарганской зоне, относимая многими предшественниками к первой фазе сумсунурского тоналит-плагиогранитного комплекса. Петрографическая и петрохимическая родственность и сходство черт внутреннего строения и положение в региональной структуре позволяет считать весьма вероятной принадлежность этих массивов охарактеризованным частям окинского комплекса.

Можно полагать, что механизм становления расслоенных интрузий окинского комплекса обусловлен камерной дифференциацией с ритмичной расслоенностью при повторных магматических внедрениях. Такой механизм дифференциации классически описан для интрузий Скергаардского типа, присущ расслоенным плутонам востока Саяно-Алтайской области и Монголии, входящих в состав мажалькского, хиргиснурского, дарибского комплексов. Типичная последовательность магматических слоев и их взаимоотношений в интрузиях аналогичной формационной принадлежности указанных комплексов Тувы и Монголии охарактеризована во многих публикациях [6, 8 и др.]. Приводимые в этих работах петрогенетические выводы облегчают задачи межрегиональных сопоставлений и типизации геодинамических условий формирования окинского комплекса.

Характеристика двух последовательно внедренных подкомплексов окинского комплекса ультрабазит-базитовых пород и их сопоставление с комплексами-аналогами позволяют следующим образом типизировать их по составу: 1) дифференцированные силлы сложены пироксенит-габброидно-диабазовым рядом пород, 2) расслоенные плутоны — дунит-линопироксенит-габбро-норитовым рядом.

Некоторые петрогенетические особенности и условия формирования. Положение пород окинского комплекса на классификационной диаграмме показано на рис. 2, а.

По среднестатистическим характеристикам базиты пироксенит-габброидно-диабазового ряда относятся к умеренномеланократовому натровому умеренномагнезиаль-

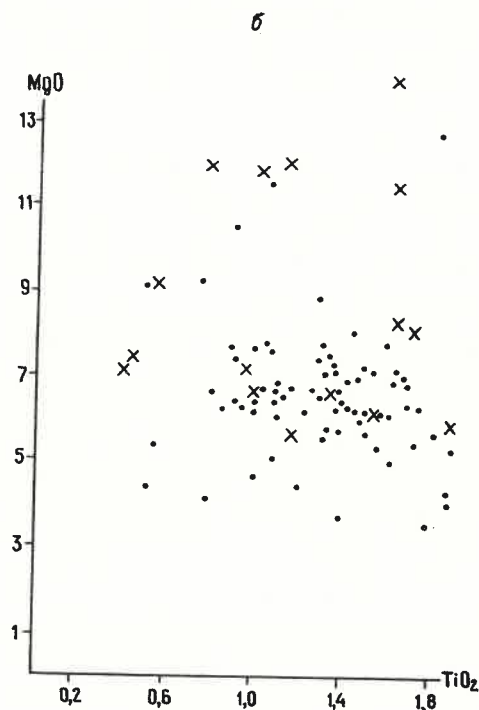
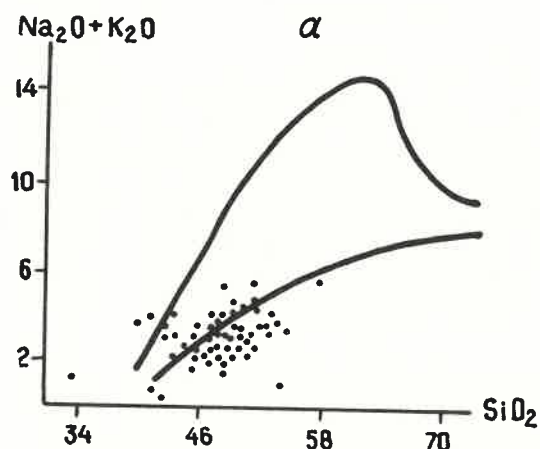


Рис. 2. Диаграммы для пород окинского комплекса:

$\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а), $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (б), AFM (в): 1 — породы дифференцированных силлов; 2 — породы расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов; 3 — линии раздела толеитовой и известково-щелочной серий

ному типу. Ультрабазитовые составляющие комплекса обладают высокой титанистостью по сравнению с гипербазитами офиолитовой ассоциации. Содержания титана в базитах существенно различаются.

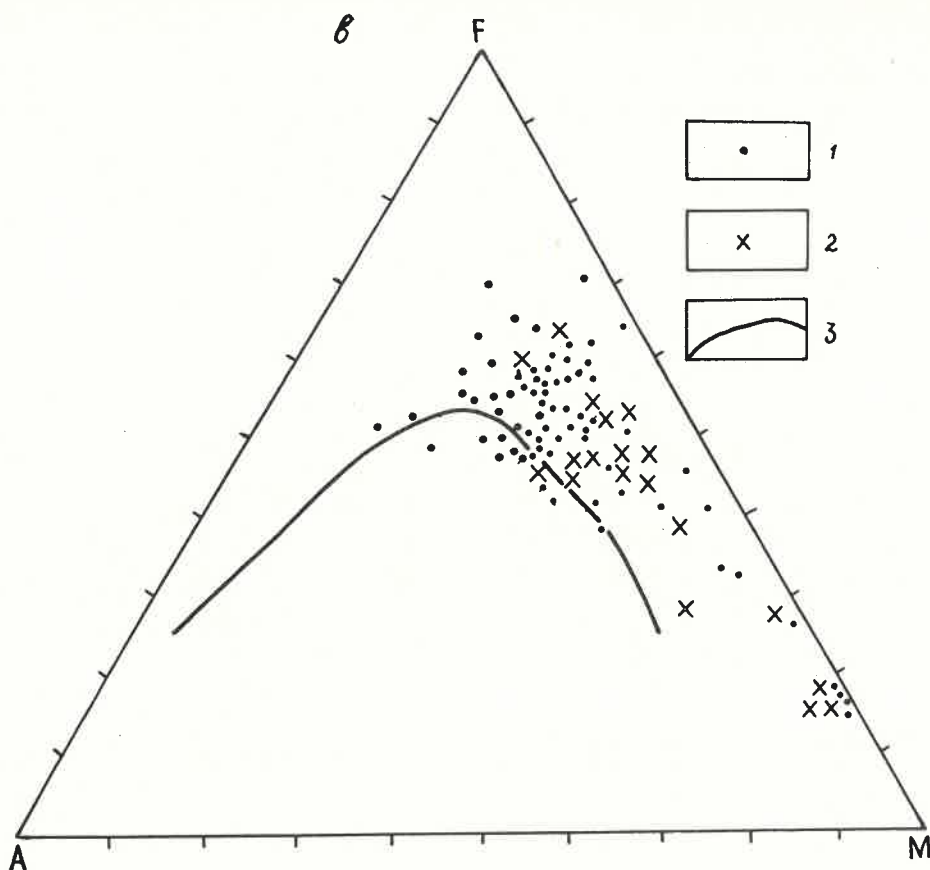
Ультрабазиты и базиты дунит-клинопироксенит-габбро-норитового ряда составляют изменяющуюся по меланократовости группу высокомагнезиальных пород. На диаграммах (рис. 2, б, в) видно, что базитовая составляющая расслоенных интрузий по сравнению с базитами дифференцированных силлов имеет резко повышенное содержание MgO ; рой точек, отображающих составы обоих рядов, располагаются в поле толеитов (на диаграмму вынесен также состав ультрабазитов Ехе-Шигнинского плутона). Большая часть габброидов расслоенных интрузий принадлежит к высокоглиноземистым разновидностям с содержанием Al_2O_3 более 16%, что является типоморфным петрохимическим признаком постофиолитовых расслоенных серий Монголии и востока Саяно-Алтайской области.

Из других признаков следует отметить значительные вариации содержания K_2O в базитах Гарганской зоны, что связано, скорее всего, с гранитизацией всех образований этой зоны.

Близкая сопоставимость вариаций химических составов пород пироксенит-габброидно-диабазового и дунит-клинопироксенит-габбро-норитового рядов окинского комплекса свидетельствует об их генетической общности.

Интерес представляют относительные значения фоновых содержаний Cr , Ni , Co , Ti , Cu , Zn в базитах окинского комплекса по сравнению с таковыми офиолитовой ассоциации: Ti в базитах верхнего габбро и эффузивах офиолитов содержится в больших количествах, чем в породах окинского комплекса, но в сопоставимых сравнительно с габбро-диабазовыми силлами верхов офиолитовой ассоциации. Содержание Cr значительно уменьшено, а количества Ni и Co , точно так же как Cu и Zn , сопоставимы с таковыми офиолитов. (Здесь использованы результаты спектральных анализов геохимических проб, собранных при крупномасштабном картировании региона).

Анализ родоначальных магматических расплавов, проведенный Е. В. Хаиным и А. Э. Изохом (устное сообщение) для аналогичных постофиолитовых комплексов дифференцированных силлов и ультрабазит-базитовых концентрически-зональных



плутонов хр. Дариби (Монголия), свидетельствует, что описываемая серия является продуктом продвинутого плавления истощенной мантии. Распространено мнение [6, 8], что исходный состав расплавов расслоенных плутонов такого типа отвечает субпикритоиду либо меланобазиту. Вслед за Е. В. Хайным и А. Э. Изохом можно полагать, что образование расплава происходило при давлении $30\text{--}40 \cdot 10^8$ Па на глубинах, превышающих глубины зоны офиолитогенерирующих расплавов лерцолитовой мантии.

Высокоглиноземистый состав базитов, дунит-клинопироксенит-габбровой серии обусловлен удалением из субпикритоидного расплава части оливинов при более раннем становлении дифференцированных силлов. Оставшийся расплав обогащается глиноземом. Аналогичным образом П. А. Балыкин и др. [1] объясняют высокую глиноземистость второй генерации ультрабазит-базитовых пород массива Лукинд, где эти авторы устанавливают также две последовательно внедренные и генетически единые серии. Возникновение амфиболовых габброидов в крайних фациях магматических тел удовлетворительно объясняется насыщенностью расплавов периферийных частей камер во-

дой. Из многих публикаций известно, что в этих условиях вместо пироксена кристаллизуется амфибол.

Появление в слоистой толще окинской серии вулканических фаций андезитов и небольших количеств дацитов, вероятно, обусловлено гравитационно-кинематической дифференциацией мантийных магм, механизм которой широко привлекается для объяснения петрогенезиса трапповых комплексов платформ [7]: в области пониженного давления в верхних частях протяженной колонны основной магмы мигрирует вода и другие летучие, а по гравитационным причинам эти части обогащаются также кремнекислотой и щелочами. Образующие здесь промежуточные очаги мантийной магмы послужили источником магматических проявлений раскисленного состава. В пользу этой модели говорят факты тесной пространственно-структурной связи излившихся андезитов и кислых пород окинской серии с крупнообъемными ультрабазит-базитовыми образованиями окинского комплекса.

В основу методики проведенных реконструкций палеотектонических режимов на юго-востоке Восточного Саяна и в смежных частях Монголии [5] положено выделение в

качестве основных геодинамических факторов типизированных (абстрактных) формаций, а также геодинамическая оценка процессов метаморфизма, надвиго-и олистостромообразования и других прямых факторов горизонтальных перемещений масс.

Главными мотивами тектонического развития региона считаются: 1) возникновение в венде — кембрии островодужной системы; 2) коллизия «островная дуга — Гарганский микроконтинент» и обдукция офиолитов; 3) возникновение пассивной окраины и вовлечение в нее эпиколлизионных структур; 4) возникновение Окинского прогиба. Представленные в настоящей статье материалы конкретизируют обстановки конечных этапов приведенного «сценария», относящиеся к формированию Окинского прогиба в раннем (среднем?) палеозое.

Выше отмечено, что Окинский прогиб является палеоструктурой рифтового происхождения. Рифтогенная трактовка его природы вытекает из характеристики приведенного ряда палеозойских формаций: 1) карбонатных турбидитов кембрия — ордовика с мономиктовыми карбонатными олистостромами образуется на стадии ступенчатых погружений блоков основания вдоль листрических разломов и стягивания в прогиб пластин карбонатных пород боксонской серии, накопившихся в дорифтовый этап. Т. Н. Хераскова [12], рассмотревшая типовые формационные ряды различных геодинамических обстановок, считает карбонатные турбидиты с карбонатной олистостромой формацией, стандартно характеризующей рифтогенез на пассивной окраине континента; 2) андезит-дацитовая и кремнисто-карбонатная образуются на стадии горст-грабенного рельефа. Дацинты и количественно подчиненные им андезиты, составляющие яматинскую свиту ордовика, выполняли палеоморфоструктуру островной гряды. В грабенах накапливаются кремнисто-карбонатные осадки с металлоносными углеродисто-кремнистыми сланцами; 3) вулканогенный флиш и сопровождающий его накопление ультрабазит-базитовый магматизм окинского комплекса знаменует зрелую стадию законченного рифтогенеза.

Магматические события антидромной последовательности обусловлены подъемом мантийного диапира, термальное, вероятно, и магматическое воздействие которого в начале приводит к плавлению маломощной коры и кислым магматическим проявлениям. Возможно, андезиты этой стадии возникли при смешивании поднимающихся базальтовых магм с дацитовыми расплавами.

Зрелая рифтогенная стадия коррелируется с выплавлением на вероятных указанных глубинах мантийных магм, их подъемом и

формированием окинского комплекса, что и является главным магматическим событием стадии рифтогенеза.

Выше подчеркивалось, что окинские ультрабазит-базиты, так же как и комплекс ультрабазит-базитовых пород Центральной Монголии (хр. Дариби), состоящий из двух серий, являются постофиолитовыми и постобдукционными. По Е. В. Хаину и А. Э. Изоху, в данном случае наблюдается заглубление во времени фронта мантийного магнообразования от габбро и гипербазитов офиолитовой ассоциации к базитам дарибского и окинского комплексов в процессе развития в постофиолитовую стадию зоны активной и в постобдукционную — пассивной континентальных окраин. Сходная эволюция магнообразования устанавливается в пределах многих каледонских и более молодых покровно-складчатых сооружений.

Изложенные материалы позволяют следующим образом охарактеризовать геодинамическую природу глаукофан-сланцевого метаморфизма. В стадию максимального раскрытия рифта и становления главных масс ультрабазит-базитов в его осевой части листрические разломы прибортовых частей начинают работать как надвиги. В сложении формирующихся покровно-чешуйчатых структур южного борта участвуют пластины базитовых пород комплекса основания прогиба, образующие, например, Харатологыйский аллохтон. Можно полагать, что глаукофансланцевым преобразованиям подверглись те окинские базитовые массы параавтохтонных структур бортовых частей прогиба, которые были тектонически перекрыты тяжелыми пластинами комплекса основания. Принципиально аналогичную динамику возникновения глаукофан-сланцевых комплексов нескольких генераций представляют Н. А. Богданов, Н. Л. Добрецов и А. Л. Книппер [2] на примере обстановок формирования структуры офиолита Семайл. В покровно-складчатой структуре этого региона глаукофан-сланцевым преобразованиям подверглись породы параавтохтона, по которым в короткий промежуток геологического времени «проехала» мощная и тяжелая пластина офиолита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балыкин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Бостриков О. И. Петрохимия и особенности формирования дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 23—33.
2. Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л. Офиолиты и геологическое строение Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991, № 9. С. 3—23.
3. Геология и рудоносность Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1989.

4. *Геология СССР*. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. 1. — М.: Недра, 1964.
5. *Исаков В. М., Рогачев А. М.* Реконструкции геодинамических режимов в юго-восточной части Восточного Саяна // *Геология и геофизика*. 1990. № 6. С. 19—28.
6. *Ковалевский В. Е., Богнибов В. И., Поляков Г. В., Мехоношин А. С.* Дугдинский расслоенный перидотит-пироксенит-габбровый плутон в Северо-Восточной Туве // *Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири*. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 48—83.
7. *Магматические горные породы. Основные породы*. — М.: Наука, 1985.
8. *Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии* / Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, А. Э. Изох и др. // *Плутонические формации Тувы и их рудоносность*. — Новосибирск, 1984. С. 3—57.
9. *Рогачев А. М., Исаков В. М., Попова А. Ф.* Основные черты строения и формирования метаморфического комплекса северного обрамления Гарганской глыбы // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири*. Новосибирск, 1986. С. 75—81.
10. *Рошкетев П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М.* Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // *Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири*. Новосибирск, 1983. С. 19—44.
11. *Скляр Е. В., Добрецов Н. Л.* Метаморфизм древних офиолитов Восточного Саяна // *Геология и геофизика*. 1987. № 2. С. 3—14.
12. *Хераскова Т. Н.* Формационный анализ покровно-складчатых областей // *Геотектоника*. 1991. № 3. С. 16—33.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.862.1(100)

© К. М. Худолей, 1994

Биогеография Земли в синемюрском веке ранней юры

К. М. ХУДОЛЕЙ (ВСЕГЕИ)

Стратиграфия, биостратиграфия и палеобиогеография синемюрского и плинсбахского ярусов привлекали внимание многих исследователей, начиная от классических работ Ф. Квенштедта, А. Оппеля, А. д'Орбиньи, Л. Спата, В. Аркелла до работ, проводившихся в последние годы. Эти исследования нашли свое отражение в «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР» и монографии «Палеогеография СССР» (1975), «Палеогеографическом атласе» под редакцией А. Халлэма (1971), «Геологическом атласе Западной и Центральной Европы», редактор А. Циглер (1982), «Стратиграфическом атласе Северной и Центральной Америки» (1974), «Палеобиогеографии юры Соединенных Штатов и их континентального обрамления» (Р. Имли, 1980), «Палеобиогеографическом атласе Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» (1979), серии работ по Китаю (Ван-Ю-Ганг и др.) и прилегающим территориям, в монографии «Фанерозойская геология мира» (1983) и др.

На время обособления первых юрских палеобиохорий существуют разные точки зрения. В. Аркелл (1956) считал, что ни в Тетисе, ни в тихоокеанской и бореальной областях в ранней юре не наблюдалась дифференциация аммонитов, а этот процесс начался только в средней юре. Однако А. Халлэм (1971) и другие удревили этот процесс до позднеплинсбахского времени, когда, по их данным, сформировались пер-

вые юрские провинции. Проведенный нами анализ расселения аммонитов позволяет говорить о появлении первых признаков их дифференциации уже в синемюрском веке, на чем мы более подробно остановимся ниже.

При анализе расселения аммоноидей автор придерживается принципа актуализма и считает, что центром эволюции морских животных являются места, где они встречаются наиболее часто и мигрируют в районы, где они обнаружены в единичных экземплярах. В настоящее время наибольшее разнообразие животных приурочено к тропическому и субтропическому поясам, а в умеренном и приполярном, не говоря уже о полярном, количество видов резко уменьшается. Аналогичная картина наблюдается и в мезозое, когда наибольшее число родовых таксонов аммоноидей (несмотря на искусственность палеонтологической классификации, неизбежный субъективизм палеонтологов и неполноту геологической летописи) было приурочено к тропическому поясу. Наибольшее разнообразие в животном мире наблюдается в Тетисе и прилегающих к нему акваториях. Палеобиогеографическая ситуация представлена двумя моделями — при фиксированном положении материков (рис. 1) и с позиций мобилизма (рис. 2).

В настоящее время в работах, посвященных палеобиогеографии мезозоя, гипотетический материк Пангея в своем первона-

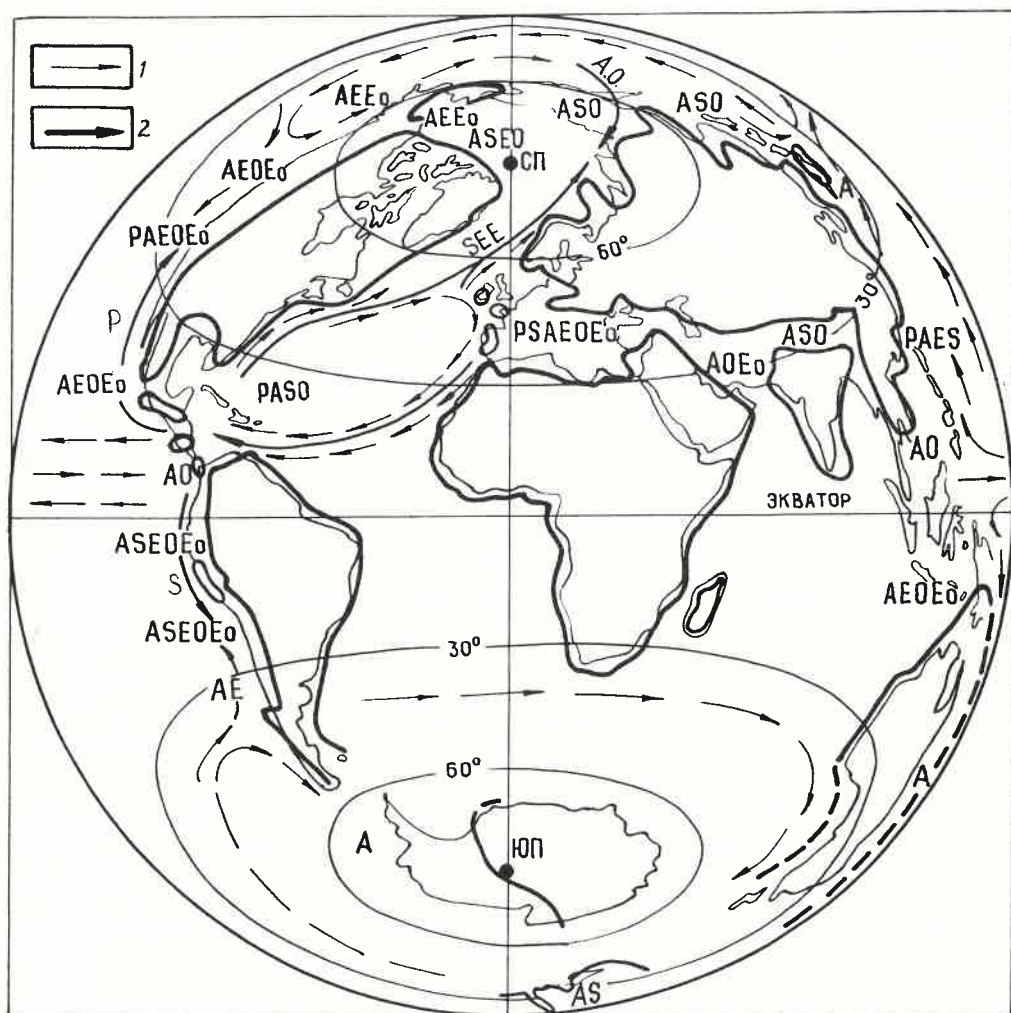


Рис. 1. Биогеографическая схема синемюрского века:

1 — предполагаемые морские течения, 2 — пути миграции аммоноидей. Состав аммонитов: P — Psiloceratidae, S — Schlotheimidae, A — Arietidae, E — Echioceratidae, O — Oxynoticeratidae, Eo — Eoderoceratidae

чальном виде не фигурирует. Наиболее широко распространены модифицированные схемы, составленные А. Шмидтом и Д. Бриденем в 1977 г. [12], на которых в лучшем случае сохранилась только западная часть Пангеи А. Вегенера (см. рис. 2), а на востоке Тетис являлся по сути большим заливом Тихого океана. Сравнение этих двух моделей с позиций палеобиогеографии позволяет сделать их оценку. Следует заметить, что детальная критика мобилизма с помощью других аргументов дается в многочисленных работах А. Мейерхоффа (1970—1992), поэтому нами они не повторяются.

Представляемая работа является продолжением палеобиогеографического анализа,

проводимого автором в последнее десятилетие и затрагивающего весь триас и его границу с юрой, включая самые низы юры — геттангский ярус [3]. Здесь же анализируется вышележащий синемюрский ярус. При изучении расселения аммонитов нами были использованы картографические материалы, участвующие в составлении новой Геологической карты мира м-ба 1:15 000 000 (1992 г.).

Палеогеографическая ситуация синемюрского века выглядела следующим образом (см. рис. 1). Как и в настоящее время основные континентальные массивы были сосредоточены в Северном полушарии нашей планеты. Северо-Американский палеокон-

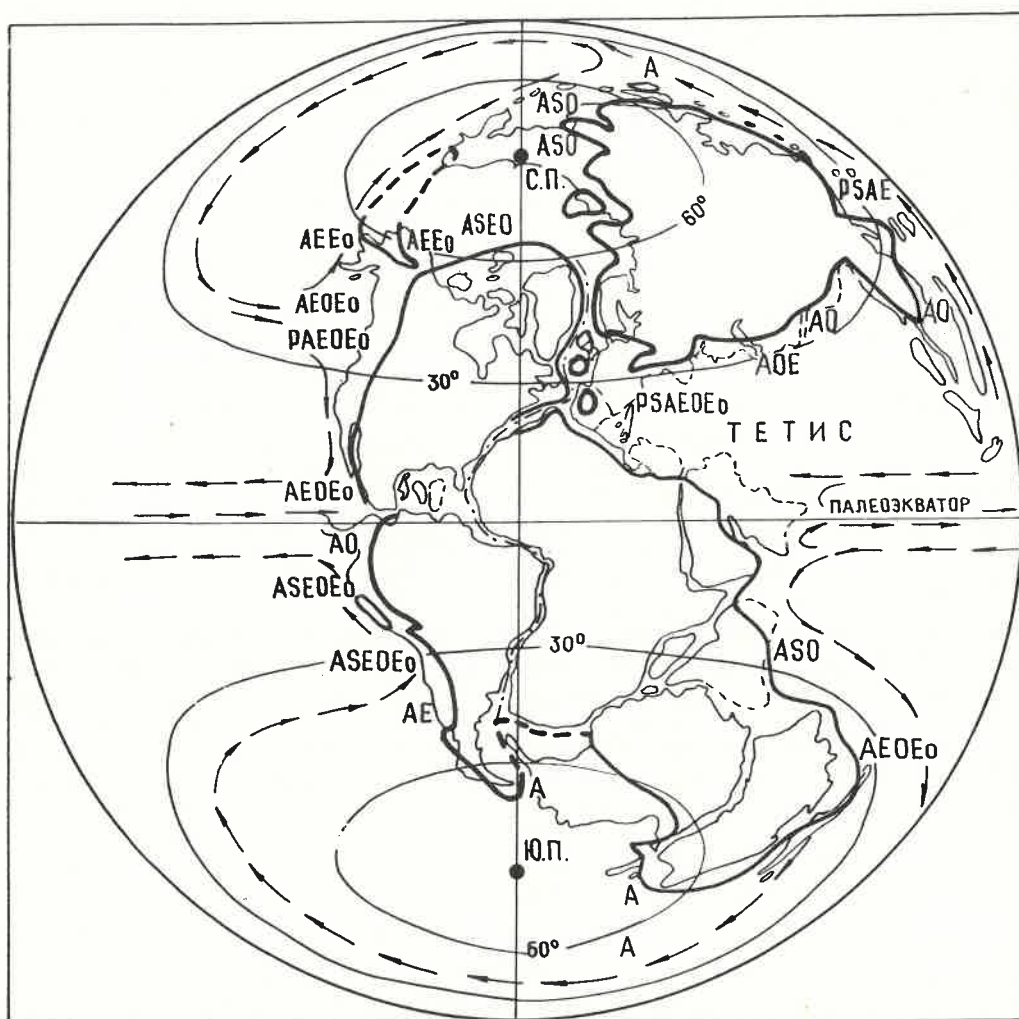


Рис. 2. Биogeографическая схема середины ранней юры на палеogeографической основе, составленной А. Шмидтом и Д. Бриденom, 1977:

усл. обозн см. рис. 1

тинент был несколько больших размеров и охватывал Гренландию и Арктические острова Канады, но на западе береговая линия Тихого океана располагалась восточнее современной. В районе Кариби находился морской бассейн, отделявший Северо-Американский континент от Южного. Западная и северо-восточная части Евразийского палеоконтинента были покрыты морским бассейном. Палеоафрика, видимо, была несколько шире, хотя ее северная часть находилась под уровнем моря. В Южном полушарии Южно-Американский палеоконтинент с северной и западной сторон был покрыт морским бассейном, не распространявшимся восточнее Анд. Австралийский палеоконтинент был больше

и, возможно, простирался до Новой Гвинеи и Новой Зеландии.

Морские отложения синемюра наиболее хорошо изучены в пределах эпиконтинентальных морей, хуже в геосинклинальных областях, а в океанах изучение юрской системы только началось. Тем не менее в расположении осадочных пород хорошо заметна широтная зональность — карбонатные породы и эвапориты преобладают в пределах 40° с. ш. — 40° ю. ш., а в областях, лежащих севернее и южнее этих широт распространены терригенные породы, хотя иногда встречаются и карбонатные. Аналогичная картина в распределении карбонатов и терригенных осадков наблюдается и в

настоящее время. Это явление объясняется климатической зональностью, так как карбонатные осадки органогенного происхождения тесно связаны со средой обитания теплолюбивых морских животных, включая микропланктон, играющий важную роль в составе карбонатов.

В расселении аммоноидей в акватории Мирового океана также наблюдается зональность. Так, в районах, находящихся за Северным полярным кругом, количество родов составляет не более десяти и все они принадлежат к космополитным таксонам, тогда как основная масса аммоноидей расселялась и обитала в морском бассейне, ограниченном с севера и юга 40° широты, что приблизительно совпадает с областью накопления карбонатных осадков. На крайнем юге в Антарктиде известен только один род *Epophioceras*? sp., найденный приблизительно на 70° ю. ш. и сопровождаемый гастроподами, двустворками и кораллами. В этом веке среди аммоноидей произошли следующие важные события — в начале века появились семейства *Lytoceratidae*, *Derolytoceratidae*, *Arietitidae*, причем последние два обитали и в плинсбахе. В середине века появились *Echioceratidae*, *Eoderoceratidae*, *Oxynoticeratidae*. Первое из них существовало только в позднем синемюре, второе — в позднем синемюре и плинсбахе, а третье — в позднем синемюре — раннем плинсбахе. Однако, несмотря на эти значительные изменения в этой группе морских животных, каких-либо признаков расселения аммоноидей, позволявших провести палеобиогеографическое районирование до уровня провинций, до сих пор не выделялось. Но в некоторых регионах наблюдались различия в расселении аммоноидей. Так, Ж. Домердже и Х. Мейстер [4] отмечают в конце синемюра почти полное господство семейства *Echioceratidae* к северу от Средних Австрийских Альп и появление семейств *Phricodoceratidae*, *Oxynoticeratidae*, *Phylloceratidae* в районах, расположенных южнее. Наблюдается некоторая разница в расселении аммоноидей на уровне семейств на площадях, охватывающих значительные части акватории Земли: в Восточном и Западном Тетисе, а в Тихом океане — на Северо-Востоке Азии, побережье Северной Америки и в западной части Южной Америки.

Наиболее хорошо биостратиграфия синемюрского яруса изучена в Западной Европе на территории Португалии, Франции, Германии, Англии. В разработанном стандартном разрезе этого яруса в настоящее время выделяются следующие биостратоны: нижний подъярус — зона *Arietites bucklandi*, которая делится на три подзоны и более мелкие единицы (местные геологи называют

эти биостратоны «горизонтами», что скорее всего соответствует нашему термину «слои с фауной»), зона *Arnioceras semicostatum* — на три подзоны и до семи слоев с фауной, зона *Caenisites turneri* — две подзоны (Альфа-3 «Черной» юры); верхний подъярус делится на три зоны: зона *Asteroceras obtusum* — на три подзоны, зона *Oxynoticeraceras oxynotum* — на две подзоны, зона *Echioceras garicostatum* — на три подзоны. Зональное деление более или менее отчетливо распознается в большинстве регионов нашей планеты, но более мелкие деления — подзоны — имеют ограниченное распространение. Французские геологи (Р. Мутерд и др., 1980) придерживаются более детального зонального деления нижнего синемюра, выделяя зоны: *Coroniceras rotiforme*, *A. bucklandi*, *A. semicostatum*, *Microderoceras birchi*. Ниже приводится характеристика палеобиогеографической ситуации этого века для Тетиса, где сосредоточена основная масса известных аммонитов, а затем будут рассмотрены Бореальный, Тихий и Атлантический океаны.

Тетис. На западе этого древнего океана, охватывающего Северную Африку и юг Европы, отлагался главным образом карбонатный местами с примесью терригенного материал. Из животного мира здесь встречаются разнообразные теплолюбивые моллюски, что говорит о теплой морской среде, в которой обитали аммоноидеи семейств: *Lytoceratidae*, *Psiloceratidae*, *Schlotheimidae*, *Arietitidae*, *Oxynoticeratidae*, *Echioceratidae*, *Eoderoceratidae*, *Phylloceratidae*.

На крайнем западе Тетиса, где он соединялся с Протоатлантикой (запад Португалии) синемюрские отложения представлены известняками и доломитами, в которых аммоноидеи встречаются только в верхней части толщи и представлены девятью родами [6, 7], соответствующими трем зонам: «*Obtusum*» с *Asteroceras*, *Ptycharitites*, *Pompeckioceras*, *Epophioceras*; «*Oxynotum*» с *Oxynoticeraceras*; «*Raricostatum*» с *Echioceras*, *Paltechioceras*, *Eoderoceras*, *Apoderoceras*. Эти комплексы аммоноидей сопровождались двустворками и брахиоподами. В раннем синемюре аммоноидей не обнаружено, но двустворки довольно разнообразны. Вдоль южного берега океана (север Африки) отлагался терригенный материал, образовавшийся за счет разрушения африканской суши, а в более удаленных от берега частях господствовали карбонатные осадки, включая «лагунную юру». В этой части акватории обитали филлоцератида, литоцератида и около десятка аммонитов родов раннего и позднего синемюра — *Arnioceras*, *Deroceras*, *Vermiceras*, *Ectocentrites*, *Oxynoticeraceras*, *Asteroceras*, *Parasteroceras* семейств

Arietitidae, Eoderoceratidae, Oxynoticeratidae.

На северной окраине Тетиса также отлагался карбонатный и терригенный материал, начиная от юго-восточной части Испании до Кавказа. Здесь и в прилегающих с севера эпиконтинентальных морях установлены наиболее богатые и разнообразные ассоциации аммоноидей, насчитывающих не менее 50 родов, а также менее разнообразных, но многочисленных филлоцератид и литоцератид. Восточнее, на Кавказе, в том месте где наблюдается резкое сужение Тетиса, в морском бассейне с карбонатным и терригенным материалом обитало не менее десяти родов аммоноидей семейств Psiloceratidae, Eoderoceratidae, Arietitidae, Echioceratidae, Oxynoticeratidae: *Coroniceras*, *Arietites*, *Vermiceras*, *Arnioceras*, *Microderoceras*, *Epideroceras*, *Eoderoceras*, *Echioceras*, *Paltechioceras*, *Canavarites*, *Oxynoticeras* и др. Тут помимо местных биостратонов [1] в ряде районов устанавливается присутствие зон «Bucklandi», «Turneri», «Raricostatum». Далее к востоку в Иранском плато и Иранском нагорье аммониты (*Vermiceras*, *Eoderoceras*, *Oxynoticeras*) встречаются очень редко, но их присутствие подтверждает наличие морского бассейна в этих местах. Соединение Тетиса с Индийским протоокеаном происходило, видимо, в районе современного побережья Аравийского моря (см. рис. 1). На мобилистских моделях палеогеографии Индийский океан отсутствует (см. рис. 2), и его место занимает обширный Тетис, вдоль берегов которого и расселялись аммоноидеи. Но какие роды обитали на южном и северном берегах этого океана, к сожалению, остается неизвестным. Восточнее Памира в многочисленных хребтах Гималаев с прилегающими областями в Тетисе обитало не менее 11 родов аммоноидей, среди которых китайскими геологами Ванг-Ю-Ганг и др. [9] в Тибете опознаются *Arnioceras*, *Angulaticeras*, *Ectocentrites*, *Longziceras*, *Sulciferites*, *Arietites*, *Boucauliticeras*, *Euagassiceras*, *Gleviceras*, а на крайнем западе (р. Нитти) известны *Oxynoticeras*, принадлежащие семействам Arietitidae, Schlotheimiidae, Oxynoticeratidae.

На стыке Тетиса с Тихим океаном — в Южном Вьетнаме (Бу Хук и др. [11]) — в море проживали аммониты раннего (*Xiphoceras*? может быть *Franciceras* и *Badouxia*) и позднего синемюра. Последние роды объединены в местную зону *Coroniceras rotiforme*. Юго-восточнее в Индонезийском архипелаге (о-в Тимор и прилегающие к нему мелкие острова) синемюрские морские отложения, вероятно, широко распространены, но аммониты были собраны

различными исследователями лишь в выносах грязевых вулканов или в руслах рек. Исходя из видовых определений, В. Аркелл (1956) считает, что здесь присутствуют отложения зон: «Bucklandi», «Semicostatum» (*Arietites*, *Arnioceras*), «Turneri», «Obtusum» (*Asteroceras*, *Microderoceras*), «Oxynotum», «Raricostatum» (*Oxynoticeras*, *Eoderoceras*, *Echioceras*). Аммоноидеи относятся к семействам Arietitidae, Echioceratidae, Oxynoticeratidae, Eoderoceratidae. Более осторожную оценку собранным аммоноидеям дают Т. Сато и Г. Вестерманн [11]. Они говорят о присутствии синемюрских аммоноидей без деления на зоны.

Тихий океан. На Северо-Востоке Азии, где располагался обширный эпиконтинентальный морской бассейн, соединявший Бо-реальный и Тихий океаны, происходило накопление преимущественно терригенных осадков, и только в районах, тяготеющих к побережью Охотского моря, появляется кремнистый и вулканогенный материал, свидетельствующий об интенсивных вулканических извержениях в это время. Среди морских осадков местами наблюдаются переходные к континентальным, а местами и континентальные фации. Морской бассейн был заселен аммонитами, насчитывающими порядка десятка родов. По данным Ю. С. Репина и др. [9], наиболее низкое положение занимает зона *Arietites bucklandi*, среднее положение — *Coroniceras siverti*, соответствующая верхней части нижнего синемюра (зоны «Semicostatum», «Turneri») и нижней части верхнего синемюра (зона «Obtusum»), и верхнее положение — *Angulaticeras* (*Gudanoceras*) *kolymicum* (зоны «Oxynotum», «Raricostatum»). Известны редкие находки рода *Oxynoticeras*. Аммониты принадлежат семействам Arietitidae, Schlotheimiidae, Oxynoticeratidae. Из двустворок характерны *Otapiria*, *Kolymonectes*, встречаются брахиоподы и др.

Восточнее в южных частях Аляски несколько большую роль играют вулканические образования, хотя господствуют терригенные осадки с продуктами разрушения вулканитов. Обнаруженные остатки аммоноидей (Р. Имли, 1981 и др.), населявших эту акваторию, позволили выделить здесь три зоны: «Bucklandi» (с *Coroniceras*, ариетитоподобными формами, *Paracaloceras*, *Badouxia*), «Semicostatum» (с *Arnioceras*, *Coroniceras*, *Paracaroniceras*) и «Raricostatum» (с *Paltechioceras*, *Crucilobiceras*, *Arctoasteroceras*), входящие в состав семейств Arietitidae, Echioceratidae, Eoderoceratidae. Сравнение комплексов аммоноидей, обитавших в этих акваториях, показывает обилие и широкое распространение на Северо-Востоке Азии рода

Angulaticeras и полное отсутствие его в районе Южной Аляски.

На Дальнем Востоке России синемюрские отложения сложены терригенными и реже кремнистыми и вулканогенными образованиями [2]. Аммониты и другие морские животные найдены в пределах Сихотэ-Алинского моря и представлены *Coroniceras*?, *Vermiceras*?, *Juraphyllites*, *Angulaticeras*, *Oxynoticeras* (Л. Д. Кипарисова, 1952, И. И. Сей, Е. Д. Калачева, 1980 и др.), а также комплексом радиоларий — *Trokama amgunensis* и *Gigi* sp. (Л. Б. Тихомирова, 1990) позднего синемюра — раннего плинсбаха.

На Японских островах береговая линия имела довольно причудливые очертания и морской бассейн занимал значительные площади. В прибрежных частях отлагался песчанистый и глинистый материал, а в районах, тяготеющих к Тихому океану, — вулканогенный и кремнистый. Находки аммоноидей довольно редки и представлены только четырьмя родами: *Juraphyllites*, *Vermiceras*, *Arietites*, *Arnioceras* (В. Аркелл, 1956), но Т. Сато [11] говорит о присутствии в нижнем синемюре только *Vermiceras* cf. *spiratissimum*, *Arnioceras yokoyamai* и *Arietites* sp., относящихся к семейству Arietitidae.

На юго-востоке Китая располагался довольно обширный морской залив меридионального направления с терригенными осадками и относительно многочисленными аммонитами. В этом бассейне обнаружены раннесинемюрские *Hongkongites* (*Sulciferites*), *Arietites*, позднесинемюрские *Paltechioceras*, *Arietoceras*, *Echioceras* и синемюрские *Protocymbites*, *Coroniceras*, *Eparietites*, *Arnioceras*, *Arniotites* аммониты (Сун-Юн-Цхи и др., 1980). Ванг-Ю-Ганг [9] считает, что в пределах Китая можно выделить следующие зоны: «Bucklandi» (с подзонами *Sulciferites*, *Coroniceras*), «Semicostatum», «Turneri», «Obtusum». Аммониты принадлежат семействам *Psiloceratidae*, *Schlotheimiidae*, *Arietitidae*, *Echioceratidae*, *Angulaticeras*. Обращает на себя внимание присутствие рода *Angulaticeras*, широко распространенного на Северо-Востоке Азии, в более позднее время (верхи синемюра).

На восточном побережье Тихого океана синемюрские морские отложения встречаются в Северной и Южной Америке, что свидетельствует об обширной морской трансгрессии на этих материках.

В Северной Америке морские образования известны на Южном Юконе, в Британской Колумбии, Канадских Скалистых горах, на о-ве Королевы Шарлотты, в центре шт. Орегон, в западной части шт. Невада, а также в восточной и южной частях Мекси-

ки. В этих акваториях вблизи современной береговой линии накапливался вулканический, кремнистый и терригенный материал, а восточнее, ближе к центральной части континента, преобладал терригенный с линзами карбонатов. Обитавшие в этой обширной акватории аммониты сравнительно многочисленны и насчитывается до 18 родов, что позволяет опознать почти все европейские зоны этого яруса (Р. Имли, 1980, Х. Типпер, П. Смит, 1991, Г. Фребольд и др.). Наиболее хорошо охарактеризованы раннесинемюрские зоны «Bucklandi» и «Semicostatum» (*Coroniceras*, *Arnioceras*, *Arietites*, *Megarietites*, *Metephioceras*, *Vermiceras*, *Badouxia*). Очень плохо охарактеризованы верхи нижнего и низы верхнего синемюра (*Asteroceras*), которые установлены только на юге Британской Колумбии и прилегающих островах. В верхах верхнего синемюра опознаются зоны «Oxynotum» и «Raricostatum». Первая зона установлена в Неваде (*Oxynoticeras*), а вторая — во всех регионах (*Echioceras*, *Eoderoceras*, *Cruciloboceras*, *Gleviceras*, *Paltechioceras*), входящих в состав семейств *Psiloceratidae*, *Arietitidae*, *Echioceratidae*, *Oxynoceratidae*, *Eoderoceratidae*. Род *Angulaticeras* не обнаружен. Д. Тейлор и др. [8] считают, что здесь имеются тетические роды — «Analytoceras», *Discamphiceras*, *Paracaloceras*, *Pseudaetoceras*, «*Juraphyllitids*», а также восточнотихоокеанские — *Eolyoceras*, *Arctoasteroceras* и «тихоокеанский» — *Badouxia*.

В Центральной Америке морской бассейн занимал небольшую часть Южной и Восточной Мексики, образуя залив или пролив, соединявший океаны. Из аммонитов здесь обитали как раннесинемюрские *Coroniceras*, *Arnioceras*, так и позднесинемюрские *Oxynoticeras*, *Echioceras*, *Cruciloboceras*? роды, принадлежавшие семействам *Arietitidae*, *Echioceratidae*, *Oxynoceratidae*, *Eoderoceratidae*.

Следует заметить, что при мобилистских реконструкциях Центральной Америки не существует (см. рис. 2). Перечисленные выше отложения с аммонитами или перекрыты Южной Америкой или сильно сдвинуты в Мексиканский залив. Проблема пространства для Карибии и Центральной Америки является «ахиллесовой пятой» для сторонников мобилизма и существования западной части Пангеи.

В Южной Америке морские отложения и соответственно Тихий океан занимали западную часть континента приблизительно до 40° ю. ш. Аммониты, заселявшие эту акваторию, изучались в Колумбии, Эквадоре (О. Гейер, 1973—1979), в Перу (П. Принц, 1983, 1985), Чили и Аргентине (А. Риккарди, 1991, М. Гиллебрандт, 1981—

1987, Г. Вестерманн и др., 1980—1991). В настоящее время известно до 22 родов аммоноидей, с помощью которых, по мнению М. Гиллебранта (1987), можно более или менее точно провести корреляцию со стандартными зонами Европы. Иной точки зрения придерживается А. Риккарди (1984, 1987). Он выделяет местные зоны, границы которых не совпадают ни с принятым объемом синемюра, ни с европейскими зонами [10]. Зоны располагаются следующим образом (снизу вверх): «*Vermiceras*», «*Agassiceras*» — значительная часть нижнего синемюра, «*Epophioceras faunule*», «*Oxynoticeras faunule*», «*Miltoceras faunule*» — верхний синемюр, но последняя зона захватывает и самую нижнюю часть плинсбаха. Тем не менее во всех случаях для раннего синемюра характерны (относящиеся ко всем семействам кроме *Psiloceratidae*) роды *Sulciferites*, *Angulaticeras*, *Metophioceras*, *Vermiceras*, *Cononiceras*, *Agassiceras*, *Eucoroniceras*, *Euagassiceras* и др., а для позднего синемюра — *Asteroceras*, *Eparietites*, *Epophioceras*, *Oxynoticeras*, *Plesechioceras*, *Arnioceras* и др. В этой части Тихого океана род *Angulaticeras* встречается главным образом в раннем синемюре и только единичные виды обнаружены в самых низах плинсбаха. Присутствие этого рода, а также *Vermiceras*, *Cononiceras*, *Oxynoticeras* говорит о морских связях этой части океана с Тетисом, которая осуществлялась через Карибью и Протоатлантику (см. рис. 1).

Бореальный океан. Существование окраинных морей океана подтверждается на севере Азии, Северной Аляске и Арктических островах Канады, где распространены морские отложения этого века. На севере Сибири и вблизи северного побережья Северо-Востока Азии в бассейне отлагался терригенный материал. Аналогичная картина наблюдается на севере Аляски. Здесь преобладают глинистые осадки, сменяющиеся в северном направлении более грубозернистым песчаным материалом. На Канадских Арктических островах целиком господствуют еще более грубокластические осадки, образовавшиеся за счет разрушения суши, находившейся в районе современного моря Баффина и северной части Гренландии. В этих акваториях обитали немногочисленные аммоноидеи семейств: *Arietitidae*, *Schlotheimiidae*, *Echioceratidae*, *Oxynoticeratidae*, *Eoderoceratidae*, насчитывающие не более десятка родов. В раннем синемюре здесь встречены *Coraniceras*, *Charmasseiceras*, *Arieticeratidae*?, соответствующие зоне «*Bucklandi*» и на Аляске — *Arnioceras* — зоне «*Semicostatum*». Средняя часть синемюра аммонитами до сих пор не охарактеризована. Позднесинемюрские роды —

Oxynoticeras — обнаружены на севере Сибири и Аляске, а *Gleviceras*, *Echioceras*, *Crucilobiceratidae* на Арктических островах. К сожалению, глубоководного бурения дна этого океана не производилось и о составе и фауне синемюра нет никаких сведений. Но, учитывая наличие одинаковых аммоноидей на противоположных берегах протоокеана, можно предполагать его существование в этом веке, а также его широкие связи с Тетисом и Протоатлантикой, о чем говорит присутствие трех семейств: *Schlotheimiidae*, *Echioceratidae* и *Eoderoceratidae* в этих океанах.

Атлантический океан. Проблема расселения аммонитов из Западного Тетиса в восточные части Тихого океана является важной для решения вопроса о существовании гипотетического материка Пангея, а также Протоатлантики. В первоначальных реконструкциях Пангеи А. Вегенера Атлантический океан и Тетис не показывались. В последних работах по сравнению с существующими палеогеографическими схемами, выполненными на фиксированной географической основе, океан Тетис резко увеличен, а на месте северной части Атлантики А. Гиллебрантом [5] рисуется узкий морской пролив («испанский коридор» Г. Вестерманн, 1984). По нему шел обмен морскими фаунами между Тетисом и восточной частью Тихого океана. Существование морского бассейна в северной половине современной Атлантики доказывается наличием синемюрских морских отложений, обнаруженных вдоль восточных побережий Атлантики (Португалия, Франция, Англия). Аналогичная картина наблюдается и на шельфе Северной Америки, где морская нижняя юра вскрыта буровыми скважинами на участке от Ньюфаундленда до широты Нью-Йорка.

Анализ расселения аммонитов, показавший морские связи между Западным Тетисом и восточным побережьем Пацифики, где встречаются одни и те же роды и даже виды семейств *Psiloceratidae* (*Tmaegoceras*), *Schlotheimiidae* (*Angulaticeras*), *Arietitidae* (*Cononiceras*, *Vermiceras*, *Eucoroniceras*, *Agassiceras*, *Euagassiceras*, *Arnioceras*), *Oxynoticeratidae* (*Oxynoticeras*, *Cheltonia*), отсутствующие в других морях, подтверждает существование обширного водного пространства с нормальной соленостью на месте северной половины Атлантики. Кроме того, эти таксоны могут быть дополнены космополитными формами, которые могли расселяться этим же путем с помощью глобальных океанических течений, пересекавших океаны. Доказательством существования таких течений служат находки аммонитов в центральных частях океанов, вскрытых при глубоководном бурении. Изучение взаимо-

отношений между аммонитами, населявшими Бореальный и Атлантический океаны, показали, что, по крайней мере, три (или больше) семейства — Echioceratidae, Eoderoceratidae, Schlotheimiidae, проникли из Протоатлантики в Бореальный океан, что подтверждает существование Атлантики в это время.

Таким образом, анализ расселения родов и семейств синемюрских аммонитов показывает их особенности, связанные в какой-то мере с палеоклиматами нашей планеты. Наиболее космополитными являются представители семейства Arietidae, встречающиеся от Арктических островов Канады до Антарктиды (см. рис. 1), а наименьшее распространение получило семейство Psiloceratidae.

В Тетисе, от Протоатлантики до морей Кавказа, в акватории (биоохории) присутствуют как все семейства, характеризующие синемюрский век — Psiloceratidae, Schlotheimiidae, Arietidae, Echioceratidae, Oxynoticeratidae, Eoderoceratidae, так и выделенное Д. Данованом и др. (1981) семейство Clymbitidae, ранее рассматривавшиеся в ранге подсемейства (В. Аркелл, 1957). С запада на восток в этой акватории значительно уменьшается роль аммоноидей. Известно два семейства: Schlotheimiidae, возможно, расселявшееся только до Тибета включительно, и Echioceratidae, встречающееся на Кавказе и Индонезии.

В Тихом протоокеане, размеры которого были несколько больше современных, намечаются некоторые различия в расселении аммоноидей на западном и восточном берегах. На северо-западе океана, включая эпиконтинентальные моря Азии, обнаружены роды только трех семейств — Arietidae, Schlotheimiidae и очень редко Oxynoticeratidae. Эти семейства обитали до юго-восточной части Китая (Гонконг), где шлотхеимииды представлены только одним родом. Южнее от Гонконга до Новой Каледонии аммоноидей этого семейства не обнаружено. Отмечается присутствие родов семейства Eoderoceratidae, широко распространенного на противоположном берегу океана. В Южном полушарии в юго-западной части Тихого океана на Новой Каледонии установлены аммониты семейства Arietidae, а на Новой Зеландии Arietidae и Schlotheimiidae. На восточном берегу океана, в его северо-восточной части, обитали аммоноидеи семейств Arietidae, Echioceratidae, Oxynoticeratidae, Eoderoceratidae, распространявшихся до юга Мексики. Характерно, что в этой акватории отсутствуют роды семейства Schlotheimiidae, но распространены таксоны

семейства Eoderoceratidae, говорящего о прямых морских связях с Западным Тетисом.

В Бореальном протоокеане, в наиболее его северной части — на островах Арктической Канады, обнаружены в небольших количествах роды семейств Arietidae, Schlotheimiidae, Echioceratidae, Oxynoticeratidae, и на севере Аляски — Eoderoceratidae.

Таким образом, уже в синемюрском веке появляются морские бассейны, отличающиеся друг от друга составом населявших их аммоноидей, правда, не позволяющие выделять более мелкие палеобиохории — провинции. Сопоставление расселения аммонитов и путей их миграции из Тетиса в другие океаны дает возможность, с одной стороны, предположить существование Протоатлантики или, по крайней мере, большого морского бассейна в его северной половине, а с другой — полностью отрицать наличие Пангеи как в ее первоначальном виде, так и в модифицированном (см. рис. 2). По этой причине автор отрицательно относится к перемещению материков на большие расстояния и придерживается точки зрения фиксизма, считая, что большинство наблюдаемых явлений в расселении аммонитов можно объяснить с этих позиций более достоверно, чем с позиций крайнего мобилизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа. — Л., 1984.
2. Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. 4-го Дальневосточного МРСС. Хабаровск, 1991.
3. Худолей К. М. Палеобиогеография акватории Земли на рубеже триаса и юры // Сов. геология. № 3. 1990. С. 51—59.
4. Dommergues J. L., Meister Ch. Area of mixed marine faunas between two major paleogeographical realms, exemplified by the Early Jurassic (Late Sinemurian and Pliensbachian) ammonites in the Alps // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol. 1991. Vol. 86. № 3—4. P. 262—282.
5. Hillebrandt A. Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias // Geologische Rundschau. 1981. Band 70. Heft 2. S. 570—582.
6. Mousterde R., Ruget Ch., Moitinho de Almeida F. Coupe du lias au Sud de Condeixa // Comm. Serv. Geol. Portugal. 1964—1965. T. 48. P. 61—91.
7. Mousterde R., Ramalho M., Rocha R. B., Ruget C., Tintant H. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale // Boletim da Sociedade Geologica de Portugal. 1971. Vol. 28. P. 73—109.
8. Taylor D. G., Callamon J. H., Hall R., Smith P. L., Tipper H. W., Westermann G. Jurassic Ammonite Biogeography of Western North America: The Tectonic Implications // Geological Association of Canada special Paper. 27. 1984. P. 121—142.
9. Newsletters on Stratigraphy. Sov. Union, China. 1988. Vol. 19. № 1/2, Stuttgart.
10. Newsletter on Stratigraphy. Sout America and Antarctic Peninsula. Vol. 21. № 2. Stuttgart, 1990.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.24

© Г. Ф. Уфимцев, 1994

Сейсмичность и структура Байкальского рифта

Г. Ф. УФИМЦЕВ (Институт земной коры СО РАН)

В Байкальском рифте наблюдается своеобразное противоречие между его современной геодинамикой, выраженной в характере сейсмического режима, и основными особенностями новейшей структуры. Эпицентры большинства землетрясений текущего столетия (эпоха инструментальных наблюдений) располагаются преимущественно в центральной и восточной частях Байкальской рифтовой долины и ее восточного горного обрамления [1]. Западная часть, где располагаются крупнейшие молодые разрывы системы Обручевского сброса [2] или практически асейсмична (Северный Байкал), или уровень современной сейсмической активности понижается здесь в сравнении с другими частями рифтовой долины.

Между тем в распределении следов молодых (позднеплейстоценовых — голоценовых) следов тектонических перемещений по зонам молодых разломов мы видим обратную картину. На западном побережье Байкала описаны многочисленные разрывы земной коры по сместителям Обручевского сброса, а также сопровождающие их крупнообъемные смещения рыхлых продуктов на склонах. Считается, что такого рода образования имеют сейсмогенную природу и фиксируют участки проявления доисторических землетрясений — это палеосейсмодислокации [4, 5, 8]. Пожалуй, самый наглядный их пример — система молодых разрывов участка Среднего Кедрового мыса на западном побережье Северного Байкала [10]. Чаше всего палеосейсмодислокации представляют собой подгорные системы — эскарп-микрограбен — сочетание крутого (до 50°) уступа высотой до 15 м, подрезающего основания базальных фасет сбросового борта рифта, и подгорного микрограбена шириной первые десятки метров, в днище которого часто располагаются продольные рвы глубиной до 2 м, соответствующие выходам на поверхность частных сместителей (рис. 1).

Такие системы, эскарп-микрограбен, подрезают тектогенные склоны борта рифта и нарушают устойчивость тектонически дезинтегрированных приповерхностных частей скальных массивов. Это обуславливает проявление скальных оползней, обрушений и обвалов, в которые могут вовлекаться большие объемы горных пород. У палеосейсмодислокации близ мыса Шартла [4, 5], представляющей собой сбросо-обвал [6], в обрушения в верхней части тектонического уступа был вовлечен дезинтегрированный скальный массив тыловой (нагорной) части Обручевского сброса объемом около 1 км³.

Следы молодых разрывов земной поверхности в виде подгорных систем эскарп-микрограбен прослеживаются практически непрерывно на западном асейсмичном борту рифта на Северном Байкале от мыса Рытый до мыса Мужинай [4]. На Южном Байкале они встречаются реже, но это, скорее, связано с условиями наблюдений. Здесь доступна для наблюдения лишь тыловая часть Обручевского сброса, в основном располагающегося в узкой полосе прибрежного мелководья и на крутом подводном склоне.

В иллюстрации противоречия между современной сейсмической активностью и распространением палеосейсмодислокаций, пожалуй, более всего показателен пример Северного Байкала: сейсмичный крутой тектонический уступ западного борта рифта с многочисленными палеосейсмогенными формами и довольно высокая сейсмическая активность восточной части рифта и ее горного обрамления. Каким образом можно объяснить такое противоречие? Представляется необходимым изложить в связи с этим некоторые материалы. Забегая несколько вперед, укажем, что фактологическая часть и главные элементы предлагаемого объяснения отражены на рис. 2 — модели глубинной структуры Байкальского рифта.

Первое, на что мы должны обратить внимание, — это соответствие между новейшей

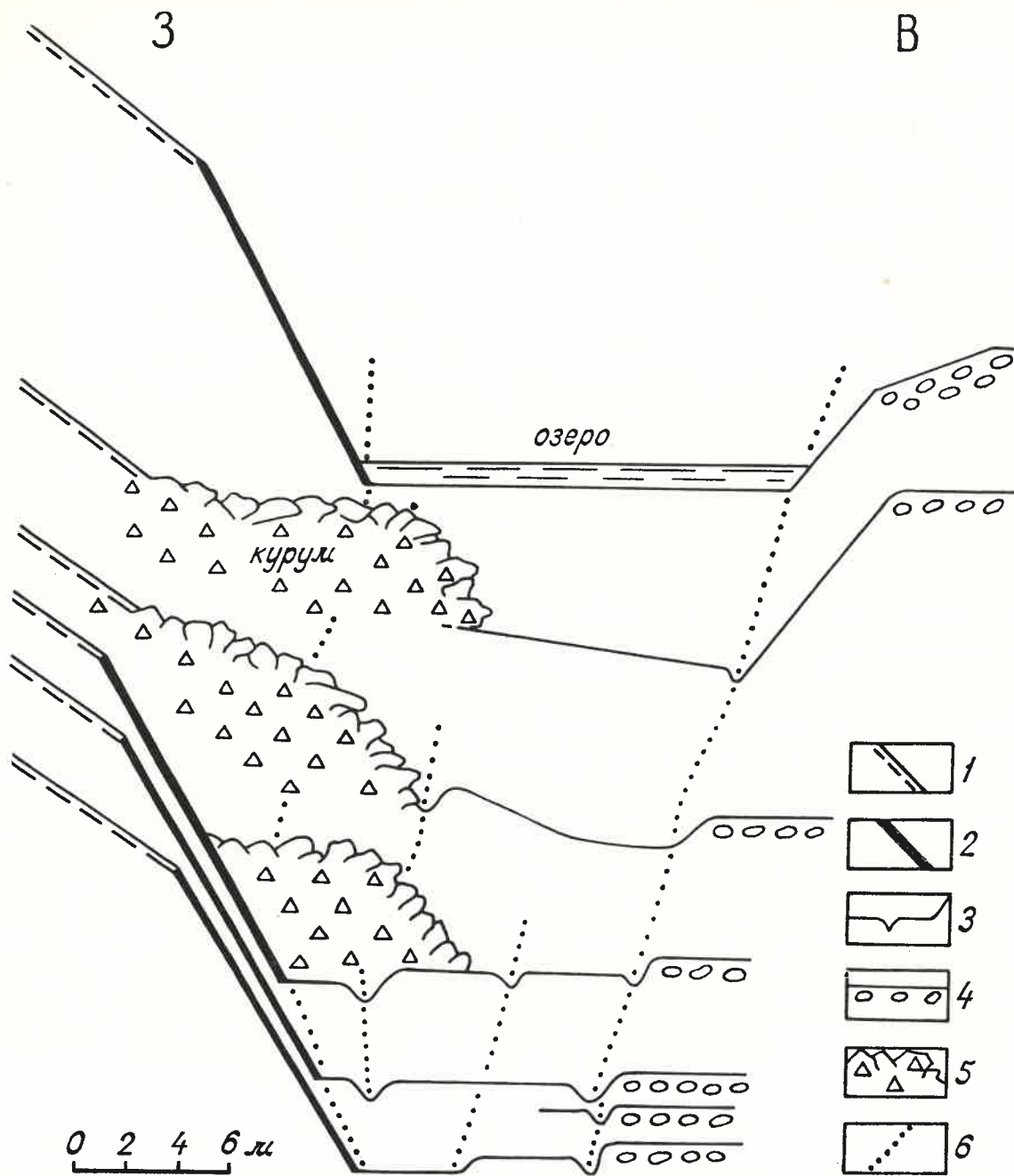


Рис. 1. Система эскарп-микрограбен в основании уступа Обручевского сброса на западном побережье Северного Байкала у бухты Малая Коса:

1 — поверхность базальной фасеты тектонического уступа; 2 — эскарп, подрезающий базальную фасету; 3 — микрограбен; 4 — поверхность предгорного пролювиального шлейфа; 5 — курум; 6 — трассы отдельных молодых сместителей

структурой Байкальской рифтовой зоны и формой свойственного ей выступа аномальной мантии [6]. Последний, как известно [3], представляет собой субвертикальное дайкоподобное тело, под рифтовой зоной достигающее поверхности Мохоровичича и имеющее продолжение на юго-восток в фор-

ме субгоризонтального подкорового слоя-апофизы. Центральная часть рифтовой зоны — рифтовые долины и высокие глыбовые поднятия — располагается над выступом аномальной мантии. Наклонные горсты северо-западного крыла рифтовой зоны — плечи рифтов — являются геоморфологическим

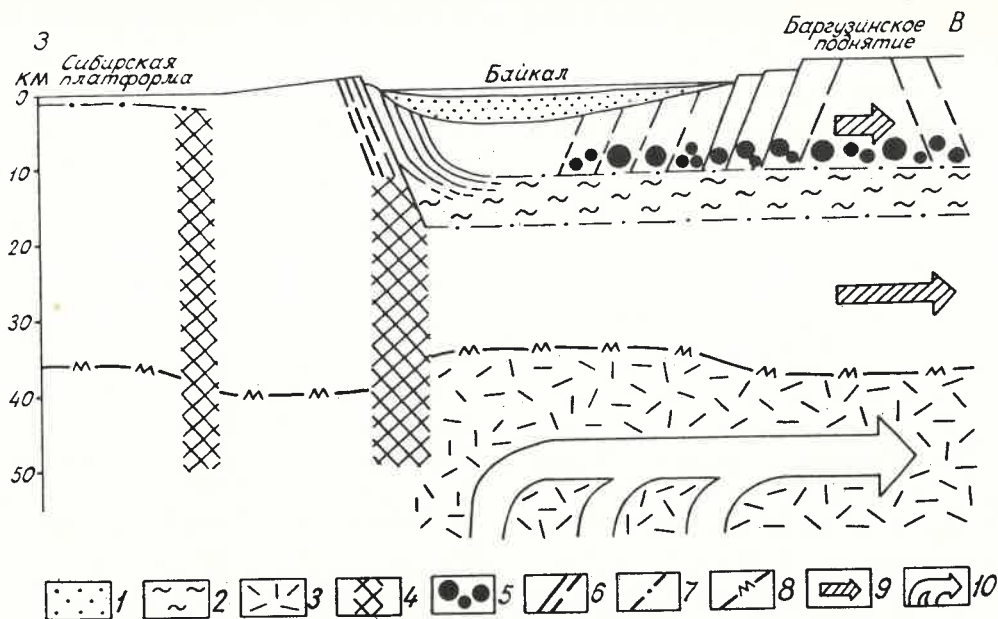


Рис. 2. Гипотетический глубинный разрез Байкальского рифта, построенный с учетом материалов [1, 3]:

1 — кайнозойские отложения; 2 — волновод (делитель) в земной коре; 3 — аномальная мантия; 4 — глубинные разломы; 5 — область очагов землетрясений; 6 — тектонические нарушения; 7 — отражающие сейсмические границы; 8 — поверхность Мохоровичича; 9 — направление и относительная интенсивность перемещения литосферных тектонических пластин; 10 — поток вещества — энергии в аномальной мантии; горизонтальный масштаб соответствует вертикальному

выражением субвертикального ограничения выступа аномальной мантии, а переходу его в подкоровый слой соответствует краевой сводовый изгиб юго-восточного крыла рифтовой зоны. Именно в силу особенностей формы выступа аномальной мантии Байкальская рифтовая зона не обладает билатеральной симметрией, свойственной, например, рифтовым зонам Восточной Африки [6].

Следует обратить внимание и на то, что выступ аномальной мантии под Байкалом поднимается к подошве земной коры от краевой части крупного астенолита, свойственного тектоносфере Монголо-Сибирского кайнозойского орогенического пояса. Окраинная позиция выступа аномальной мантии и его форма, особенности структуры рифтовой зоны, ее положение в подошве сводообразного поднятия цоколя орогенического пояса — все эти обстоятельства не позволяют принять гипотезу о том, что растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне осуществляется только благодаря ее гравитационному растеканию над выступом аномальной мантии. Аналогии с ситуацией в Восточной Африке здесь не уместны, поскольку мы видим различное строение тектоносферы орогенических поясов и различную их новейшую структуру. По-видимому, следует предполагать существование некоторого активного начала в рифтогенезе на юге Восточной Сибири, заключающегося, прежде всего, в существ-

вовании потока вещества — энергии в выступе аномальной мантии сначала вверх и затем на восток и юго-восток по субгоризонтальной подкоровой апофизе, местами достигающей Монголо-Охотского разлома [3]. Благодаря этому, слои земной коры (литосферные пластины) вовлекаются в смещения с переменной скоростью на юго-восток, и растяжение литосферы в центральной части рифтовой зоны компенсируется ее сжатием, сводовым короблением и умеренным тектоническим скупиванием верхних слоев в центральной части Монголо-Сибирского орогенического пояса. Здесь мы видим одностороннее смещение литосферных геоблоков, хорошо отраженное в новейшей структуре, и орогенического пояса в целом, и рифтовой зоны в частности.

Обратимся теперь к структурным особенностям Байкальского рифта. Он состоит из двух впадин с погружениями фундамента до 8 км [11], разделенных Ольханско-Святоносской междувпадинной перемычкой в виде сочетания горстов, активных и остаточных тектонических ступеней и малых впадин [7]. Такого же рода структурные ансамбли разделяют не только впадины, но и часто располагаются между последними и бортом рифтовой долины — это большие краевые ступени [6].

В строении западного борта Байкальского рифта главное значение имеет Обручевский



Рис. 3. Краевая ступень (на переднем плане) и поднятие Баргузинского хребта на восточном побережье Байкала в низовьях рек Езовки и Большой. Вид с озера

сброс. Главные сместители последнего выражены в рельефе высоким тектоническим уступом. Молодые перемещения по ним формируют приподнятые системы — эскарп-микрограбен, подрезающие основание тектонического уступа. Другие частные сместители Обручевского сброса или перекрыты предгорными шлейфами, или оформляют пологонаклонные вершинные скаты в нагорной части борта рифта. Здесь существенную роль играют и промежуточные ступени — узкие пластинчатые блоки, обособляющиеся от плеча рифта и испытывающие погружения с сопутствующим денудационно-тектоническим разрушением [6]. Это, в свою очередь, определяет расширение рифтовой долины за счет окружающих горных поднятий — характерная черта так называемого остаточно-горстового механизма горообразования [9].

Промежуточные ступени в процессе погружения и структурной деградации испытывают тектонические перекосы с запрокидыванием их поверхностей в сторону горного обрамления рифта. Величина перекоса обычно коррелируется со степенью погружения ступеней. Это позволяет считать, что сбросы, ограничивающие промежуточные ступени, выполаживаются на глубине и являются листрическими. В пользу этого говорит и то, что перекосы блоков возобновляются в днище рифта после разрушения промежуточных ступеней [6].

Частные сместители зоны Обручевского сброса имеют две особенности. Во-первых, они часто залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью метаморфических комплексов. Во-вторых, они делят широкую (5—8 км) зону Обручевского сброса на узкие пластинчатые блоки. При смещениях по листрическим сбросам эти пластины в финале могут образовывать субгоризонтальные пакеты, сложенные довольно сильно раздробленным (тектонически дезинтегрированным) материалом.

Восточный борт Байкальского рифта имеет следующие особенности. Крылья кайнозойских впадин здесь обладают меньшей крутизной, нежели в зоне Обручевского сброса. Это позволяет предполагать ступенчатый характер перемещений блоков фундамента. Другая особенность восточного борта Байкальской рифтовой долины заключается в том, что в ее краевой части, между впадинами и горными поднятиями располагается переменной ширины (10—12 км) полоса краевых ступеней в виде систем невысоких горстов и тектонических ступеней переменной высоты (рис. 3).

Поднятие Баргузинского хребта непосредственно контактирует с Северо-Байкальской впадиной лишь вблизи Чивыркуйского залива, и здесь на борту рифта располагается крутой и высокий сбросовый уступ (рис. 4).

Севернее же между впадиной и подняти-

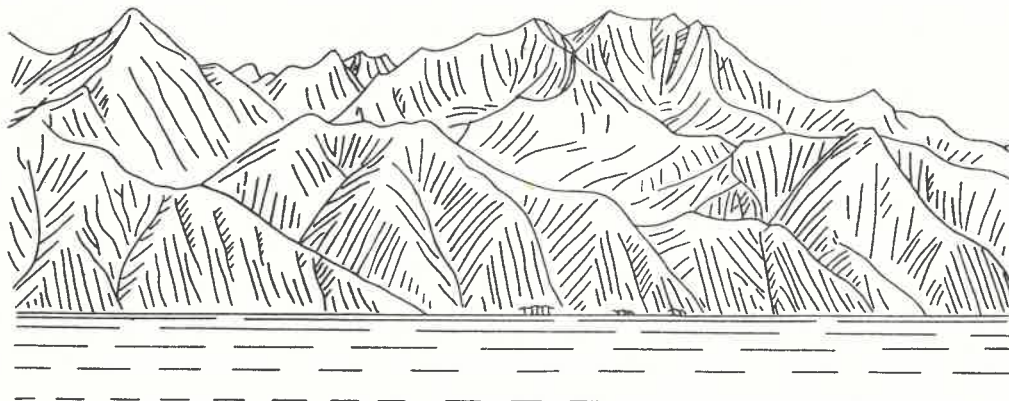


Рис. 4. Тектонический уступ на восточном борту Баргузинского рифта южнее бухты Сосновка. Вид с озера

ем всегда располагаются краевые ступени, и борт рифта оформлен эшелонированной системой косоориентированных непротяженных сбросов.

Блоки, составляющие краевые ступени у восточного борта Байкальского рифта, испытывали, по-видимому, сложную тектоническую эволюцию с периодическими инверсиями тектонических перемещений. Геоморфологические следствия этого — сопряженность бухтовых берегов, возникших при озерных ингрессиях в устья крупных долин при тектонических опусканиях, и высоких локальных озерных террас (до 100 м и более), свидетельствующих о молодых тектонических воздыманиях краевых ступеней.

На восточном побережье Байкала мы видим ограниченное число блоков с наклоном их поверхности в сторону гор, которые могут рассматриваться в качестве свидетельств молодых перемещений по листрическим сбросам. Такая ситуация более или менее определенно существует в районе мыса Понгонье на Северном Байкале, а на других участках его побережья блоки краевых ступеней или наклонены в сторону озера, или имеют субгоризонтальные вершинные уровни. Все это говорит о том, что молодые сбросы восточного крыла Байкальского рифта не выполаживаются с глубиной.

Характерным элементом структуры земной коры Байкальской рифтовой зоны является волновод — в среднем 5-километровой мощности слой с инверсией скоростей прохождения сейсмических волн $0,2\text{--}0,3\text{ км/с}$ [4]. Обычно он залегает на глубинах 12—17 км, а в районе Муйского рифта на глубинах 16—22 км. По результатам магнитотеллурического зондирования волновод характеризуется высокими значениями геоэлектрического сопротивления. Дефицит плотностей в этом слое (понижение скорости прохождения сейсмических волн), его насыщенность флюидом (высокое геоэлектрическое сопротивление) позволяют рассматривать волновод как основной делитель в тектонически расслоенной литосфере рифтовой зоны. Может быть, даже вернее говорить о рассредоточенном делителе (мощностью 5 км), рассекающем земную кору рифтовой зоны на две основные тектонические пластины, верхняя из которых имеет среднюю мощность 12 км (см. рис. 2).

Если это суждение верно, то можно высказать и другое предположение. На западном борту Байкальского рифта выполаживающиеся на глубине пластинчатые блоки зоны Обручевского сброса могут как бы входить в этот субгоризонтальный тектонический раздел (делитель) верхней части земной коры. Представляется, что это наиболее оптимальный вариант соотношения

листрических сбросов с субгоризонтальным делителем, когда в условиях горизонтального поперечного растяжения литосферы последний насыщается тектонически дезинтегрированным материалом из зоны субвертикального глубинного разлома (см. рис. 2). Другие варианты соотношения листрических сбросов с коровым делителем — при этом необходимо учитывать, что перемещения по тыловым (нагорным) сместителям являются более поздними во времени — приводят к созданию весьма сложных, можно сказать, нелогичных или тяжеловесных моделей. Практическое отсутствие листрических сбросов на восточном борту Байкальского рифта позволяет предполагать торцовое сочленение субгоризонтального делителя со сбросами, рассекающими верхнюю тектоническую пластину земной коры рифтовой зоны (см. рис. 2).

Общая характеристика распределения эпицентров землетрясений эпохи инструментальных наблюдений дана выше. Изменения глубин гипоцентров дают следующую картину [1]. Максимумы общих распределений очагов землетрясений располагаются на глубинах порядка 10 км, т. е. непосредственно над кровлей делителя-волновода. Это обстоятельство позволяет рассматривать зону торцового сочленения делителя с верхнекоровыми сбросами как зону генерации и постоянного высвобождения сейсмической энергии.

По-видимому, два основных фактора определяют постоянство во времени сейсмического режима в земной коре восточной части Байкальского рифта и его горного обрамления. Это перемещение на юго-восток верхней литосферной пластины по кровле волновода-делителя и торцовый характер сочленения делителя со сбросами верхней тектонической пластины (см. рис. 2).

Ситуация на западном борту Байкальского рифта — современный относительный сейсмический покой и распространение следов молодых тектонических перемещений предположительно сейсмогенной природы — более сложна для объяснения. Возможны два решения. Во-первых, мы можем предполагать, что молодые деформации земной поверхности на уступе Обручевского сброса являются преимущественно результатами тектонического крипа по частным сместителям этого разлома. Если учесть, что тектоническая подрезка уступа Обручевского сброса подгорными системами эскарп-микрограбен представляет собой обычное явление, например, на Северном Байкале, то такое решение вполне правомерно. Однако необходимо учесть и то обстоятельство, что на уступе Обручевского сброса наблюдаются формы типа сбросо-обвалов, и гигантские

обрушения при их образовании логичнее объяснять проявлением сильных сейсмических ускорений.

Другое объяснение вышеуказанной ситуации: молодые дислокации земной поверхности в зоне Обручевского сброса представляют собой следы проявления сильных и катастрофических землетрясений прошлого. В этом случае мы должны предположить, что на западном борту Байкальского рифта происходит накопление сейсмической энергии и периодическое ее высвобождение посредством редких, но сильных землетрясений в каких-то особых, отличных от ситуации в восточной части рифта условиях. Сейчас мы можем лишь, не вдаваясь в излишние рассуждения, поставить вопрос: какие же эти условия?

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93—05—9500).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голенецкий С. И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // *Геодинамика внутрикон-*

тинентальных горных областей. Новосибирск, 1990. С. 228—235.

2. Ламакин В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине // *Вопросы геологии Азии*. М., 1955. Т. 2. С. 448—478.
3. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Под ред. Н. Н. Пузырева. — Новосибирск: Наука, 1981.
4. *Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой зоны Прибайкалья* / Под ред. В. П. Солоненко. — М.: Наука, 1968.
5. Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1962. № 11. С. 58—75.
6. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992.
7. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
8. Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // *Геология и геофизика*. 1960. № 1. С. 74—90.
9. Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии // *Геотектоника*. 1965. № 4. С. 3—14.
10. Флоренсов Н. А., Галкин В. И. Живые сбросы на западном побережье Байкала // *Изв. Вост. — Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР*. 1967. Т. 65. С. 73—83.
11. Hutchinson D. R., Golmshtok A. J., Zonenshain K. D., Moore T. C., Scholz C. A., Klitgord K. D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 589—592.

УДК 551.14(571.5)

© А. С. Гринсон, М. Ш. Магид, Д. М. Мильштейн, 1994

Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы

А. С. ГРИНСОН, М. Ш. МАГИД, Д. М. МИЛЬШТЕЙН (ВСЕГЕИ)

Рассматриваемый регион охватывает северо-западную окраину Тунгусской синеклизы, примыкающую к ней Турухано-Норильскую краевую зону линейных структур, западные периферические части Енисейско-Хатангского прогиба и Таймырской надвиговой зоны, имеющих ряд общих черт: раннедокембрийский возраст фундамента, циклический характер платформенного развития, а также повсеместное проявление тектоно-магматической активизации в конце палеозоя — начале мезозоя [2].

На исследуемой территории проведены геологическая, аэромагнитная и гравиметровая съемки различных масштабов. Она пересечена шестью профилями глубинного сейсмического зондирования ГСЗ — МОВЗ (Центр «Геон» — А. В. Егоркин, С. Л. Костюченко, Н. М. Чернышев и др.), профилями МОВЗ (Севморгео — Г. П. Аветисов, В. С. Голубков и др.), на ряде участков выполнены также площадные сейсмические и петрофизические работы. Различные аспекты тектоники и глубинного строения изучаемого региона рассматривались в рам-

ках крупных обобщений (В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, Л. П. Зоненшайн, Л. И. Красный, М. И. Кузьмин, Н. С. Малич, Е. П. Миронюк, Ю. Е. Погребницкий, И. А. Савинский, Т. Н. Спичарский, Ю. Г. Старицкий, В. С. Сурков, Э. Э. Фотиади, В. Е. Хаин и др.). Для северо-западной части Сибирской платформы проведено геолого-геофизическое районирование по тектоно-типам верхней части литосферы [3, 4, 11], намечены критерии ее дифференциации и на этой основе выделены структуры рифтогенного типа. Результаты этих работ учитывались нами при комплексном анализе геолого-геофизических данных.

Для оценки структуры, состава и физических свойств глубинных слоев земной коры и верхней мантии по методике, разработанной М. Ш. Магидом [9], на основе сейсмической информации, материалов по глубоким и сверхглубоким скважинам, пробуренным в регионах с близким геологическим строением консолидированной земной коры, данных о зависимости скорости и плотности от состава, структуры, высоких давления и

температуры [13] строились глубинные петрофизические разрезы верхней части литосферы. Плотностные характеристики разрезов уточнялись в результате обработки гравиметрических данных на ЭВМ (моделирование глубинных разрезов проводилось Э. И. Супруненко и Е. В. Антоновой по программе сингулярного разложения матрицы, разработанной М. Ю. Чернышовым), структурно-вещественные — по результатам комплексной интерпретации данных геофизических и дистанционных съемок, по методике предложенной А. С. Егоровым, и при его участии. В итоге были построены глубинные разрезы земной коры региона и составлена схема его районирования по параметрам глубинного строения.

Земная кора региона имеет ярко выраженную слоисто-блоковую структуру [8, 14 и др.]. В качестве наиболее крупных составляющих вертикальной (радиальной) делимости отчетливо устанавливаются осадочный (осадочно-вулканогенный), верхнекоровый консолидированный (гранитно-гнейсовый), промежуточный (гнейсо-базит-гранулитовый) мегаслои земной коры и подкоровый (ультрабазитовый) мегаслой верхней мантии. Структуру земной коры северо-западной части Сибирской платформы формируют преимущественно полигональные мегаблоки и обрамляющие последние линейные рифтогенные структуры.

Осадочный (осадочно-вулканогенный) мегаслой распространен здесь повсеместно. Его мощность изменяется от 1—2 до 8—14 км, пластовая скорость v_p от 2 до 6 км/с. По плотностной характеристике и составу он может быть разделен на три комплекса (рис. 1). Верхний комплекс (сверху вниз) представлен слаболитифицированными отложениями мела и юры ($\sigma = 2,1\text{—}2,26$ г/см³); мощной толщей верхнепермских — нижнетриасовых вулканогенных пород — сибирских траппов ($\sigma = 2,5$ г/см³). Близкий по плотности средний комплекс сложен в основном карбонатными образованиями $C_1\text{—}O_1$. Нижний комплекс по сравнению с верхними характеризуется повышенной плотностью (в среднем на 0,05—0,1 г/см³); представлен преимущественно терригенно-карбонатными образованиями среднего и нижнего палеозоя и верхнего протерозоя ($\sigma = 2,7\text{—}2,77$ г/см³).

Метатерригенные и метаэффузивные образования верхнего — нижнего протерозоя плотностью 2,69—2,83 г/см³ и со скоростью продольных волн 5,75—6,6 км/с условно отнесены к осадочно-вулканогенному мегаслою, однако, судя по составу и степени метаморфизма, некоторые из них можно причислить к консолидированной коре. Ге-

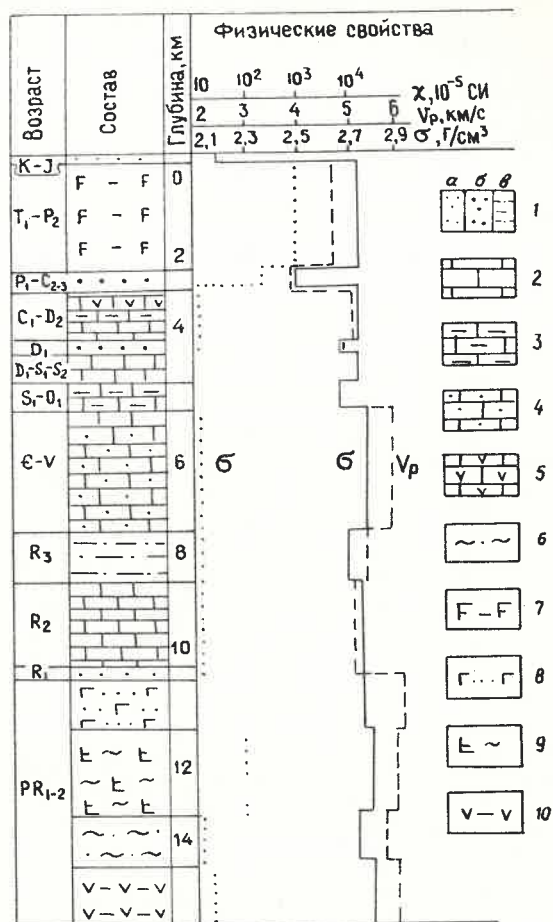


Рис. 1. Петрофизический разрез осадочно-вулканогенных образований Игаро-Норильской структуры (А. Я Яговкина, А. С. Гринсон, Е. В. Туганова, Н. С. Малич, Б. М. Струнина, В. Ф. Ржевский, В. И. Драгунов):

породы: 1 — терригенные (а — слаболитифицированные, б — литифицированные, в — интенсивно-литифицированные); 2 — карбонатные; 3 — карбонатно-терригенные; 4 — терригенно-карбонатные; 5 — гидрхимические; 6 — метатерригенные; 7 — туфобазальтовые (траппы); 8 — песчаники с прослоями ферродиабазов; 9 — туфобазальтовые метаморфизованные; 10 — метаэффузивные

ологическими исследованиями изучена лишь верхняя часть этих образований (губинская, верхнеигарская, лудовская и нижнеигарская серии), поэтому можно предположить, что нижняя часть комплекса протерозойских пород (низы нижнеигарской серии) слагает верхние горизонты гранитно-гнейсового мегаслоя, как отмечается, например, в пределах Печенгско-Варзугской структуры Балтийского щита. Таким образом, граница между осадочно-вулканогенным и верхним консолидированным мегаслоями, вероятно, является условной. Ниже метаосадочно-вулканогенных образований гранитно-гнейсовый мегаслой, исходя из данных, полученных при изучении фунда-

мента Таймырской складчатой системы, Алданского и Анабарского щитов [10, 14], представлен мощной толщей плагиогнейсов и кристаллических сланцев, разнообразных гнейсов и амфиболитов, гранулитов ($\sigma = 2,6-3,1 \text{ г/см}^3$, $v_p = 5,5-6,4 \text{ км/с}$). В нем были широко развиты процессы мигматизации, приведшие к уменьшению плотности пород. Гранитно-гнейсовый мегаслой в пределах Сибирской платформы распространен повсеместно, его мощность варьирует от 5 до 20 км.

Базитовые (гнейсо-базит-гранулитовый и базит-гранулитовый) мегаслой имеют мощность 20—30 км. В гнейсо-базит-гранулитовом мегаслое пластовая скорость составляет $6,5-6,7 \text{ км/с}$, рассчитанная плотность $2,8-2,94 \text{ г/см}^3$; в базит-гранулитовом соответственно $6,8-7,2 \text{ км/с}$ и $2,95-3,1 \text{ г/см}^3$. Базитовые мегаслои, вероятно, сложены преимущественно гранулитами среднего и основного состава, аналогичными гранулитам $\sigma = 2,8-3,05 \text{ г/см}^3$, встреченным в современных приповерхностных срезах Анабарского и Алданского щитов [10]. Геологические образования с $v_p = 7,2-7,3 \text{ км/с}$ и $\sigma = 3,1-3,12 \text{ г/см}^3$, распространенные местами в низах базит-гранулитового мегаслоя, обычно представлены породами базитового состава, обогащенными гипербазитами и эклогитами (базит-ультрабазитовый комплекс — коро-мантийная смесь).

Подкорковый (ультрабазитовый) мегаслой выделяется по граничной скорости на границе М, равной $8-8,5 \text{ км/с}$. Судя по данным, полученным при изучении трубок взрыва, мантийные породы в ряде зон могут быть представлены эклогитами, гранатовыми перидотитами, разнообразными гипербазитами, имеющими при нормальной температуре плотность $3,2-3,5 \text{ г/см}^3$ и скорость продольных волн $7,8-8,2 \text{ км/с}$ (измерения М. Ш. Магида образцов коллекции Н.Н.Сарсадских при давлении 0,1 МПа). По данным Б. Г. Лутца (1974) и других исследователей, в гипербазитах и эклогитах из кимберлитовых трубок взрыва при давлениях 1000—1500 МПа v_p превышает 8 км/с , а при 2000 МПа достигает 9 км/с , что и фиксируется на скоростных разрезах в Якутской алмазонасной провинции [15]. Плотность изученных пород $3,2-3,44 \text{ г/см}^3$. Характерная особенность подкоркового мегаслоя — упругая анизотропия пироксен-и оливинсодержащих пород. Как известно [1], анизотропия оливинсодержащих пород при высоких давлениях составляет 10—15 %. Эти данные необходимо учитывать при анализе сейсмической характеристики на границе М.

Латеральная изменчивость мегаслоев и составляющих их слоев и вариации их распределения в вертикальном разрезе земной

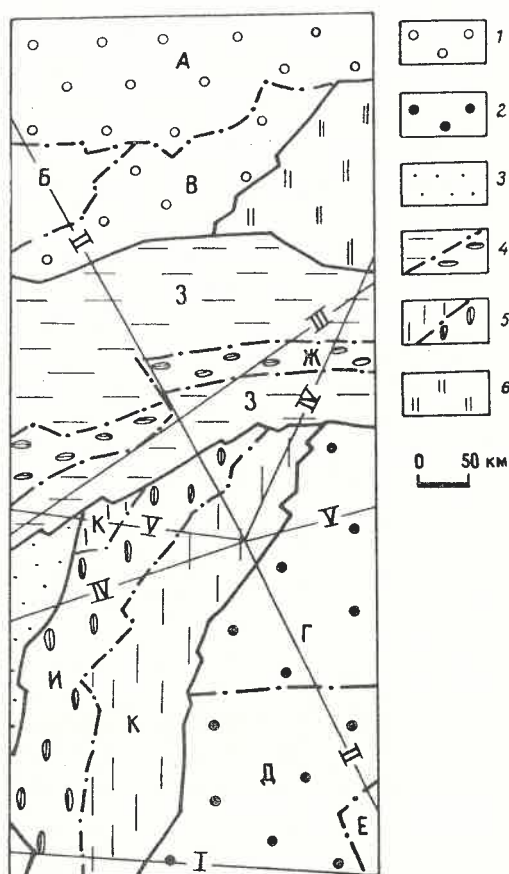


Рис. 2. Районирование глубинного строения северо-запада Сибирской платформы:

1 — мегаблоки Западно-Таймырской складчатой системы (А — Усть-Пясинско-Тарейский, Б — Алферовско-Среднепясинский, В — Сырутанский); 2 — мегаблоки Тунгусской синеклизы (Г — Аянский, Д — Курейский, Е — Кочечумский); 3 — Енисейский мегаблок; 4 — Енисейско-Хатангская рифтогенная структура (Ж — осевая, З — периферические зоны); 5 — Игарско-Норильская рифтогенная структура (И — осевая, К — периферические зоны); 6 — предполагаемое продолжение Игарско-Норильской зоны; I—VI — профили ГСЗ — МОВЗ

коры определяют вещественную неоднородность и специфику строения блоков региона. Основные геоструктурные элементы коры северо-запада Сибирской платформы представлены на схеме районирования (рис. 2).

Из-за отсутствия количественных сейсмических характеристик полигональные структуры в пределах Западного Таймыра (они пересечены лишь профилем II) выделяются условно, по гравимагнитным данным. Усть-Енисейско-Сырутанский мегаблок характеризуется отрицательными аномалиями Δg и ΔT_a . Алферовско-Среднепясинский мегаблок отличается относительно интенсивными, с большими градиентами напряженности, преимущественно линейными гравитационными аномалиями и линейны-

ми знакопеременными аномалиями ΔT . Здесь в фундаменте фиксируется Пуринский грабен, в пределах которого отмечается плохая прослеживаемость границ раздела внутри консолидированной земной коры; ему соответствует прогиб с небольшой амплитудой по поверхности раздела Мохо. Усть-Пясинско-Тарейский мегаблок выделяется главным образом по линейным преимущественно слабоотрицательным аномалиям магнитного поля; консолидированная кора здесь мощностью порядка 38 км, расслоенность ее близка к нормальной.

Игарско-Норильская рифтогенная структура фиксируется в виде широкой полосы аномальных физических полей, вытянутой преимущественно в северо-восточном направлении. Ее осевая зона характеризуется повышенной напряженностью полей. На юго-западе структура, возможно, соединяется с Худосейским грабеном Западно-Сибирской плиты, а по системе линейных положительных магнитных аномалий и интенсивных аномалий силы тяжести намечается ее возможное продолжение в пределах Таймыра. На западе Игарско-Норильская структура отделена от Западно-Сибирской плиты Енисейским краевым блоком Сибирской платформы и в связи с этим может быть отнесена к интеркратонным рифтогенным структурам.

В пределах литосферы Игарско-Норильской рифтогенной структуры выделяется мощный (до 12 км) осадочно-вулканогенный мегаслой, разрез которого описан выше (см. рис. 1). Вулканогенные образования платформенного чехла имеют различное происхождение. С начальным этапом формирования структуры, по-видимому, связаны вулканогенные породы губинской, верхней и нижней игарской серий нижнего протерозоя ($\sigma = 2,7\text{--}2,8$ г/см³, $v_p = 6\text{--}6,4$ км/с, магнитная восприимчивость $\kappa = (20\text{--}200) \cdot 10^{-5}$ СИ). Траппы верхней части разреза ($\sigma = 2,7\text{--}2,9$ г/см³, $v_p = 5\text{--}6,2$ км/с, $\kappa = (1000\text{--}2000) \cdot 10^{-5}$ СИ) обусловлены процессами, происходившими при формировании Тунгусской синеклизы и захватившими ряд зон Игарско-Норильской палеорифтогенной структуры.

Из этого следует вывод о заложении рифтогенной структуры в раннем протерозое, что соответствует представлениям Е. В. Тугановой [16]. Таким образом, Игарско-Норильская зона возникла фактически одновременно с Печенгско-Имандра-Варзугской прарифтогенной зоной Балтийского щита. О сходстве этих структур свидетельствуют близкие условия формирования, состав и физические свойства осадочно-вулканогенных пород, а также особенности разреза верхней части консолидированной земной коры. Как и в Печенгско-Имандра-Варзугской зоне, подстилающие образования реду-

цированного гранитно-гнейсового мегаслоя Игарско-Норильской структуры представлены менее плотными преимущественно кислыми и средними породами ($\sigma = 2,65\text{--}2,8$ г/см³), относительно небольшой мощности. Отсутствие коро-мантийной линзы в основании коры Печенгско-Имандра-Варзугской зоны, возможно, объясняется характером зависимости ее петрофизических параметров от времени заложения структуры растяжения. Анализ v_p коро-мантийной смеси в рифтогенах разного возраста показывает, что ее значения, составляющие для мезозойско-кайнозойских раздвиговых структур преимущественно 7,5—7,7 км/с, уменьшаются в позднепротерозойских до 7,2 км/с, а в проторифтах практически не отличаются от таковых в вышележащем базит-гранулитовом мегаслое (если в дальнейшем не происходили процессы регенерации этих зон).

Базитовые мегаслои в Игарско-Норильском регионе имеют плотность, варьирующую в пределах 2,8—3,12 г/см³, и увеличенную мощность, вероятно, в связи с базификацией низов гранитно-гнейсового мегаслоя, обусловленной рифтогенными процессами. С ними же связаны переработка базитовых мегаслоев и формирование коро-мантийной линзы, которая выклинивается в периферических зонах структуры.

Южнее мегаблоков Западного Таймыра располагается западная часть субширотной Енисейско-Хатангской рифтогенной структуры. Она характеризуется резким увеличением мощности осадочно-вулканогенного мегаслоя и уменьшением мощности консолидированной коры, наличием коро-мантийной линзы, протяженными линейными зонами магнитных и гравитационных аномалий, вытянутыми в направлении общего простирания структуры. В пределах структуры выделяется осевая зона, отличающаяся минимальной мощностью и повышенной дезинтеграцией земной коры, высокой интенсивностью аномалий Δg и др. По разлому трансформного типа восточные ветви осевой зоны смещены в северном направлении на расстояние в несколько десятков километров (см. рис. 2).

В пределах литосферы Енисейско-Хатангской структуры осадочно-вулканогенный мегаслой мощностью до 14—16 км преимущественно представлен терригенными и карбонатно-терригенными образованиями ($\sigma = 2\text{--}2,6$ г/см³, $v_p = 2\text{--}5$ км/с, $\kappa = (0\text{--}20) \cdot 10^{-5}$ СИ). Широко распространены эффузивные породы мезозойского возраста среднего и основного состава ($\sigma 2,7\text{--}2,8$ г/см³), образовавшиеся в связи с формированием рифта; мощность их увеличена в пределах осевых частей структуры. В ни-

зах разреза осадочного чехла Енисейско-Хатангской структуры, в области ее наложения на Игарско-Норильскую, возможно, развиты переработанные протерозойско-палеозойские осадочно-вулканогенные породы последней.

Разрез консолидированной коры и верхней мантии Енисейско-Хатангской структуры типичен для разрезов рифтогенных структур: гранитно-гнейсовый мегаслой частично редуцирован и в ряде блоков в значительной степени базифицирован ($\sigma = 2,7\text{—}2,9$ г/см³, $v_p = 6\text{—}6,4$ км/с); базитовые мегаслои в некоторых зонах имеют увеличенную мощность ($\sigma = 2,95\text{—}3,11$ г/см³, $v_p = 6,6\text{—}7,3$ км/с). В низах базит-гранулитового мегаслоя встречены образования базит-ультрабазитового состава (коро-мантийная смесь) с $v_p = 7,3$ км/с, $v_s = 4,2$ км/с, $\sigma = 3,1$ г/см³.

Анализируя петрофизические данные рифтогенных структур, следует отметить их плотностную, магнитную и упругую гетерогенность. Наиболее плотные и наиболее магнитные образования тяготеют к их осевым частям. Это отмечается как по разрезу всей консолидированной земной коры, которая характеризуется значительно большей базификацией и наличием интрузивных тел основного состава, так и в пределах осадочно-вулканогенного чехла, где в осевых частях сосредоточен большой объем эффузивных образований. Приуроченность более плотных и магнитных пород к осевым частям зон отражается и в аномалиях гравитационного и магнитного полей, выделяющихся повышенной напряженностью. При этом, однако, в Игарско-Норильской структуре гравитационный и магнитный эффекты — результат не только рифтогенеза, но и последующих процессов магматизма.

Упругая гетерогенность обусловлена, в частности, тем, что в палеорифтогенных зонах по их простиранию скорость упругих волн несколько выше, чем в поперечном направлении. Это связано и с анизотропией микроструктуры минеральных ассоциаций в низах коры и верхней мантии [9], и с макроструктурой слагающих рифт геологических образований.

Крупнейшая тектоническая структура исследуемого региона — Тунгусская синеклиза, характеризующаяся отрицательным гравитационным полем (особенно в пределах Аянского и Кочечумского мегаблоков) и мозаикой высокочастотных аномалий магнитного поля, обусловленной повсеместным проявлением толеит-базальтового магматизма. Разрез осадочно-вулканогенного мегаслоя мощностью 6—12 км представлен двух-трехкилометровой толщей пермско-триасовых интрузивно-эффузивных обра-

зований — траппов ($\sigma = 2,7\text{—}2,8$ г/см³, $v_p = 4\text{—}6,2$ км/с, $\kappa = (100\text{—}200) \cdot 10^{-5}$ СИ), которые подстилаются мощным (до 5 км) слоем палеозойских карбонатных и терригенно-карбонатных пород ($\sigma = 2,6\text{—}2,75$ г/см³, $v_p = 4,5\text{—}5,5$ км/с, $\kappa = (0\text{—}20) \cdot 10^{-5}$ СИ). В низах разреза предполагается развитие рифейских карбонатно-терригенных образований.

Разрез консолидированной коры синеклизы представлен гранитно-гнейсовым мегаслоем, сложенным различными гнейсами, амфиболитами и гранулитами ($\sigma = 2,6\text{—}2,9$ г/см³, $v_p = 5,8\text{—}6,4$ км/с), и базитовыми мегаслоями ($\sigma = 2,9\text{—}3$ г/см³, $v_p = 6,8$ км/с). Подкорковый мегаслой имеет плотность 3,35—3,4 г/см³, скорость упругих волн 8—8,2 км/с.

В пределах рассматриваемой части Тунгусской синеклизы наиболее полно охарактеризован Курейский мегаблок, примыкающий к Игарско-Норильской структуре. Его особенностью являются повышенные по сравнению с другими мегаблоками синеклизы плотность и упругость. Возможно, это связано с процессами базификации, происходившими при рифтогенезе и частично захватившими соседние блоки. Однако не исключено, что этот мегаблок был приподнят, и в срезе консолидированной коры обнажаются более глубокие и соответственно более плотные и более основные по составу породы.

Сопоставляя петрофизическую и геолого-геофизическую характеристики мегаблоков Тунгусской синеклизы и рифтогенных структур (рис. 3), следует отметить, что, несмотря на некоторое сходство (резко увеличенная мощность осадочного мегаслоя и широкое распространение интрузивно-вулканогенных образований), имеются и существенные различия в их строении. Для рифтогенных структур утонение консолидированной земной коры связано не только с опусканием ее кровли, но и с подъемом границы М; в пределах осевых частей этих структур наблюдается интенсивная дезинтеграция пород, что фиксируется в отсутствии или прерывистом слежении сейсмических границ, в т. ч. границы М; в ряде случаев выявлено наличие коро-мантийной смеси. В некоторых палеорифтогенных и рифтогенных структурах отмечаются анизотропия упругих свойств, уменьшение скорости упругих волн и повышение плотности верхов мантии в осевых частях. Все эти особенности связаны с механизмом рифтогенеза, обусловленным подъемом разогретых мантийных образований (мантийного диапира), раздвигом земной коры и внедрением мантийного базит-ультрабазитового вещества в вышележащие слои.

Для Тунгусской синеклизы не зафиксиро-

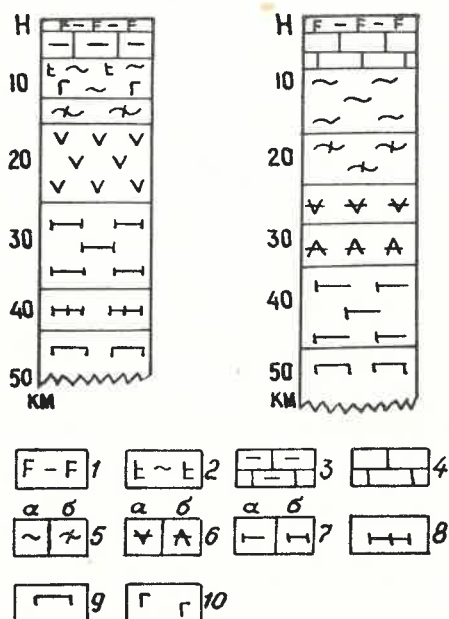


Рис. 3. Разрезы земной коры и верхней мантии Игарско-Норильской рифтогенной структуры (а) и Курейского мегаблока (б):

комплексы: 1 — осадочно-вулканогенный, траппы, $\sigma = 2,7-2,8$ г/см³; 2 — осадочно-вулканогенный слабометаморфизованный, $\sigma = 2,7-2,8$ г/см³; 3 — карбонатно-терригенный, $\sigma = 2,5-2,7$ г/см³; 4 — терригенно-карбонатный, $\sigma = 2,7-2,78$ г/см³; 5 — гнейсовый (а — биотитовый, $\sigma = 2,6-2,7$ г/см³; б — амфиболовый, $\sigma = 2,7-2,8$ г/см³); 6 — гнейсо-базит-гранулитовый (а — плотностью 2,8—2,86 г/см³; б — плотностью 2,87—2,95 г/см³); 7 — базит-гранулитовый (а — плотностью 2,95—3,03 г/см³; б — плотностью 3,03—3,1 г/см³); 8 — базит-ультрабазитовый коромантийный, $\sigma = 3,1-3,15$ г/см³; 9 — ультрабазит-экологитовый, мантийный, $\sigma = 3,3-3,4$ г/см³; 10 — габброиды, $\sigma = 2,9-3$ г/см³

вано утонение консолидированной коры, что, вероятно, объясняется опусканием границы М одновременно с погружением кровли фундамента. Ряд блоков интенсивно базифицирован. Вне исследуемого региона в пределах Тунгусской синеклизы выделяются отдельные зоны с признаками рифтогенных структур, развившиеся после или одновременно с формированием синеклизы.

Указанные особенности позволяют прийти к выводу, что зарождение синеклизы также обусловлено подъемом мантийного диапира. Но в отличие от рифтогенных зон подъем разогретых мантийных масс прекратился на значительной глубине, возможно, из-за недостаточных температуры разогрева, степени проницаемости литосферы и т. д. При охлаждении мантийных масс их объем уменьшился и произошло опускание вышележащих толщ (в т. ч. и земной коры) с образованием впадины, сопровождающееся некоторым раздвигом отдельных зон.

При переходе вещества основного — ультраосновного состава из расплавленного состояния в кристаллическое объем пород уменьшается в среднем на 10 % [18]. Если принять, что содержание расплава в диапире около 5 %, то уменьшение объема диапира составит 0,5 %. Следовательно, впадина глубиной 8—12 км могла возникнуть при остывании диапира вертикальной мощностью около 2000 км. Такой расчет дает основание предположить, что развитие Тунгусской синеклизы радиусом около 500 км связано с диапиром, охватывающим по мощности (Н) минимум — верхи нижней и всю верхнюю мантию (Н = 1000 км), максимум — всю мантию. Объем диапира предположительно составит $(80-230) \cdot 10^7$ км³. Конечно, приведенные расчеты не учитывают неравномерности охлаждения разных зон диапира, уменьшения его горизонтальных размеров, особенностей изменения параметров при давлениях, существующих на больших глубинах.

Логично считать, что такой феномен связан с возмущениями в ядре Земли. Подъем и последующее охлаждение диапира с сопутствующим формированием синеклизы должны были сопровождаться интенсивным трещинообразованием в вышележащих слоях литосферы, подъемом по трещинам базит-ультрабазитового вещества [8] и частичным его излиянием (трапповый магматизм). Судя по петрологическим данным [6], траппы (толеит-базальтовый магматизм) являются продуктами плавления верхней части мантии. Это служит дополнительным аргументом в пользу высказанной гипотезы о прекращении подъема основной части диапира к подошве земной коры на значительной глубине и воздействии ее на вышележащие слои лишь как источник дополнительного разогрева. Отмеченные особенности геодинамики и строения литосферы, по-видимому, характерны для «плато-базальтового режима» древних платформ (в классификации, предложенной В. В. Белоусовым) и позволяют говорить о стабилизации эндогенных процессов в таких регионах на дорифтовой стадии их развития.

О реальности выдвинутого предположения о разогретых мантийных массах, инициировавших процессы формирования Тунгусской синеклизы, говорят данные ГСЗ [7], согласно которым, на глубинах около 70—100 и ниже 175 км распространены слои или линзы со скоростью продольных волн 8,08 км/с, что в среднем на 0,21—0,25 км/с меньше скоростей, характерных для вышележащих слоев в данном регионе. Значительное понижение скорости продольных волн, особенно на глубинах более 175 км, вероятно, объясняется либо повышенной

температурой вещества (при градиенте уменьшения v_p при нагреве гипербазитов на 1°C $0,3\text{--}0,5$ м/с [17] уменьшение v_p на $0,2\text{--}0,25$ км/с должно соответствовать увеличению температуры на 500°C), либо повышенным содержанием железа в мантийном веществе этих зон [9], либо совместным влиянием обоих факторов. Наличие таких аномальных областей в современной литосфере, а также последние оценки В. Т. Балобаевым и А. И. Левченко (1992) существующих сейчас температур на поверхности Мохоровичича в Тунгусской синеклизе свидетельствуют о том, что интенсивный разогрев верхней мантии в перми и триасе, связанный с подъемом и последующим охлаждением глубинного диапира, продолжает фиксироваться спустя $285\text{--}195$ млн лет, в настоящее время.

Анализ показывает, что в течение длительного геологического времени (с докембрия) наблюдается тесная связь в развитии всех элементов земной коры исследуемого региона. Предполагается, что главным энергетическим источником активизации тектонических движений и магматической деятельности были проявившиеся в виде импульсов процессы неравномерной эмиссии тепловой энергии, обусловившие особенности мантийного диапиризма в пределах Тунгусской синеклизы, Игарско-Норильской, Енисей = Хатангской рифтогенных структур и их окраин. В этом отношении большой интерес представляет прежде всего освещение специфических черт глубинного строения, характеризующих геодинамические обстановки формирования рудоносных мафит-ультрамафитовых интрузий [12].

В заключение необходимо перечислить некоторые основные особенности глубинного строения Норильского района, расположенного в пределах осевой зоны интеркратонной Игарско-Норильской рифтогенной структуры, которые могут использоваться в качестве прогностических признаков при поисках месторождений генетического типа, аналогичного норильскому.

1. Прогиб поверхности фундамента, ограниченный крупными глубинными разломами (сбросами) и характеризующийся большой мощностью ($8\text{--}12$ км) осадочного чехла и горсто-грабеновой структурой поверхности кристаллического основания внутри него.

2. Существенно базифицированная или субокеаническая консолидированная кора, где гранитно-гнейсовый мегаслой имеет малую (менее 10 км) мощность или практически отсутствует.

3. Значительно уменьшенная мощность консолидированной коры по сравнению с мощностью модалной коры древних плат-

форм, которая без коро-мантийного слоя составляет менее 30 км (в среднем $23\text{--}25$ км).

4. Развитые в коре инверсионные акустические слои — волновод и, по-видимому, слой с повышенной скоростью.

5. Коро-мантийная линза в основании коры, фиксируемая по v_p , равной $7,3$ км/с, мощностью $5\text{--}8$ км.

6. Дробление коро-мантийной линзы (главным образом по ее периферии) глубинными разломами и относительные смещения по ним блоков верхней части литосферы и поверхности М с вертикальной амплитудой $3\text{--}5$ км.

7. Существенные изменения (вариации) коэффициента $K = v_p/v_s$ по разрезу консолидированной коры в ее инверсионных слоях и в области перехода кора — мантия.

8. Слабая дифференцированность верхней мантии, судя по значениям v_s и, согласно Н. К. Булину, А. В. Егоркину, повышенная ($8,38$ км/с) скорость продольных волн в ней.

9. Аномально-высокие значения физических характеристик для всей консолидированной коры: $v_p = 6,7\text{--}6,75$ км/с, $K_{v,\sigma} = v_p/\sigma_{\text{ср. в.з.}} = 2,34$ ($\sigma_{\text{ср. в.з.}}$ — средневзвешенная плотность блока земной коры).

10. Высокая степень дезинтеграции (деструкция, трещиноватость, расслоенность) земной коры и развитие конформных глубинных разломов; часть разломов коровая. Н. К. Булин констатирует возникновение контрастной аномалии сейсмической расслоенности на глубинах $20\text{--}25$ км и наклонного сейсмического контакта (крутопадающего разлома) в интервале $8\text{--}17$ км, соответствующего Северо-Хараелахскому разлому.

Таким образом, при глобальном прогнозировании рудных провинций к перспективным можно отнести рифтогенные системы литосферы, обладающие названными признаками, а в региональном плане — преимущественно зоны конформных глубинных разломов, главным образом в пределах осевых зон этих структур, выделяемых часто по повышенным и градиентным зонам Δg . По их периферическим частям при локальном прогнозировании интерес представляют, согласно Т. Н. Сироткиной, относительно положительные аномалии поля силы тяжести и их трансформанты размером десятки километров и сопряженные с ними слабоположительные магнитные аномалии напряженностью $0\text{--}(150\text{--}200)$ нТл и зоны знакопеременного поля ΔT_a , а также аномалии потенциальных физических полей от промежуточных очагов (Г. Г. Ремпель, В. М. Салов, 1977).

Результаты сравнительного изучения эн-

догенных процессов, генетически близких по глубинным условиям проявления, — кимберлитообразования и базит-гипербазитового магматизма с сульфидным медно-никелевым оруденением норильского типа — показывают, что при значительном сходстве их глубинного происхождения базит-гипербазитовый рудоносный магматизм связан с более зрелыми стадиями рифтогенеза [3, 4]. Рудоконтролирующими структурами медно-никелевых дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузий в пределах палеорифтогенных зон литосферы (в отличие от алмазонасных кимберлитов, связанных с трансформными дизъюнктивами [5]) являются конформные глубинные разломы, развитые в основном в осевых зонах этих структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баюк Е. И., Волярович М. П., Левитова Ф. М. Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. — М.: Наука, 1982.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Массайтиса, В. С. Суркова. — Л.: Недра, 1987. Т. 4.
3. Гринсон А. С. Строение верхней части литосферы и палеорифтогенез Сибирской платформы // Комплексные исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Восточной Сибири. Иркутск — Чита, 1987. С. 33—38.
4. Гринсон А. С. Строение верхней части литосферы Севера Приенисейской Сибири // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 408—411.
5. Гринсон А. С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями ее глубинного строения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 54—65.
6. Дмитриев Ю. И. Трапповый магматизм и океанообразование // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 3—17.

7. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири // Докл. 27 МГК. М., 1984. Т. VIII. С. 27—42.
8. Красный Л. И. Минерагенические аспекты блоковой тектоники Земли // Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986. С. 15—23.
9. Мазид М. Ш. Петрофизическая характеристика литосферы и мантии / Под ред. Н. Б. Дортман // Петрофизика. М., 1992. Кн. 3.
10. Мазид М. Ш., Зотова И. Ф., Заблочкий Е. М. Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского региона // Тихоокеанская геология. 1987. № 6. С. 37—50.
11. Малич Н. С., Туганова Е. В., Гринсон А. С. Геодинамическая обстановка образования медно-никелевых месторождений норильского типа // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона. Апатиты, 1988. С. 44—47.
12. Москалева В. Н., Щеглов А. Д. Некоторые особенности магматизма и металлогении рифтовых систем // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 215—218.
13. Петрофизика / Под ред. Н. Б. Дортман. — М.: Недра, 1992. Кн. 1.
14. Региональные геофизические исследования земной коры Сибири / Э. Э. Фотиади, В. С. Сурков, М. П. Гришин и др. // Геология и геофизика. 1978. № 1. С. 90—95.
15. Суворов В. Д., Крейнин А. Б., Селезнев В. С. Глубинные сейсмические исследования по профилю Олгуйдах — Мирный — Ленск // Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 72—80.
16. Туганова Е. В. Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 3—11.
17. Kern H., Richter A. Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure // Journal of Geophys. 1980. № 49. P. 47—56.
18. Musure T., Fukuyata H. Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressure // Annual report of the director geophysical laboratory. 1979—1980. P. 535—545.

Принята редколлегией 29 марта 1993 г.

УДК 551.243

© Г. П. Аветисов, Е. А. Ашихмина, Ю. Б. Гусева, 1994

Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ

Г. П. АВЕТИСОВ, Е. А. АШИХМИНА, Ю. Б. ГУСЕВА (Севморгеология)

Усть-Ленский прогиб является стержневой структурой Лаптевской плиты, протягивающейся практически от континентального склона до губы Буор-Хая и побережья Северной Якутии. До проведения настоящих работ, а также морских исследований МОВ — ОГТ [7] положение прогиба устанавливалось по материалам гравиметрических съемок [4]. Границами самой южной части прогиба, имеющей субмеридиональное простирание, признавались береговые линии губы Буор-Хая и восточной части дельты р. Лены.

По ряду признаков, а именно сочленению с зоной океанического рифтогенеза в Евразийском суббассейне Северного Ледовитого океана [8, 5, 6, 12 и др.], повышенной сейсмичности [1 и др.], наличию слоя разуплотненной мантии [2, 9], есть все основания для признания рифтогенной природы этого прогиба. Как известно, термодинамическая обстановка в зонах рифтогенеза обеспечивает достаточно благоприятные условия для нефтегазообразования, и это обстоятельство является одной из главных

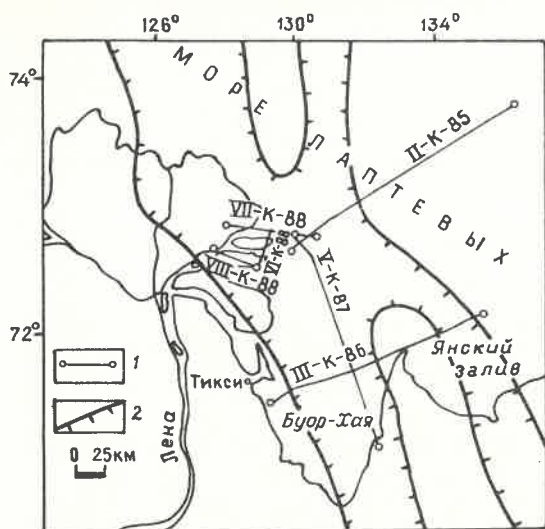


Рис. 1. Расположение профилей КМПВ:

1 — профили; 2 — границы Усть-Ленского прогиба

причин, по которым Усть-Ленский прогиб привлекает внимание исследователей. Первые прогноз новой нефтегазоносной площади, охватывающей южную часть прогиба, был сделан в 1976 г. [11], и именно он в конечном итоге сыграл решающую роль в последующей организации здесь планомерных геофизических исследований. Одним из их этапов явились выполненные Полярной экспедицией НПО «Севморгеология» в 1985—1988 гг. авиадесантные наледные сейсмические работы КМПВ. Главная их задача — изучение структуры и оценка мощности осадочного чехла южной части прогиба.

Выбранная и реализованная методика полевых наблюдений, включая все ее элементы, явилась результатом поиска оптимального варианта исследований, обеспечивающего их достаточную точность и эффективность и в то же время реально осуществимого в тяжелых арктических условиях. К сожалению, указанный поиск в значительной степени пришлось вести уже в процессе производственных работ первого полевого сезона, что обусловило несколько более низкое, чем в последующие годы, качество материала по профилю II-K-85, в частности по отношению «полезный сигнал — помеха».

В первые три года исследований выполнены два профиля (II-K-85 и III-K-86) вкост простирания прогиба и один (V-K-87) вдоль простирания длиной 200—240 км каждый (рис. 1).

Основным элементом наблюдений являлась 50-километровая расстановка из 10 телеуправляемых регистраторов «Тайга-2», обеспеченных 6-канальными (точечное группирование 8 сейсмодатчиков СВ-5 на

I канал) косами, с двумя фланговыми пунктами возбуждения. Перенос расстановки осуществлялся с половинным перекрытием, в результате чего на каждом профиле реализована система встречных и нагоняющих годографов с расстояниями между пунктами возбуждения и приема 25 км и 6—6,5 км соответственно.

В качестве источников возбуждения использовались линейные группы из трех пневмоизлучателей ПИ-1В с суммарным объемом камер 30 л и рабочим давлением 10 МПа, которые через пробуренные лунки опускались под лед на 10—12 м при обычной глубине моря 15—20 м. Как показали эксперименты, проведенные перед началом производственных работ 1985 г., при меньшей глубине погружения пневмоисточника и меньшей глубине моря сейсмический эффект возбуждения резко снижается.

В 1988 г., когда работы с целью попытки уточнить положение западного борта прогиба, а также выявить возможности более обоснованной привязки морских сейсмических данных к наземной геологии были перенесены в восточную часть дельты р. Лены, вид реализованной системы расположения сейсмических расстановок и их длина определились во многом резко ограниченными возможностями выбора точек для пунктов возбуждения из-за мелководья ленских протоков и прибрежной части акватории. Длина годографа здесь не превышала 30—45 км при шаге между регистраторами 3,5—5 км.

Обработка материалов проводилась на ЭВМ ЕС-1011 с использованием пакета программ, разработанных сотрудниками ВНИИОкеангеологии [10], и с последующим контролем и уточнением путем решения прямой задачи для градиентно-слоистых сред (программа MADRAY).

Все основные сейсмические характеристики среды, полученные в ходе исследований, отражены на прилагаемых разрезах (рис. 2)

Там где позволяла глубинность исследований, почти повсеместно сверху вниз по разрезу установлены преломляющие горизонты II, III и IV, имеющие граничные скорости в основном в диапазонах 4,2—4,7, 5,2—5,7 и 6,3—6,6 км/с соответственно. Неуверенное прослеживание раздела IV или его полное отсутствие на профиле II-K-85 в первую очередь следует связывать с указанной выше технической причиной. Обращают на себя внимание в целом согласное залегание указанных горизонтов и весьма уверенное проявление структуры Усть-Ленского прогиба в рельефе каждого из них. Скорости сейсмических волн в самой верхней среде, перекрывающей горизонт II, колеблются в основном в пределах 2,8—

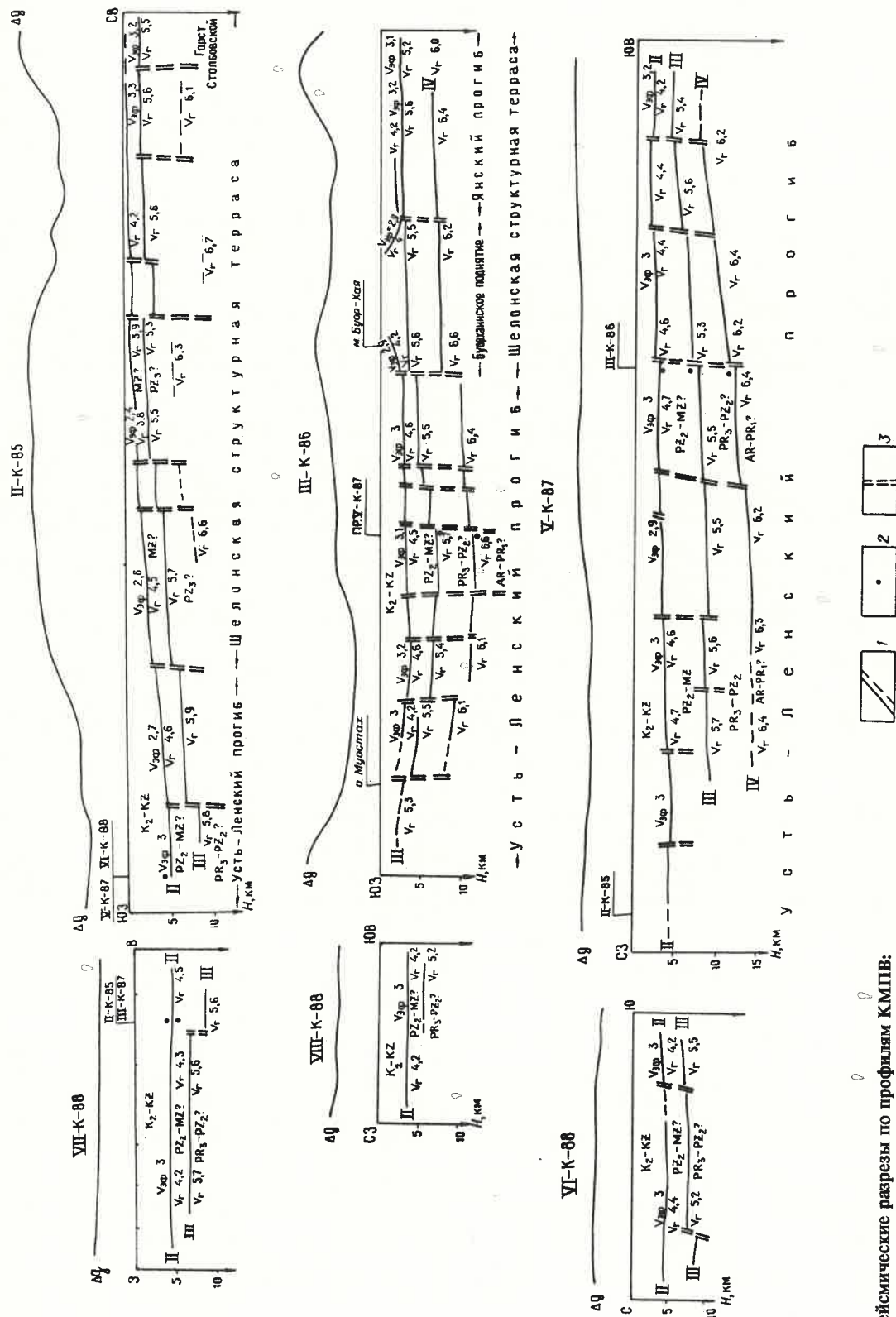


Рис. 2. Сейсмические разрезы по профилям КМПВ:

1 — предполагаемые, фактические и предполагаемые; 2 — положение границ на пересекающем профиле; 3 — зоны тектонических нарушений

3,2 км/с без проявления каких-либо тенденций по латерали.

На северном из секущих прогиб профилей (II-K-85) глубина залегания обоих преломляющих горизонтов закономерно увеличивается на запад от 0—1 до 4,5—5 км и от 2—2,5 до 8—9 км соответственно. Уже тогда с учетом факта, что крайняя западная точка разреза по этому профилю отстояла от восточного берега дельты р. Лены всего на 60—70 км, а в поведении границ сохранялась тенденция моноклинального падения на запад, было высказано подтвердившееся впоследствии предположение о значительно большей, чем считалось ранее, ширине прогиба в этом районе. На профиле VII-K-88, являющемся продолжением профиля 1985 г., горизонт II на максимально достигнутом гипсометрическом уровне 4,5—5 км прослеживается в восточную часть дельты р. Лены, до самого конца не обнаруживая признаков какого-либо воздымания, в то время как горизонт III в прибрежной зоне акватории смещается резко вверх по разлому до отметки 6 км. Практически так же, только ближе к поверхности, ведут себя указанные границы раздела на расположенном несколько южнее в дельте р. Лены профиле VII-K-88: пологое залегание на глубине 4 км раздела II и подъем на запад до 5,5 км границы III.

На южном секущем профиле (III-K-86) полная структура прогиба четко вырисовывается по всем трем границам раздела. Максимальные глубины залегания горизонтов II и III здесь меньше, чем на северном профиле, и не превышают 3,5 и 7,5 км соответственно, причем очевидно выполаживание рельефа границ снизу вверх.

По простирацию прогиба (V-K-87) все три надежно прослеживаемых горизонта закономерно погружаются на север, и, как и на других профилях, больший наклон характерен для нижележащих границ. На близлежащем параллельном профиле VI-K-88 поведение границ аналогичное.

В гравитационном поле прогиб в целом обозначен некоторым понижением значений силы тяжести, амплитуда которого заметнее на северном пересечении.

Важная особенность разрезов — большое количество вертикальных и субвертикальных разломных нарушений, секущих все три горизонта и определяющих мозаично-блоковый характер среды. Амплитуда смещений по разломам в целом увеличивается с глубиной, достигая 1,5—2 км по разлому IV. Наибольшая плотность разломов отмечается в приосевой зоне прогиба на южном секущем профиле III-K-86, и именно здесь, как было показано ранее [3], фиксируется наибольшая густота эпицентров землетрясений.

До проведения настоящих сейсмических работ представления о расслоенности осадочного чехла моря Лаптевых базировались лишь на данных наледного сейсмического профиля КМПВ, выполненного в 1979 г. в юго-западной части акватории [4]. Аналогичная информация по материалам упомянутых выше малодетальных работ ГСЗ в северной части губы Буор-Хая, главной задачей которых являлись аппаратурные эксперименты, вряд ли может быть принята к рассмотрению в силу ее очевидной недостаточной достоверности.

На базе полученных сейсмических характеристик и увязки их с геологической информацией по прилегающей территории может быть предложена следующая литолого-стратиграфическая идентификация комплексов, ограниченных выявленными преломляющими горизонтами.

По совокупности данных можно утверждать, что самая верхняя толща отложений представляет собой чехольный комплекс Лаптевской плиты, аналогичные скоростные характеристики которого установлены и по данным КМПВ в юго-западной части акватории, и на всех профилях МОВ — ОГТ и который, как теперь становится окончательно ясно, повсеместно выстилает Лаптевский бассейн. Благодаря сейсмическим работам в дельте р. Лены и увязке наземных и акваториальных профилей указанная стратификация верхней толщи может считаться однозначной. Наиболее полно плитный чехол изучен в многочисленных палеогеновых грабенах Северного Верхоянья, где он представлен чередованием мощных пачек каолиновых глин с пластами алевроитов, песчаников и бурых углей общей мощностью до 1300 м [4]. Установленное на шельфе моря Лаптевых ступенчатое погружение подошвы комплекса позволяет предположить наращивание его снизу верхнемеловыми отложениями, формировавшимися в эпоху интенсивной денудации горных сооружений прилегающей суши и в настоящее время полностью на ней отсутствующими.

К сожалению, не может быть столь же однозначной стратификация нижележащих толщ, т. к. ни один из рассматриваемых профилей не был и не мог быть выведен в районы выхода этих отложений на поверхность. Твердо установленным фактом можно считать лишь расчленение подстилающих отложений на два существенно различных по скоростным характеристикам регионально прослеживаемых комплексов. Следует отметить, что аналогичная картина получена по данным КМПВ и в юго-западной части акватории. Новая сейсмическая информация достаточно хорошо увязывается со сложившимися ранее на основе геологи-

ческого изучения прилегающей суши представлениями о том, что верхний комплекс соответствует терригенным, предположительно среднепалеозойским — нижнемезозойским отложениям, а нижний — терригенно-карбонатным, предположительно верхнепротерозойским — среднепалеозойским [4].

Исследованиями МОВ — ОГТ по характеру сейсмической расслоенности среды убедительно показано, что Лаптевская плита делится на две области, из которых в западной подстилающие чехол отложения также находятся в платформенном залегании, а в восточной они должны быть отнесены к мезозойскому фундаменту [7]. По этим данным расчлененность чехла в западной области значительно более дробная, чем по материалам КМПВ. Граница между указанными зонами проходит так, что в пределах первой из них расположены все профили 1988 г., а также западная оконечность (60—70 км) и северная половина профилей П-К-85 и V-К-87 соответственно. В отличие от МОВ материалы КМПВ не позволяют уловить переход из одной зоны в другую.

С учетом имеющейся геологической информации по береговому обрамлению самый нижний по разрезу горизонт IV, судя по гипсометрическому положению и значениям граничной скорости, скорее всего, может быть отождествлен с кровлей кристаллического докембрийского фундамента, аналогичного слабометаморфизованному карельскому фундаменту Оленекского поднятия Сибирской платформы. Следует отметить, что на глубине 4—5 км ниже этого горизонта по сейсмологическим данным выделяется граница раздела с граничной скоростью 7,2 км/с, свойственной самым низам земной коры, общая мощность которой по тем же данным не превышает здесь 27 км [2]. Учитывая все выше сказанное, можно заключить, что в той части прогиба, которая относится к Западно-Лаптевской области, общая мощность осадочных отложений достигает 15 км.

По совокупности сейсмических (КМПВ и ОГТ) и гравиметрических данных составлена структурная схема южной части Усть-Ленского прогиба по подошве плитного комплекса (рис. 3), которая отчетливо демонстрирует наиболее важные с позиций прикладного аспекта результаты проведенных исследований: мощность плитного комплекса достигает 3—5 км в протяженной полосе, ширина которой на траверсе дельты р. Лены составляет 150—160 км. В пределы этой полосы и соответственно Усть-Ленского прогиба должна быть включена восточная часть дельты, а западным ограничением прогиба является зона Лено-Таймырских погранич-

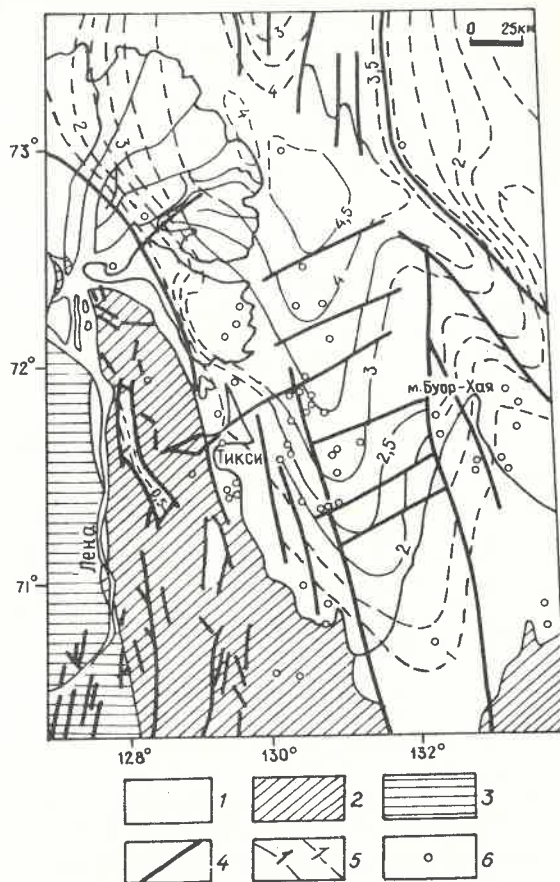


Рис. 3. Структурная схема по подошве плитного комплекса южной части Усть-Ленского прогиба:

комплексы: 1 — верхнемеловой — кайнозойский плитный, 2 — нижнекремнийский складчатый, 3 — эпикарельский платформенный; 4 — тектонические нарушения; 5 — изогипсы подошвы плитного комплекса, км; 6 — эпицентры землетрясений

ных поднятий, переход к которой уверенно устанавливается по гравиметрическим и сейсмологическим данным [2]. Очевидная асимметричность поперечного сечения прогиба, определяемая значительно большей крутизной его западного борта, — характерная особенность подобных рифтогенных образований, возникающих, как правило, на стыке блоков литосферы с существенно различными генезисом и структурой. Отчетливо просматривается блоковая структура как всего основания прогиба, так и его бортовых частей, где разломами рассечены и отложения мезозоя — кайнозоя.

Полученная в результате настоящих сейсмических работ информация в совокупности с другими геолого-геофизическими данными позволяет сделать следующие выводы.

Усть-Ленский прогиб, являющийся стержневой структурой Лаптевской окраинно-материковой плиты, есть рифтогенное обра-

зование, продолжающее океанические рифтовые структуры Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. В пределах, по крайней мере, южной части прогиба общая мощность осадочной толщи 14—15 км, а плитного мезозойско-кайнозойского комплекса 4—5 км. Указанное сочетание генетических и структурных особенностей прогиба, подтверждая сделанные ранее прогнозы, означает присутствие здесь всех необходимых и достаточных геологических факторов, благоприятных как для нефтегазообразования, так и для нефтегазоаккумуляции. Плитный чехол, в пределах которого присутствуют и хорошие коллекторы (слои алевритов, песчаников) и надежные покрышки (мощные пачки глин), может быть признан самостоятельным потенциальным нефтегазоносным комплексом. На планете известна весьма разветвленная сеть рифтогенных грабенов, содержащих ряд крупнейших нефтегазовых месторождений. Усть-Ленский прогиб, имеющий длину 700—800 км и ширину в среднем 100—120 км, по размерам значительно превосходит генетически и структурно сходные с ним уникальные по запасам Суэцкий, Йеменский и другие бассейны.

Весьма немаловажным фактором является также достаточно благоприятное по арктическим меркам расположение южной части прогиба в зоне Северного морского пути и в относительной близости к одному из крупнейших в Арктике морскому и авиационному порту Тикси.

В заключение авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность всем сотрудникам партии, принимавшим участие в полевых работах, проходивших в тяжелых условиях Арктики, а также поблагодарить бывшего главного геолога Полярной экспедиции В. А. Виноградова за полезные советы по геологической интерпретации сейсмических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г. П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // Тектоника Арктики. Л., 1975. Вып. 1. С. 31—36.
2. Аветисов Г. П., Гусева Ю. Б. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1991. № 4. С. 73—81.
3. Аветисов Г. П. Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 59—69.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики / Под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. — Л.: Недра, 1984. Т. 9.
5. Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР) // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1973. С. 56—75.
6. Грачев А. Ф., Карасик А. М. Разрастание океанического дна и тектогенез Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (котловин Нансена и Амундсена) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., 1974. С. 19—33.
7. Иванова Н. М., Секретов С. Б., Шкарубо С. И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 5. С. 789—795.
8. Карасик А. М. Некоторые особенности и проблемы разрастания океанической коры вблизи полюса раскрытия // Тез. докл. XV Генер. Ассамбл. МГГС. М., 1971. С. 10.
9. Коган А. Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ — ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых) // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1974. Вып. 9. С. 28—33.
10. Павленкин А. Д., Винник А. А., Копылова А. В., Сакулина Т. С. Методические рекомендации по интерпретации материалов морских работ МПВ — ГСЗ с применением ЭВМ. — Л.: Севморгеология, 1985.
11. Погребницкий Ю. Е., Виноградов В. А., Захаров В. В. Прогноз нефтегазоносной площади в дельте р. Лена (Возможный новый тип нефтегазоносных бассейнов) // Проблемы поисков полезных ископаемых на акваториях морей. Л., 1976. С. 40—47.
12. Grachev A. F. Geodynamics of the Transitional Zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge // American Association of Petroleum Geologists. 1982. Memoir 34. P. 103—113.

Формирование потоков рассеяния и методика поисковых работ

В. М. КУБРАКОВ (ГТП «Архангельскгеология»)

Геолог, занимающийся поисками месторождений по потокам рассеяния, будь то шлиховые или литохимические поиски, непременно сталкивается с трудностями при обработке и интерпретации полученных результатов.

Для шлиховых поисков общепринятой методики интерпретации результатов практически нет, а для литохимических потоков рассеяния применяемая методика в большинстве случаев работает неудовлетворительно. Это происходит из-за того, что при разработке математических моделей основные принципы и идеи, заложенные в модель первичных ореолов, были перенесены на вторичные ореолы, а затем и на потоки рассеяния, хотя последние из этого ряда явно выпадают вследствие специфичности процессов, приводящих к их образованию.

Опираясь на неверные теоретические предпосылки, исследователи не только испытывают затруднения при интерпретации полученных результатов, но и используют, как это будет показано ниже, неверную методику проведения литохимических поисков по потокам рассеяния. В данной статье кратко, конспективно изложены основные положения, на которых должна базироваться теория и практика поисковых работ по потокам рассеяния — как по литохимическим, так и по шлиховым.

Аксиома, положенная в основу математической модели литохимических потоков рассеяния, гласит: «Аллювиальные отложения в первом приближении представляют собой природную среднюю пробу, характеризующую все разнообразие горных пород и наличие рудных тел в бассейне денудации данного водотока».*

Из этой предпосылки закономерно следует вывод: главный поисковый критерий — это площадная продуктивность, определяемая как произведение содержания металла в пробе на площадь водосбора водотока в точке отбора пробы. Эта величина должна быть пропорциональна количеству металла в водотоке, поступившему от объекта поисков. Отрыв, смещение головной части потока рассеяния от источника металла, теорией не рассматривается.

Эта схема более или менее удовлетворительно работает в горных районах для мелких ручьев (далее мы покажем, что это получилось совершенно случайно, и авторы теории здесь не виноваты), но в большинстве реальных случаев не пригодна.

В соответствии с этой теорией площадная продуктивность аномалии в истоках реки всегда равна нулю, пусть в пробе будет хоть чистая руда: так как один из сомножителей — площадь водосбора — равен нулю, то и произведение равно нулю, а значит, и перспектива аномалии — нулевая.

Исходя из здравого смысла, невозможно понять, почему из двух одинаковых литохимических потоков рассеяния перспективнее тот, который ниже по течению реки (так как в этой точке больше площадь водосбора); почему, основываясь на арифметическом парадоксе «площадной продуктивности», не надо проводить поиски в верховьях ручьев, и почему не может быть аномалий в низовьях больших рек. Хотя, когда геологи проводят там поиски, аномалии все-таки выявляются, и геохимикам приходится подгонять их под теорию при помощи «склоновых коэффициентов».

Последний случай вообще интересен как пример формально-логического мышления. Ход рассуждений здесь такой: так как в низовьях больших рек площадь водосбора очень большая, то и площадная продуктивность даже для низкоаномальных проб будет иметь значения, соответствующие каким-то сверхуникальным месторождениям. Но раз таких месторождений нет, то и аномалий в низовьях рек быть не может. А если они там появляются, то виноват в этом природный процесс, который никак не хочет соответствовать такой замечательной теории.

Аллювиальные отложения в целом, а отбрасываемая в пробу фракция аллювия тем более, не соответствуют природной средней пробе пород бассейна водосбора водотока. Составляющие бассейн водотока горные породы и руды ни в коем случае не представлены в пробе пропорционально занимаемым ими площадям.

Для наглядности представим себе рельеф, часто встречающийся на европейском севере России — обширные плоские заболоченные равнины и узкие, каньонообразные долины рек, врезанные на 40—50 м. Здесь из всей математической модели потоков рассеяния

* А. П. Соловов. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М., Недра, 1985.

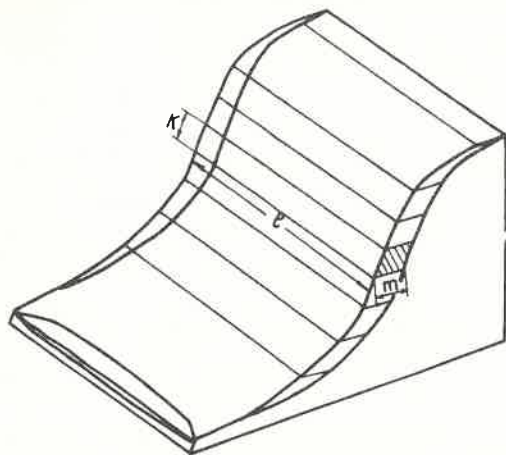


Рис. 1. Формирование профиля склона речной долины

один только «склоновый коэффициент» и работает, так как с площади «бассейна водосбора», т. е. с пологих склонов междуречий материала поступает гораздо меньше, чем непосредственно с бортов речных долин. Если в бортах вскрыты пласты пород разной крепости, профиль склона будет иметь сложную форму, обусловленную свойствами и взаимным расположением пластов этих пород на склоне.

Как известно, склоновые и русловые процессы являются основными при формировании пенеплена. При этом в любом случае склон отступает параллельно самому себе, т. е. все точки его профиля за определенное время продвинулись вследствие эрозии на одинаковую величину в горизонтальном направлении (рис. 1).

Определим объем породы, поступающей с участка склона с площадью поверхности, равной $(k \times l)$ м², при отступании склона в горизонтальном направлении на расстояние m (см. рис. 1). Объем породы равен произведению длины l на площадь поперечного сечения S этого участка. Поперечное сечение этой фигуры представляет собой параллелограмм со сторонами длиной k и m , высотой h и острым углом α , равным крутизне склона. Его площадь $S = mh = mksin\alpha$, а объем $V = lmh$.

Произведение lmh можно разделить на две составляющие: $lh = S_{\text{верт}}$ — это площадь проекции выхода геологического тела на склоне на вертикальную плоскость и $m = v \cdot \Delta t$, где Δt — отрезок времени, v — скорость эрозии, величина постоянная для данного отрезка водотока в данных условиях.

Таким образом, объем породы, поступающей с единицы площади склона в долину реки, пропорционален высоте склона. Он не зависит от формы склона, его площади на карте или площади водосбора водотока в данной точке.

Горизонтальными линиями на рис. 1 вы-

делены участки склона с равной высотой. Они имеют равные поперечные сечения эродируемого слоя и поставляют одинаковые объемы породы в русло. Это видно наглядно, как и то, что площадь их горизонтальных проекций, т. е. площадь на карте, никакого значения не имеет. Физический смысл этого положения очевиден: все склоновые процессы происходят под действием силы тяжести, а работа силы тяжести зависит только от разности высот начальной и конечной точек траектории движения тела и не зависит от формы траектории.

Объем породы или руды, поступающей в долину реки от геологического тела, обнажающегося в борту долины, пропорционален площади вертикальной проекции его выхода на земную поверхность. Отсюда ясно, почему существующая модель потоков рассеяния работала для мелких водотоков в горных районах. Эти водотоки имеют обычно V-образную долину с более или менее постоянной крутизной склонов, и, следовательно, отношение площадей вертикальной и горизонтальной проекций тела, равное тангенсу угла, также величина практически постоянная. Именно эта случайность и позволила получить в этом случае удовлетворительные результаты.

Количество металла или полезного компонента, поступающего от рудного тела в долину водотока, пропорционально «вертикальной» площадной продуктивности рудного тела: $P = S_{\text{верт}} C$, где C — среднее содержание металла в рудном теле.

Для определения перспективности объекта нам не придется заниматься вычислением площади вертикальных проекций склонов. Формирование потоков рассеяния мы еще только начинаем рассматривать. А из вышеизложенного следует один вывод: если в реке поток рассеяния, то, скорее всего материал в него поступает с обрыва, а не с пологого склона междуречья.

Рассмотрим, как формируется поток рассеяния. Представим, к примеру, береговой обрыв, в котором обнажаются известняки с вкрапленностью галенита. В материале, отобранном в пробу из илистой фракции аллювия под обнажением, аномалия свинца выявлена не будет. Здесь рудный материал заключен в глыбах породы, и в илистой фракции мы его не обнаружим. На определенном расстоянии вниз по течению реки, достаточном для того, чтобы порода хотя бы частично разрушилась, галенит появится в шлихах. Еще ниже, на расстоянии 1,5—2 км от обнажения, руда будет измельчена достаточно, чтобы попасть в фракцию 0,25, а если мы будем отбирать в пробу фракцию 0,1, то головная часть потока рассеяния будет выявлена еще ниже по течению.

В общем случае рудное вещество обнаруживается в пробе ниже по течению от точки его поступления в долину водотока. Величина сноса зависит от формы нахождения руды, гидродинамики водотока, крупности фракции материала, отбираемого в пробу, точности анализа.

Часто в практике поисковых работ по потокам рассеяния в пробы отбирается тонкая илистая фракция. Существует мнение, что таким образом удастся выявить наибольшее количество литохимических аномалий. Это совершенно справедливо, т. к. в илах аномалии и обломочного происхождения, и сорбционного. Однако при выборе фракции опробуемого материала следует исходить из того, что вы хотите получить — много неинтерпретируемых, оторванных от коренных источников аномалий, или меньшее их количество, но связанных с объектами поисков.

Рассмотрим теперь, как будет меняться содержание металла в пробах (подчеркиваю — не в аллювии и не в потоке рассеяния), отобранных из определенной фракции аллювия. Начиная с той пробы, в которой было выявлено повышенное содержание металла, вниз по течению содержание металла в пробах будет некоторое время возрастать, т. к. все большие количества рудного вещества будут измельчаться водотоком до размеров опробуемой фракции. Но затем содержание металла в пробах начнет падать.

Содержание металла в потоке рассеяния будет падать быстрее, чем это происходило бы только за счет разубоживания руды в аллювии новыми порциями пустой породы, поступающими со склонов ниже по течению реки. Тяжелые устойчивые минералы опускаются сквозь толщу аллювия, образуя россыпи в приплотиковой его части, неустойчивые — разрушаются, и металл выносятся в виде растворов или взвесей. В аллювии поступающий в него материал не только перемешивается, но и очищается, в процессе перемыва стремясь к фоновым содержаниям. Как известно, в результате длительного перемыва образуются отложения песчано-кварцевой формации, состоящие практически из чистого кварцевого песка.

Кроме того, реально мы имеем дело не с содержаниями металла в пробе, а с ранжированными результатами приближенно-количественного спектрального анализа, не позволяющими проследить низкоаномальный «хвост» потока рассеяния. На некотором удалении от начала потока рассеяния содержание металла в пробах будет падать до фоновых.

Обратим внимание, что литохимический поток рассеяния — это не реальное, существующее в природе тело. Это часть геологического пространства, в объеме которой в

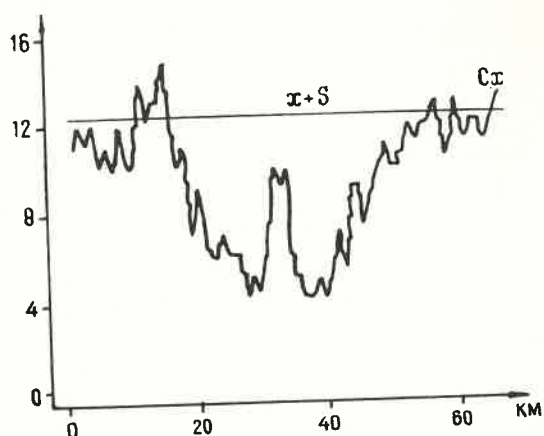


Рис. 2. Содержание металла в пробах по долине водотока

анализируемой фракции определенной фракции аллювия устанавливаются аномальные содержания металла. Границы потока рассеяния определяются подобно тому, как оконтуривается рудное тело по бортовому содержанию. Однако это чисто условные границы, выделяющие отрезок долины водотока с аномальными содержаниями в отобранных пробах.

Для каждого потока рассеяния можно определить два (и только два) характеризующих его параметра: протяженность и содержание металла в каждой из проб. Следовательно, в качестве критерия перспективности потока рассеяния можно использовать линейную продуктивность потока P , которая определяется как сумма произведений содержаний металла в пробах на интервал их влияния (шаг опробования):

$$P = \sum_{i=1}^n C_i l_i,$$

имея в виду, что C_i — разница между содержанием металла в пробе и фоновым значением, т. е. аномальная составляющая содержания металла, образованная за счет привноса металла из рудного тела.

На рис. 2 показан график содержаний металла в пробах вдоль долины водотока. Нам надо выделить на нем локальные геохимические аномалии, соответствующие потокам рассеяния от рудных тел.

Если считать колебания содержаний металла в потоке рассеяния чисто случайными, то для выделения аномальных участков графика можно воспользоваться методами математической статистики. В данном случае минимально аномальное содержание металла, равное $\bar{x} + S$, составило 12,2; эта

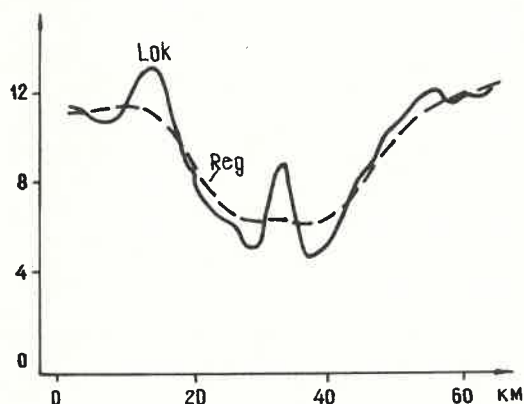


Рис. 3. Сглаженная кривая содержаний металла

линия проведена на рис. 2. Все, что выше нее — аномальные содержания.

Однако часто случайное событие — это результат действия неизвестных нам закономерностей. Учитывая это, колебания металла в пробах можно не считать случайными.

Изучив график содержаний на рис. 2, мы можем выделить три его составляющие.

1. Малоамплитудные высокочастотные колебания, дающие непредсказуемые скачки содержаний в каждой пробе. Эти колебания обусловлены изменениями условий взятия проб, случайными ошибками обработки проб и анализа.

2. Довольно значительные колебания содержаний металла совместно в группах из 4—7 проб, которые и являются объектом наших поисков. 3. Плавные колебания содержаний металла, охватывающие группы из 15 проб и более, обусловленные сменой выходов геохимически неоднородных горных пород в долине водотока — «породный тренд».

Таким образом, чтобы выделить потоки рассеяния, необходимо устранить влияние первой и третьей составляющей. Подобные задачи элементарно решаются методами сглаживания.

В данном случае мы избавились от случайной ошибки анализа и опробования, проведя двукратное сглаживание методом скользящего окна по трем точкам (рис. 3, сплошная линия Lok).

Полученная кривая полностью сохраняет особенности графика, за исключением случайных колебаний от пробе к пробе. Затем проведено сглаживание исходной кривой

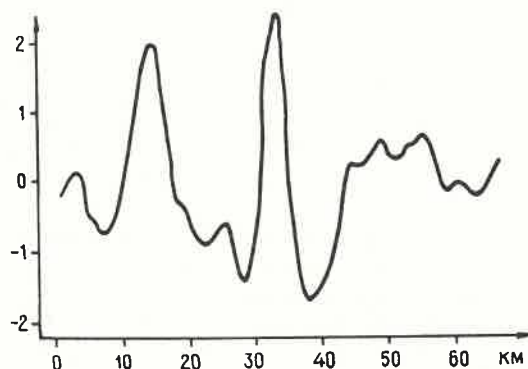


Рис. 4. Кривая аномальных содержаний металла

тем же методом по одиннадцати точкам (линия Reg). Это кривая «породного тренда».

Участки кривой Lok, расположенные над кривой Reg, и являются искомыми аномалиями. Для удобства построим еще одну кривую, вычтя из кривой Lok кривую Reg. Устранив таким образом «породный тренд», мы получили кривую аномальных содержаний (рис. 4).

Участки кривой аномальных содержаний выше нулевой линии соответствуют искомым потокам рассеяния, а их площадь равна линейной продуктивности этих потоков (что вытекает из ее определения).

При рассмотрении графика на рис. 4 отметим следующее. Второй поток рассеяния (пробы 31/35) методами математической статистики не выделялся, хотя его линейная продуктивность лишь немногим ниже, чем у первого (пробы 10/18). Второй поток рассеяния, по-видимому, питается за счет локального источника металла, первый — более протяженного вдоль долины водотока. Источник питания третьего потока рассеяния при наименьших запасах металла имеет наибольшую протяженность вдоль долины водотока.

Обработка приведенных данных по этой схеме на персональном компьютере, которые имеются сейчас в любой экспедиции, занимает не более 15 минут. Отпадает необходимость во многих трудоемких операциях, предписываемых нам инструкцией, что позволяет резко повысить эффективность этого вида работ.

Принята редколлегией 27 сентября 1993 г.

Возможности теплового ИК-диапазона для дистанционной диагностики пород

В. Г. СУРИН, Г. А. ЛАДНЕР (ВНИИКАМ)

Тепловой ИК-диапазон — один из наиболее перспективных для дистанционной спектральной диагностики горных пород и минералов [4, 6]. Кремнекислотные группировки SiO_2 , Si_2O_6 , SiO_4 , а также ионные группы CO_3 , SO_4 , PO_4 и другие проявляются в спектрах излучения в виде яркостных аномалий, указывающих на наличие в породе того или иного минерала. Точная диагностика минералов и пород требует разработки специальной методики, которая должна учитывать количественные соотношения минералов, структурно-текстурные особенности пород и базироваться на данных спектрометрических измерений минералов, предпочтительнее выполненных в полевых условиях [2, 7, 8].

Систематизированных данных для всей тепловой области спектра в мировой практике нет. Выпущенный НАСА в последние годы каталог стандартных спектров охватывает только область 0,4—2,5 мкм [9], еще менее полные стандартизированные в работе [3] отечественные данные, распространяющиеся только на видимую область спектра. Спектры излучения пород и минералов в диапазоне 8—14 мкм мало исследованы. Полосы отражения наиболее распространенных породообразующих и некоторых рудных минералов, полученные в лабораторных условиях, приведены в работе [2]. Однако эти данные далеко не полные и получены методом зеркального отражения на полированных образцах. Измеряемая величина при лабораторных исследованиях — коэффициент направленного отражения, пересчитываемый затем на излучательную способность. Поэтому не следует ожидать полного соответствия спектров, получаемых в лабораторных и полевых условиях.

Извлечение полезной информации в процессе дистанционных исследований в тепловой области спектра наталкивается на значительные трудности, обусловленные тем, что яркостные (спектральные и интегральные) характеристики горных пород, растительности и других компонентов и элементов ландшафта определяются как температурой исследуемых объектов T_o , так и их коэффициентами излучения ϵ . Фоновое излучение, исходящее от атмосферы и Солнца в тепловом ИК-диапазоне, в отличие от

видимого и ближнего ИК-диапазона, является не источником сигнала, а помехой, соизмеримой с «полезным» собственным излучением исследуемого объекта, маскирует относительно слабые спектральные аномалии, характерные для исследуемых объектов.

В настоящей статье приведены результаты полевых исследований на карьерных выработках и естественных обнажениях Карелии в районе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья с помощью разработанного в последние годы во ВНИИКАМ полевого спектрорадиометра СРП-8/14 диапазона 8—14 мкм [5].

Специфика проведения измерений на карьерах состоит в том, что объекты исследований имеют сложную форму, по-разному ориентированы в пространстве, а исследуемые поверхности представлены как свежесколотыми участками, так и выветрелыми, часто бывают запылены.

Актуальность данной работы, помимо чисто научного интереса, состоит в возможности экспресс-оценки непосредственно в полевых условиях экологического состояния и определения вещественного состава карьерных выработок, «хвостов» и отвалов ГОК [1]. Для такого рода объектов во ВНИИКАМ разрабатывается методика натурных измерений, которая по мере ее проработки и формирования банка спектральных данных может частично заменить геохимическое опробование выработок.

Один из основных методических вопросов — правильный выбор условий измерений. В связи с этим рассмотрим закономерности формирования полезного сигнала, несущего спектральную информацию об исследуемом объекте.

Регистрируемый спектрорадиометром сигнал от объекта при длине волны λ , пропорциональный энергетической яркости L_λ в первом приближении (условия диффузного отражения) представляется в виде суммы двух составляющих: собственного излучения объекта L_o и отраженного излучения, исходящего от окружения (фона) L_ϕ . Фоновое излучение формируется атмосферой и подстилающей поверхностью с радиационными температурами T_a и T_π .

$$L_{\lambda} = L_{o\lambda}(T_p) + L_{\phi\lambda}(T_{\phi}) \approx \varepsilon_{\lambda} E_{o\lambda}(T_o) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) \frac{H_{\phi\lambda}(T_{\phi})}{\pi}, \quad (1)$$

где T_p и T_{ϕ} — радиационные температуры объекта и фона; $E_{o\lambda}(T_o) = \int_{\Delta\lambda} r(\lambda, T_o) d\lambda$;

$\frac{H_{\phi}}{\pi} \lambda(T_{\phi}) = \int_{\Delta\lambda} r(\lambda, T_{\phi}) d\lambda$ — энергетические яркости «черного излучателя» и «идеального отражателя» в спектральном диапазоне $\Delta\lambda$, относящиеся соответственно к объекту и фону; $r(\lambda, T_o)$ и $r(\lambda, T_{\phi})$ — функции Планка, отвечающие объекту и фону:

$$r(\lambda, T) = \frac{4\pi c^2 h}{\lambda^5} \left(e^{\frac{2\pi h c}{\lambda k T}} - 1 \right)^{-1};$$

постоянные: h — Планка, k — Больцмана; c — скорость света в вакууме; $H_{\phi}(T_{\phi}) = k \cdot H_a + (1-k) \cdot H_n$, H_a и H_n — лучистые потоки, падающие на визируемый участок объекта, исходящие от атмосферы и подстилающей поверхности; k — коэффициент, определяющий долю лучистого потока, падающего на исследуемый объект от атмосферы и подстилающей поверхности (соответственно k/π и $(1-k)/\pi$ — телесные углы «облучения» объекта со стороны атмосферы и подстилающей поверхности).

В зависимости от ориентации визируемой площадки и времени суток, состояния атмосферы и подстилающей поверхности соотношение между «полезным сигналом» $L_{o\lambda}$ и помехой $L_{\phi\lambda}$ (1) изменяется. При этом может быть: 1) $T_o > T_{\phi}$. Чем больше T_o по сравнению с T_{ϕ} , тем рельефнее должны проявляться спектральные характеристики объекта, так как с возрастанием $\Delta T_{o,\phi} = T_o - T_{\phi}$ увеличивается сигнал/шум; 2) $T_o \leq T_{\phi}$, когда T_o и T_{ϕ} близки, яркостные характеристики объектов становятся менее рельефными; 3) при $T_o = T_{\phi}$ они будут независимыми от длины волны ввиду того, что снижение собственного излучения в полосах поглощения в точности компенсируется увеличением интенсивности отраженного излучения. Идентификация исследуемого объекта в этом случае по спектральным признакам становится невозможной.

При проведении спектральных измерений на карьерах (в условиях сложного микро-рельефа исследуемых поверхностей) наилучшее соотношение сигнал/шум во многом определяется правильным выбором условий проведения измерений: $T_o > (T_a \text{ и } T_n)$.

В ночное время наиболее благоприятны для проведения измерений часы, соответствующие максимуму радиационного выхолаживания, более интенсивного для горизонтально ориентированных поверхностей, в результате чего достигается максимальное

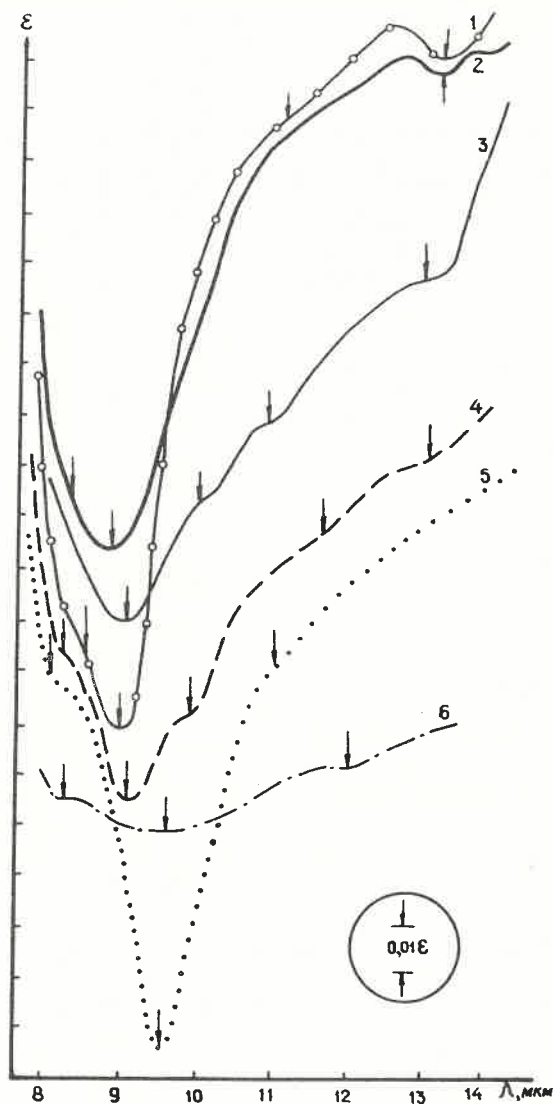


Рис. 1. Спектры излучения ряда горных пород карьеров Карелии:

1 — жильный кварц; 2 — редкометалльный розовый пегматит; 3 — серый пегматит и пегматоидный гранит; 4 — розовый пегматитовый гранит; 5 — амфибол-битовитовый кристаллосланец; 6 — амфиболит

снижение T_n . Это время приходится, как правило, на предутренние часы. В дневное время заведомо неблагоприятно положение Солнца, когда происходит нагрев подстилающей поверхности, при этом T_n возрастает, а исследуемый объект освещается «косыми» лучами и практически не нагревается. При высоком Солнце за счет нагрева увеличивается как T_o , так и T_n .

Более благоприятен для проведения спектральных исследований случай, противоположный первому, когда объект исследования освещается «прямыми» солнечными лу-

1. Основные диагностические полосы излучения в тепловом ИК-диапазоне пород по результатам полевых исследований (июнь 1991 г., Питкяранта)

Класс	Петрографическое описание класса	Центры диагностических полос, мкм					
		8,0—8,9	9,0—9,9	10,0—10,9	11,0—11,9	12,0—12,9	13,0—13,9
1	Амфибол-биотитовые кристаллосланцы средне- и крупнокристаллические, представленные биотитом 50—70 %; амфиболом 10—25 %; плагиоклазом 10 %; кварцем 10 % выветрелые обожженные (ожелезненные)	8,7	9,5	—	11,0	12,2	—
		8,3	9,9	—	—	12,0	13,0
2	Розовый пегматоидный гранит крупнокристаллический со слабо выраженной гнейсовидностью. Порода интенсивно трещиноватая с налетами на стенках трещин хлорита и гидроксидов железа. Состоит из микроклина 70—80 %; кварца 20—25 %; биотита 2—3 %	—	9,0	—	11,5	—	13,2
3	Серый пегматит и пегматоидный гранит массивные, однородные, без письменной структуры, состоящие из микроклина 70—75 %; кварца 20—25 % с эпидотом 50 %	—	9,0	—	—	—	13,2
		8,2	9,4	10,0	11,3	—	13,2
4	Розовый пегматит крупно- и гигантозернистый письменной структуры, иногда переходящий в пегматоидный гранит. Представлен кварцем 25—30 %; микроклином 60—70 % с повышенным содержанием биотита и флюорита ожелезненный	8,5	9,2	—	11,5	—	13,2
		8,3	9,2	—	11,7	—	—
		8,3	9,5	—	11,0	—	—
5	Жильный кварц белый, серый и темно-серый, состоящий из кварца 95 %; микроклина 0—5 %	8,5; 8,9	—	—	11,3	—	13,2
6	Редкометалльный розовый пегматит гигантозернистый без письменной структуры с микроклином 65—70 %; кварцем 25 %; мусковитом, лепидолитом 5—10 % с включением турмалина 30 %	8,4	9,1	—	—	—	13,2
		8,4; 8,8	—	—	11,5	—	—
7	Розовый гнейсогранит (свежий скол) с микроклином 65 %; кварцем 25 %; биотитом 10% ожелезненный выветрелый среднезернистый со слюдой с повышенным содержанием слюды	8,2	9,3	—	—	12,4	13,3
		8,5	9,2	—	11,5	—	13,2
		8,4	9,5	—	11,5	—	13,2
		8,4	9,8	—	11,5	—	—
8	Амфиболит с амфиболом 60 %; плагиоклазом 30 %; слюдой 10 %	8,2	9,5	—	—	12,0	—
9	Слюда (мусковит)	8,2	9,2	—	—	—	—

чами, а окружение, формирующее фоновую подсветку, «косыми».

При прочих равных условиях предпочтительнее выбирать участки с горизонтальной ориентацией. Наиболее благоприятна безоблачная погода, когда атмосфера наиболее холодная и безветренная. В этом случае минимизируется вклад конвективного теплообмена, выравнивающего температурные контрасты.

Зависимость спектральных характеристик горных пород от их вещественного состава позволяет в условиях хорошей обнаженности проводить в тепловом ИК-диапазоне их дифференциацию. На рис. 1 пред-

ставлены характерные спектры ряда горных пород карьеров Карелии (район г. Питкяранта), они получены в дневное время на участках горизонтальной ориентации. Чтобы лучше отличать спектры, их смещают по оси ординат (масштаб для ϵ_l указан в правой нижней части рисунка).

Как видно из рис. 1, каждая из пород имеет свой набор спектральных линий (резонансных колебательных стрелками), которые отмечены стрелками. Это минимумы излучательной способности и точки перегибов, «неразрешенные» прибором. Наиболее характерно для силикатных пород наличие в спектрах главного силикатного

2. Ранжировка пород по силикатному индексу, определяющему процентное содержание кремнезема

Класс	Тип породы	Значение силикатного индекса	Содержание SiO_2 , %
5	Кварц жильный	0,91	95
6	Редкометалльный розовый пегматит	0,96	72
7	Розовый гнейсогранит	0,97	70
3	Серый пегматит	1,0	68
4	Розовый пегматит	1,0	69
8	Амфиболит	1,01	55
1	Амфибол-биотитовый кристаллосланец	1,05	50

минимума в области 9 мкм, представляющего дублет из более узких линий, который закономерно смещается в длинноволновую часть спектра при снижении концентрации кремнезема в породе.

Качественная оценка присутствия того или иного минерала в породе может быть сделана по наличию характерных колебательных частот, приходящихся на резонансные минимумы излучения. Набор таких колебательных частот для ряда пород, полученный по результатам настоящих исследований, приведен в табл. 1.

Количественные оценки содержания того или иного минерала в породе проводятся на основе специальных критериев, использующих частотные и амплитудные характеристики спектров. Один из таких критериев — «силикатный индекс», применяемый для оценки содержания кремнезема в породе [4]. Он представляет собой межканальное отношение в спектре излучения пород в полосах 8—9 и 9—11 мкм $V_{\text{Si}} = \varepsilon_{8,9} / \varepsilon_{9,11}$.

Для определения содержания кремнезема в исследуемых объектах спектрометр был градуирован по ряду образцов горных пород с предварительно установленным содержанием SiO_2 , охватывающим диапазон от 50 до 95 %. Опираясь на данные градуировки, были определены значения V_{Si} и соответственно оценено содержание кремнезема в других породах (табл. 2).

В естественных обнажениях докембрийские породы обычно покрыты небольшой корочкой выветривания. Образующиеся в процессе выветривания серицит, хлорит, гидроксиды железа, пелитизированный полевой шпат обуславливают изменение спектральных характеристик пород. Типичные спектры излучения выветрелых пород представлены на рис. 2.

Сопоставление спектров измененных и выветрелых пород показывает:

при выветривании имеет место уширение основной силикатной полосы излучения,

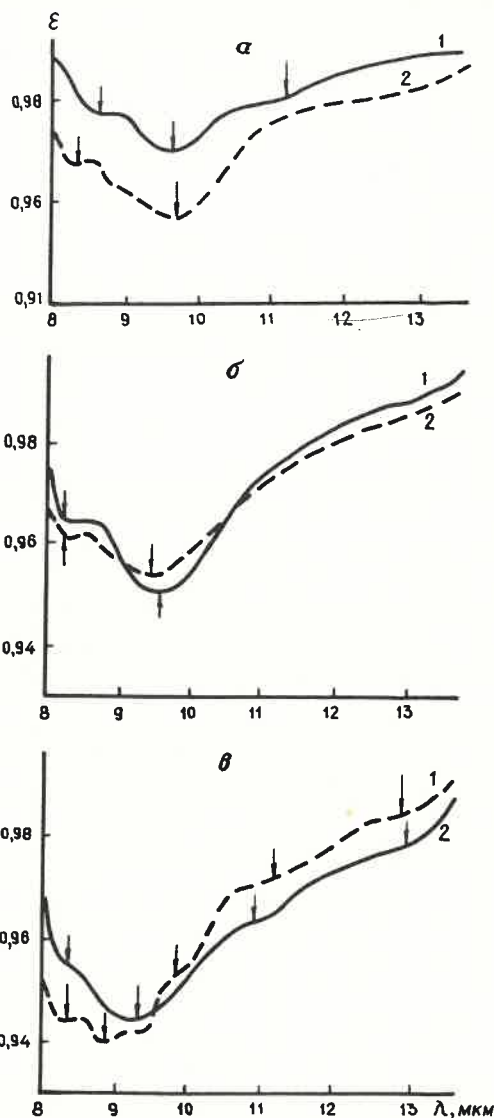


Рис. 2. Спектры излучения выветрелых и измененных пород:

а — амфибол-биотитовый кристаллосланец (1 — свежий скол; 2 — ожеженный выветрелый участок); б — розовый гнейсогранит (1 — свежий скол; 2 — участок, хлоритизированный по трещинам); в — разные участки розового пегматита письменной структуры (1 — сухой, 2 — мокрый участок с потеками ржавчины)

как, например, при хлоритизации розового гнейсогранита;

изменение интенсивности этой полосы, как в сторону ее снижения (амфибол-биотитовые сланцы), так и в сторону увеличения (розовый пегматит и розовый гнейсогранит);

подавление одних полос излучения и появление других. Так, у выветрелого амфибол-биотитового кристаллосланца исчезает полоса в области 11 мкм, соответствующая эпидоту, но появляется полоса 13 мкм, видимому, за счет амфибола, которая в

свежих сланцах отсутствует. Хлоритизация и серицитизация амфибола и биотита обуславливают смещение спектральных аномалий при 8,7 и 9,5 мкм соответственно к 8,3 и 9,9 мкм за счет расширения всей силикатной полосы излучения. Такая тенденция прослеживается у большинства исследованных пород.

Отмеченные изменения часто сопровождаются температурными аномалиями, поскольку различные участки пород могут находиться в неодинаковых условиях (по-разному нагреваются на солнце, различные условия фоновой подсветки, отличаются также по степени шероховатости излучающих поверхностей).

Таким образом, процессы выветривания горных пород приводят к существенным изменениям их спектральных зависимостей, заключающихся в изменениях колебательного спектра, что проявляется в уширении спектральных линий, их частотном смещении, а также появлении или исчезновении дополнительных излучательных полос.

Эпитермальные и другие изменения пород также обуславливают изменения в характере спектральных кривых. Анализ этих данных и сопоставление их с диагностическими полосами [2] показали, что даже небольшие по масштабам и интенсивности минеральные преобразования приводят к заметным изменениям в характере спектров пород (рис. 3).

В то же время следует отметить, что диагностические полосы многих минералов проявляются при определенных, довольно значительных содержаниях в породе. Не все полосы, отмеченные в [2], отражаются на приведенных кривых. Особенно трудно выделить относительно слабые диагностические полосы отражения в области главного силикатного минимума в диапазоне 8,8—10,5 мкм, образованного за счет наложения полос разной ширины многих породообразующих минералов.

Для некоторых минералов устанавливаются дополнительные, не отмеченные в [2], полосы отражения. Так у эпидотизированного гранита и эпидотсодержащего кристаллосланца отмечается полоса 8,2—8,3 мкм, соответствующая, вероятно, эпидоту.

Интересный, но пока труднообъяснимый факт, — смещение положения главного силикатного минимума в длинноволновую часть спектра при грейзенизации, эпидотизации и других изменениях пород.

В заключение следует сказать, что спектральные полевые исследования в тепловом ИК-диапазоне (8—14 мкм) — достаточно эффективный метод диагностирования пород и качественной оценки содержания тех или иных породообразующих минералов.

Амплитудные характеристики излучения

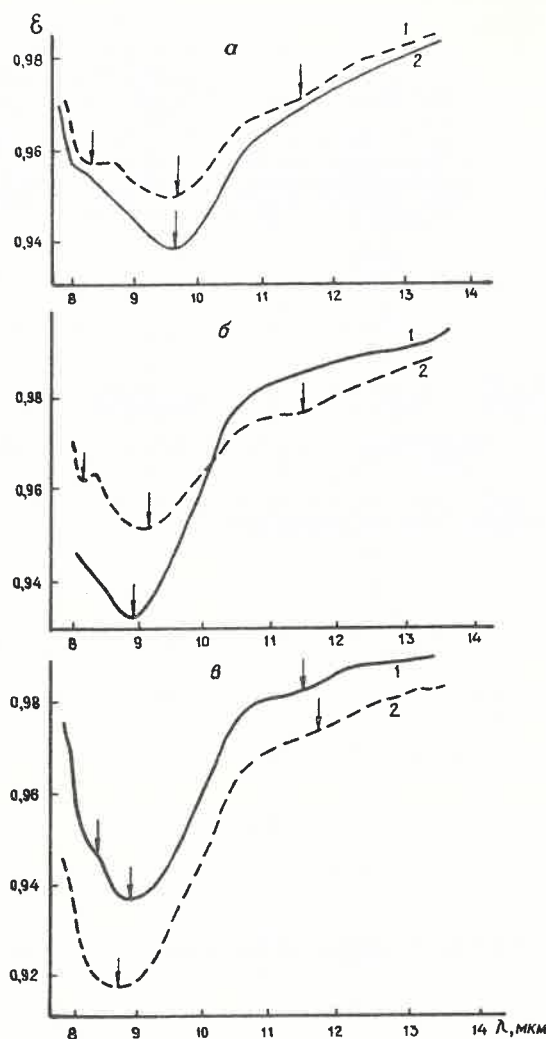


Рис. 3. Влияние минеральных включений на спектры излучения горных пород:

а — слюда в хлоритизированном гнейсограните (гранит: 1 — хлоритизированный; 2 — слюдизированный); б — эпидот в пегматоидном граните (эпидот: 1 — 10 %; 2 — 50 %); в — турмалин в редкометальном розовом пегматите (1 — с турмалином до 30 %; 2 — без турмалина)

в тепловом диапазоне в значительной степени зависят от условий освещенности и ориентировки исследуемой поверхности. При проведении измерений излучательной способности вертикальных поверхностей (стенок карьера) большое влияние на результаты оказывает фоновое излучение нагретых горизонтальных площадок, расположенных между прибором и исследуемым объектом. Наиболее благоприятны для проведения измерений на вертикальных стенках условия освещенности объекта прямыми лучами при низком стоянии Солнца, когда окружающая местность освещена косыми

лучами. При прочих равных условиях предпочтительнее наблюдать участки горизонтальной ориентации.

Как уже отмечалось, исследовались докембрийские полнокристаллические средние и крупнозернистые породы, в т. ч. затронутые процессами выветривания и эпитеpmальных изменений. Измерения излучательной способности пород и минералов проводились с помощью полевого теплового спектрометра ВНИИКАМ. Каждому типу породы характерен свой набор спектральных линий. Наиболее типичная черта спектральных кривых силикатных пород — наличие широкого силикатного минимума в области 9 мкм, который при понижении концентрации кремнезема в породе закономерно смещается в длинноволновую часть спектра. Эта закономерность использовалась для определения содержания кремнезема в породах.

В результате выветривания происходят расширение основной полосы излучения (главного силикатного минимума), изменение интенсивности этой полосы. Отмечаются подавление одних полос излучения и возникновение других. Расширение главного силикатного минимума в диапазоне 8,8—10,5 мкм обуславливает нивелирование особенностей спектров пород и затрудняет их диагностику.

Наблюдаемые в образцах минеральные преобразования пород (слабая грейзенизация, хлоритизация и др.) приводят к изменениям амплитуды и частот излучения пород. Вместе с тем, диагностические полосы многих минералов проявляются лишь при их значительной концентрации в породе.

В целом по спектрам излучения в тепло-

вом ИК-диапазоне возможно идентифицировать горные породы и отслеживать изменения в них, связанные с выветриванием и эпитеpmальными процессами. Возможности теплового ИК-диапазона в этом плане намного шире, чем применяемые в настоящее время (в основном за рубежом) аналогичные исследования в ближней ИК-зоне 2—2,4 мкм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бент О. Н. Геоэкология: концепция, тенденция, приоритеты // Сов. геология. 1992. № 1. С. 68—71.
2. Вохминцев А. Я., Третьякова Л. И., Марин Ю. Б. Отражательная лабораторная спектрометрия и дистанционные геологические исследования // Сов. геология. 1989. № 4. С. 94—102.
3. Демкина Л. В., Миронова Л. Р., Муралова С. Г. Спектральные и цветовые характеристики некоторых подстилающих поверхностей и источников освещения. Оптико-механическая промышленность. 1988. № 10. С. 58—62.
4. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли / Основы и методы дистанционных исследований в геологии / Пер. с нем. — М.: Мир. 1988.
5. Сурин В. Г. Спектральные исследования с помощью полевого спектрометра диапазона 8—14 мкм // Исследование Земли из космоса. 1992. № 2. С. 61—66.
6. Nerry F., Label J., Stoll M. P. Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared. // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95B. № 5. P. 7027—7054.
7. Salisbury J. W., Walter L. S., Vergo N. Mid — Infrared (2,1 — 25 μm) Spectra of minerals: First Edition. Open — File Report 87—263. Reston, Virginia, 1987.
8. Salisbury J. W., Walter L. S., D'Aria D. Mid — Infrared (2,5 to 13,5 μm) Spectra of Igneous rocks. Open — File Report 88—686. Reston, Virginia, 1988.
9. Spectral Reflectances of Natural Targets for USE in Remote Sensing Studies, Bowker D. E., Davis R. E., Myrick D. L., Stacy K. and Jones W. T. NASA Ref. Publication № 39, June, 1985.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

УДК 553.411 — (-925.19)

© Г. Б. Ганжа, Е. А. Зверева, 1994

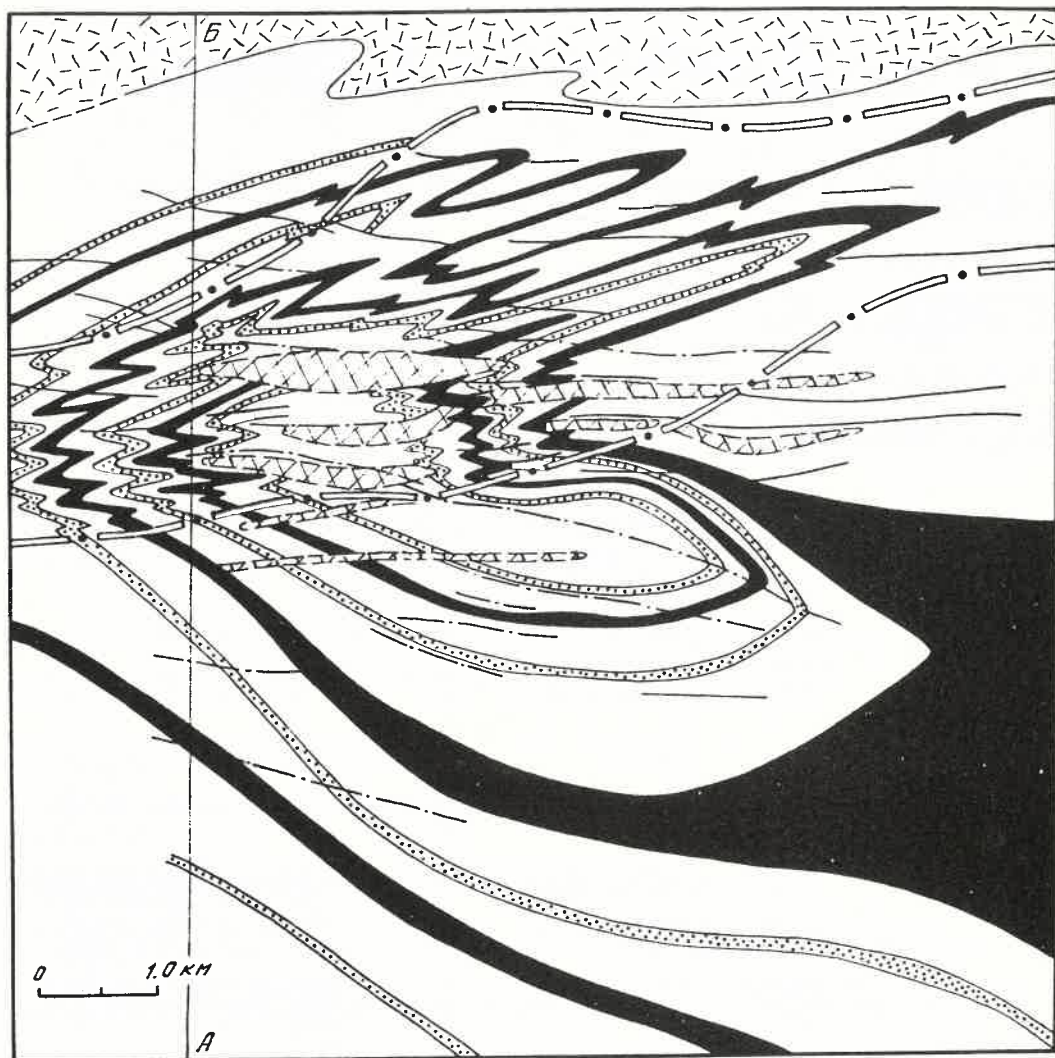
О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центральноколымском рудном районе

Г. Б. ГАНЖА, Е. А. ЗВЕРЕВА (ЦНИГРИ)

В пределах Яно-Колымской складчатой области, сложенной углеродсодержащими осадочными отложениями Верхоянского комплекса, распространено и достаточно изучено золотое оруденение разных типов: золото-кварцевое, — антимонитового, — вольфрамового и др. Основная часть золота известных в регионе проявлений имеет наложенный характер, тесно связана с кварцевой жильной и прожилковой минерализацией и отлагалась из гидротермальных растворов вместе с поздними сульфидами. Золотонос-

ные кварцевые жилы и штокверки обычно сопровождаются рассеянной вкрапленностью ранних тонкокристаллических сульфидов с повышенным содержанием металла.

В одном из регионов Яно-Колымской складчатой области, западной части Аян-Юряхского антиклинория, нами выявлен новый для Северо-Востока России тип золотого оруденения, локализованный в битуминизированных черных сланцах и не проявляющий пространственной связи ни с кварцевой, ни с сульфидной минерализацией.



Разрез по линии А-В

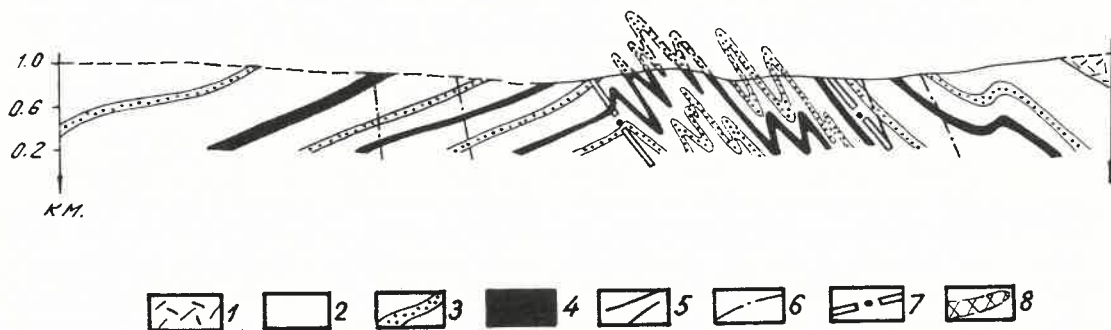


Рис. 1. Литолого-структурная схема перспективного участка золото-углеродистого проявления:

сланцы: 1 — туфогенные, 2 — глинистые с горизонтами, обогащенными пиритом, 3 — известкисто-глинистые, 4 — кремнисто-линистые; 5 — дайки; 6 — разрывные нарушения; 7 — граница Северо-Восточной зоны смятия; 8 — зоны жильно-прожилкового окварцевания

Детальное литолого-структурное и минерало-геохимическое картирование показало тесную связь выявленного оруденения с литологией и условиями динамометаморфизма углеродсодержащей толщи. Ниже коротко остановимся на этих вопросах.

Рудовмещающая толща верхнепермского возраста мощностью около 2 км представлена хемогенно-терригенными отложениями тасской свиты. Они характеризуются ритмичным переслаиванием глинистых, известковисто-глинистых, кремнисто-глинистых и глинистых пиритсодержащих сланцев и отличаются повышенной концентрацией рассеянного органического вещества (РОВ). Содержание $C_{орг}$ в осадочных породах тасской свиты (1,52%) более чем в 3 раза превышает фоновое его содержание (0,42%) в Верхоянском комплексе, (И. С. Чанышев, В. А. Степанов, И. А. Панычев, 1984).

Рассеянное органическое вещество, являясь постоянным компонентом всех литологических типов изученного разреза, характеризуется разнообразными формами выделения. Кроме микстинитовой органики, пигментирующей сланцы, отмечаются микровключения углистого вещества, битумов и графита. Установлена определенная закономерность в распределении выделенных разновидностей РОВ в пределах изученного региона, обусловленная неравномерным локальным динамометаморфизмом толщи.

Осадочные породы на рассматриваемом участке образуют симметричную антиклинальную складку второго порядка (Тенькинская антиклиналь) северо-западного простираения с пологими крыльями, осложненную продольными тектоническими нарушениями типа зон милонитизации, рассланцевания и смятия (рис. 1). Значительная часть разрывов выполнена дайками и золотоносными кварцевыми жилами и прожилками.

В северо-восточном крыле Тенькинской антиклинали нами выделена зона пликтивных деформаций восток-северо-восточного простираения мощностью до 3 км и протяженностью в несколько десятков километров. В пределах этой структуры развита сжатая антиклиналь, осложненная складчатостью высокого порядка. Геофизические исследования, проведенные в данном регионе сотрудниками ЦНИГРИ, подтвердили существование системы линейных складок восток-северо-восточного простираения. Зона смятия, выделенная нами в результате литологического, текстурно-структурного и минерало-геохимического микроанализа толщи, фиксируется в магнитном и естественном электрическом полях положительными аномалиями и резким увеличением дисперсии значений ρ_k .

Формирование Северо-Восточной зоны

смятия сопровождалось неравномерными динамометаморфическими преобразованиями рудовмещающей толщи, проявившимися в развитии текстур ложного кливажа, перераспределении и графитизации РОВ, серицитизации глинистых минералов, замещении сингенетического пирита пирротинном и раскристаллизации кремнистых пород. По совокупности наиболее интенсивного проявления этих признаков в пределах изученного региона выделены две зоны динамометаморфизма. В первой из них, охватывающей большую часть изученной территории и выходящей за ее пределы, указанные выше общие признаки проявлены весьма интенсивно, а среднее содержание $C_{орг}$ снижается на 30—50 % и составляет в графитизированных породах 1,11 % (40 проб). Для второй зоны характерны менее метаморфизованные разновидности РОВ — антраксолит, керит, асфальтит, низкотемпературные битумы и углистое вещество, измененное на стадиях антрацитового и каменноугольного. Сингенетичная сульфидная минерализация представлена рассеянным пылевидным пиритом и послойными скоплениями мельниковит-пирита. Все это свидетельствует о формировании ее в условиях несколько ослабленных геодинамических напряжений. Результатом неравномерного динамометаморфизма пород являются широкие вариации содержаний $C_{орг}$ в Северо-Восточной зоне смятия — от 0,80 до 2,96 %, что обусловлено интенсивным перераспределением РОВ в осадочной толще, сопровождающимся образованием комковидных, линзовидных и прожилковидных сегрегаций, часто в ассоциации с тонкозернистым кварцем. Наиболее интенсивно этот процесс проявился на пересечении Тенькинской антиклинали и Северо-Восточной зоны, где сформировались кварц-углеродистые метасоматиты. Средние содержания $C_{орг}$ в зоне ослабленного метаморфизма по данным 50 анализов — 1,56 %.

Ядро и северо-восточное крыло Тенькинской антиклинали также испытали значительные пликтивные деформации. Здесь сосредоточена основная часть золотоносных кварцевых жил и линейных штокерков, относящихся к наиболее распространенной в Яно-Колымской складчатой области золото-кварцевой формации. Эти образования отличаются от подобных им, локализованных в пределах известных в регионе месторождений, более низкими содержаниями золота, серебра и мышьяка в метакристаллах пирита и арсенопирита, отсутствием корреляции между этими элементами и интенсивной деформацией кварца, а также появлением вокруг кристаллов пирита и арсенопирита двухзональных оторочек кварца с разной ориентировкой зерен. Все эти признаки

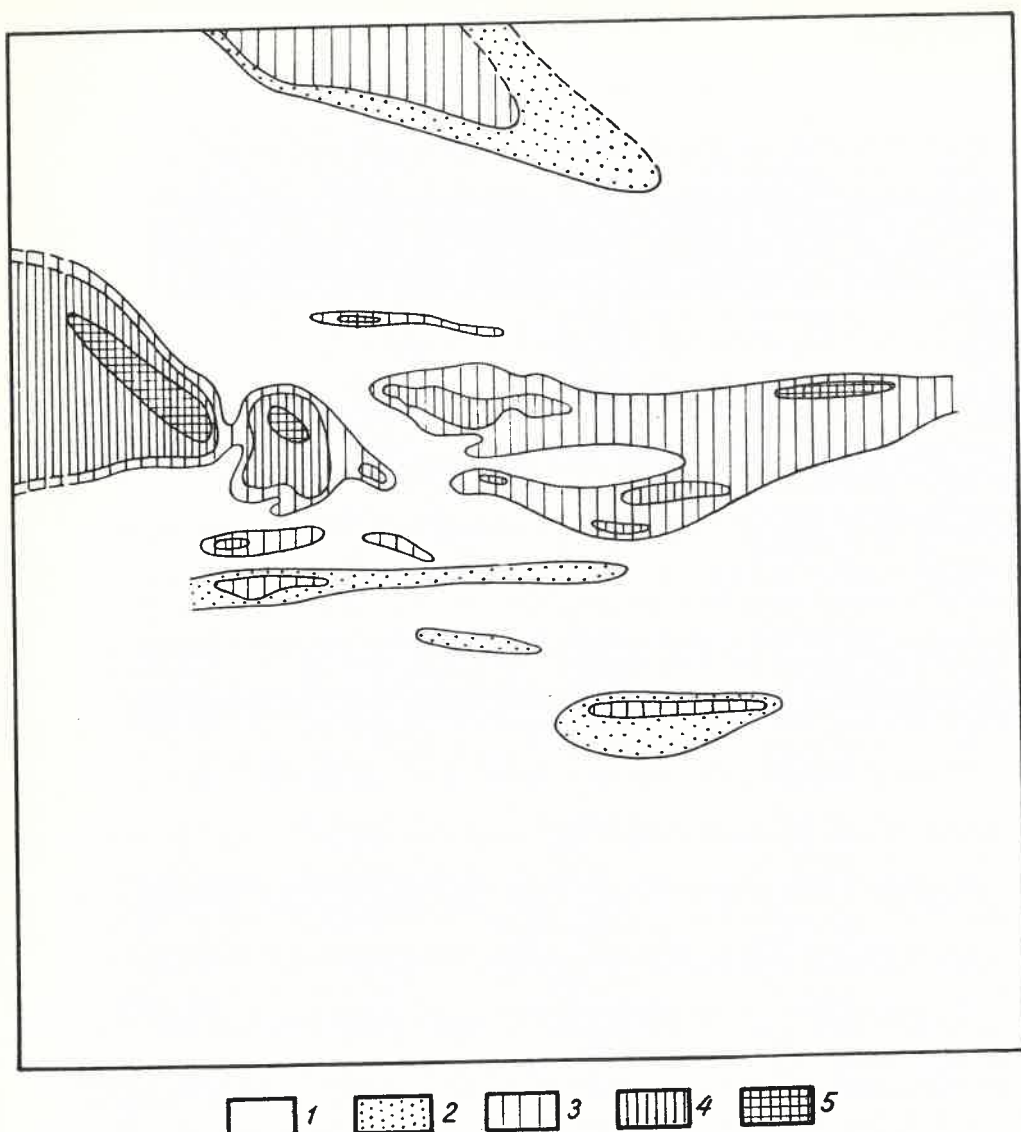


Рис. 2. Распределение содержаний золота в осадочных породах золото-углеродистого проявления:
содержания золота, г/т: 1 — не обнаружено; 2 — 0,001—0,01; 3 — 0,01—0,1; 4 — 0,1—1,0; 5 > 1,0

свидетельствуют о проявлении на данном участке еще одного этапа тектонических деформаций, последовавшего после формирования золото-кварцевых рудных тел и обусловленного становлением Северо-Восточной зоны смятия.

Выявленное нами золото-углеродистое проявление локализовано в пределах новообразованной структуры к западу от золотоносных жильно-прожилковых зон в кварц-углеродистых метасоматитах. Оно фиксируется высококонтрастными ореолами золота, развитыми на фоне мощных зон с резко пониженными содержаниями (ниже чувствительности пробирно-спектрального метода анализа). Морфология ореолов преимущественно изометричная. Содержание золота по данным про-

бирно-спектрального анализа 15 проб колеблется от 0,2 до 9,9 г/т (рис. 2).

Ореолы выщелачивания золота пространственно совпадают с зоной графитизации РОВ, т. е. с зоной интенсивного локального динамометаморфизма.

Сопоставление содержаний ряда элементов в сланцах тасской свиты, метаморфизованных в разной степени, основанное на результатах анализа 160 проб, показало следующее. В слабо измененных породах (зона антрацитової стадии метаморфизма углистого вещества) содержание золота составляет 7 мг/т, $C_{орг}$ — 1,56 %, а мышьяк обнаруживается фрагментарно и не коррелирует с золотом. Более измененные породы (зона графитизации РОВ) характеризуются

снижением содержаний золота и мышьяка до значений ниже чувствительности анализа, $C_{\text{орг}}$ — до 1,11 %. Различия в концентрациях свинца, цинка, меди и других элементов в рассматриваемых зонах незначимы.

Зона кварц-углеродистого метасоматоза в рассматриваемом проявлении имеет зональное строение: фронтальная ее часть характеризуется развитием битумов асфальтикеритовой группы, в ассоциации с кальцитом полностью замещающими метакристаллическую вкрапленность пирита и арсенопирита; в центральной части зоны нефтеподобные битумы, люминисцирующие в голубых тонах, образуют точечные линзовидно-прожилковидные выделения. Вне зоны кварц-углеродистого метасоматоза в Северо-Восточной структуре РОВ представлено обломками антраксолита и углистого вещества, характерными для осадочных пород Верхоянского комплекса в регионе. За пределами зоны пликтивных деформаций микровключения битумов и углистого вещества метаморфизованы до графита.

В золотоносных битуминизированных породах, несмотря на отсутствие корреляции золота с $C_{\text{орг}}$, выявлена приуроченность высоких его концентраций к метасоматитам с повышенным содержанием углерода. Как видно из таблицы, кварц-углеродистые метасоматиты в целом характеризуются низкими содержаниями серебра, мышьяка и серы сульфидной (за исключением мало-мощных горизонтов глинистых сланцев с послойными скоплениями мельниковит-пирита) и обычным набором сопутствующих элементов-примесей.

Таким образом, наиболее информативными элементами-индикаторами для выявления описываемого типа золотой минерализации являются только Au и $C_{\text{орг}}$.

Характерная особенность золотоносности кварц-углеродистых метасоматитов — приуроченность наиболее высоких концентраций золота к породам, содержащим низкотемпературные битумы. В зонах более высоких ступеней метаморфизма, где РОВ представлено графитом, антраксолитом и керит-асфальтитом, содержания золота значительно понижены. Детальные исследования золотосодержащих сланцев с помощью микроанализатора и сканирующего микроскопа* показали, что глинисто-слюдистое вещество породы, содержащее сингенетичное РОВ, характеризуется низкими и равномерными содержаниями золота, незначительное их повышение отмечается в акцессорных апатитах, тогда как максимальные концентрации золота приурочены к нефте-

подобным битумам (сотни граммов на тонну). На данной стадии исследований форма выделения золота осталась неизвестной. Установлено только, что часть его представлена высокопробным самородным золотом комковидной формы размером от 1 до 10 мкм, заключенным внутри гнездовидных выделений битума. Результаты сканирования по профилю битумного выделения показали зонально-концентрическое распределение золота: максимальные его концентрации приурочены к центральной части гнезда и достигают 244—629 г/т, к периферии содержание металла снижается до уровня ниже чувствительности анализа, и здесь появляются значимые содержания серебра. Полученная нами картина распределения золота и серебра в низкотемпературных битумах, вероятно, является результатом изменения состава битумного выделения.

Таким образом, рассматриваемое золото-углеродистое проявление формировалось в специфической структурной обстановке. Здесь после образования золотоносных жильно-прожилковых зон произошла перестройка тектонического режима с изменением типа структур от открытых к сжатым. На этом этапе образовалась сжатая антиклинальная структура восток-северо-восточного простирания, осложненная складками нагнетания. Развитие зоны смятия сопровождалось локальным динамометаморфизмом толщи, результатом которого является активная направленная миграция подвижных компонентов РОВ, золота и мышьяка из зон «выжимания» в зону «нагнетания». Углефикация РОВ, наблюдающаяся в метаморфизованных породах, сопровождалась отрывом простейших молекул и выделением тепла. Поэтому образовались флюиды, состоящие из H_2O , CO_2 , SO_2 , газообразных и жидких углеводородов. Золото могло мигрировать в виде металлоорганических соединений из зон повышенных давлений и температур и накапливаться на восстановительных барьерах с образованием промышленных концентраций. Укрупнению и выделению золота в самородной форме способствовал тепловой поток вдоль зоны высокой проницаемости, возникшей на пересечении Тенькинской антиклинали и Северо-Восточной структуры. На поверхности тепловой поток проявился в виде изометричной контрастной аномалии бора, связанной с турмалинизацией рудовмещающей толщи.

Приведенный фактический материал отчетливо показывает тесную связь становления золотой минерализации рассматриваемого типа с процессом соскладчатого динамометаморфизма. Близкий характер миграции золота и подвижных компонентов РОВ, накопление металла в битуминизированных

* Исследования проводились в Киевском отделе-нии ИГФМ.

Распределение химических элементов в золотосодержащих и битуминизированных осадочных породах

Сланцы	C _{орг} , %	S _{общ} , %	Au, г/т	Элементы, n10 ⁻³ , %									Число проб
				Cu	Ag	Pb	Ni	Zn	Co	Mo	As		
Au 0,1—1,0 г/т													
Глинистые	1,70	0,02	0,38	0,5	0,005	1,9	2,0	10,9	2,0	0,07	5,7	7	
Известковисто-глинистые	1,48	0,02	0,66	0,7	0,003	1,0	1,3	6,0	1,1	0,08	He обн.	3	
Глинистые пиритсодержащие	2,20	0,12	0,35	1,0	0,01	1,2	1,5	9,0	0,7	0,08	2,5	2	
Кремнисто-глинистые	1,23	0,06	0,5	0,9	0,004	1,5	1,7	8,5	1,2	0,08	He обн.	4	
Au > 1,0 г/т													
Глинистые	1,85	<0,02	4,7	1,0	0,004	1,3	2,0	8,0	1,2	0,08	2,0	5	
Известковисто-глинистые	2,40	<0,02	2,8	1,0	0,003	0,8	2,0	15,0	1,2	0,04	He обн.	2	
Глинистые пиритсодержащие	2,25	8,61	11,4	4,0	0,3	20,0	6,0	20,0	4,0	0,6	40,0	1	
Кремнисто-глинистые	2,0	<0,02	2,2	1,0	0,004	2,0	3,0	20,0	0,8	0,1	He обн.	1	

породах и связь этих процессов с локальным динамометаморфизмом осадочной толщи позволяют отнести данное проявление золота к метаморфогенной золото-углеродистой формации. Источниками золота для этого типа минерализации, по-видимому, послужили как осадочные породы, так и золотоносная пирит-арсенопиритовая ассоциация кварцевых штоков. Относительное значение каждого из этих источников в формировании метаморфогенной золотой минерализации неясно. Однако, учитывая ее пространственную сопряженность с жильно-прожилковыми зонами, можно предположить, что роль последних в образовании промышленных концентраций металла в кварц-углеродистых метасоматитах была преобладающей.

Выделение нами нового типа золотого оруденения указывает на необходимость переоценки перспектив золотоносности терри-

тории Яно-Колымской складчатой области. Основная задача при этом состоит в обнаружении участков с признаками золото-углеродистой минерализации, к которым относятся развитие зон пликтивных деформаций в области распространения черносланцевой толщи, а в их пределах — наличие высококонтрастных положительных ореолов золота и углерода, сопряженных с зонами их выноса.

Дальнейшее изучение золото-углеродистого проявления в черносланцевом комплексе Яно-Колымской складчатой области позволит не только расширить перспективы золотоносности региона, но и уточнить существующие представления о природе рудных концентраций золота в углеродсодержащих осадочных формациях.

Принята редколлегией 28 июня 1993 г.

Вечера в лесной избушке*

Г. М. МЕЙТУВ (ИМГРЭ)

Рассказ о вышедшей книге не будет полным без некоторых сведений об авторе. Иван Прокопьевич Шарапов, родившийся в 1907 г, доктор геолого-минералогических наук, известный специалист в области разведки и подсчета запасов месторождений полезных ископаемых, в том числе редких и рассеянных элементов. Он один из первых начал разработку и внедрение в геологию прогрессивных методов математики, логики, системного анализа. И. В. Шарапов — человек независимый, активно нетерпимый ко всем проявлениям лжи и несправедливости, прошел тяжелый жизненный путь. На его судьбе отразились и годы заключения, и всяческие ограничения в занятиях наукой и преподавании в высшей школе. Однако Иван Прокопьевич также деятелен, смел и принципиален, хотя находится в настоящее время в преклонном возрасте.

Книга И. П. Шарапова представляет собой художественно обработанные записи автора, сделанные в геологической экспедиции в 1939 г. Глубокой якутской осенью отряд геологов застрял в таежной глуши и встал на вынужденную зимовку, коротая длинные зимние вечера у горячей печки. Семь участников (рабочие, проводник, ИТР), 16 вечеров, 12 рассказов. В каждом своя тема, свой язык изложения, свои проблемы и образы. Все вместе — несомненное художественное произведение. Несмотря на

кажущуюся мозаику повествования, в целом передается общий дух времени 30-х годов: первые экспедиции, жизнь города и деревни, ГУЛАГ, строительство социализма.

Интересны страницы, рассказывающие, как выжить в экстремальных условиях Сибирской зимней тайги, в частности, как построить первое жилище, добыть огонь, не имея спичек, еду (масло, дрожжи, заварку), чернила, поймать зверя, птицу и др.

Необычайно интересен рассказ автора, тогда еще молодого специалиста, энтузиаста-коммуниста о письме М. Горькому в Италию, полное сомнений в правильности «всепобеждающего учения» и окружающей действительности, резко контрастирующей с этим учением. Ответ на это письмо был грубый и угрожающий, никак не устраняющий сомнений молодого человека ищущего справедливости. Данное письмо — не художественный вымысел, а действительная история, приключившаяся с автором, подтвержденная документально.

Рекомендую прочитать эту книгу старого геолога всем. Она открывает мир путешествий, природы и правды жизни.

Хочется пожелать Ивану Прокопьевичу здоровья и дальнейших успехов на новом для него литературно-художественном поприще.

© Г. М. Мейтув, 1994

* Шарапов И. П. Вечера в лесной избушке. Осташково: Селигер, 1992.

CONTENTS

METALS AND NON-METALS

- Serokurov Yu. N., Kalmykov V. D.*
Factors of control over provinces, subprovinces and
areas of diamondiferous rocks occurrence 3

- Solovyov S. G.*
Monzonitoid associations of polymetallic-tungsten
deposits of Southern Tien-Shan 8

- Bagdasarov Yu. A.*
Ingiliisko-Algaminski ore knot of Eastern Aldan 18

- Isakov V. M., Rogachev A. M.*
Okinski ultrabasite-basite complex of Eastern
Sayan 29

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Khudolei K. M.*
Biogeography of the Earth in Early Yurassic period 36

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Ufimtsev G. F.*
Seismicity and structure of Baikal rift 44
Greenon A. S., Magid M. Sh., Milshtein D. M.

- Depth structure of North-Western part of Siberian
platform 49
Avetisov G. P., Ashikhmina E. A., Guseva Yu. B.
Structure of Ust-Lenski trough in Laptev sea 56

DISCUSSION

- Kubrakov V. M.*
Formation of dispersion flows and methodology of
prospecting 62

BRIEF INFORMATION

- Surin V. G., Ladner G. A.*
Opportunities of infra-red scope for remote
diagnostics of rocks 66
Ganzha G. B., Zvereva E. A.
On a new type of gold-carbonaceous mineralisation
in Central Kolymski ore district 71

BOOK REVIEWS

- Meituv G. M.*
Evenings in a forest hut