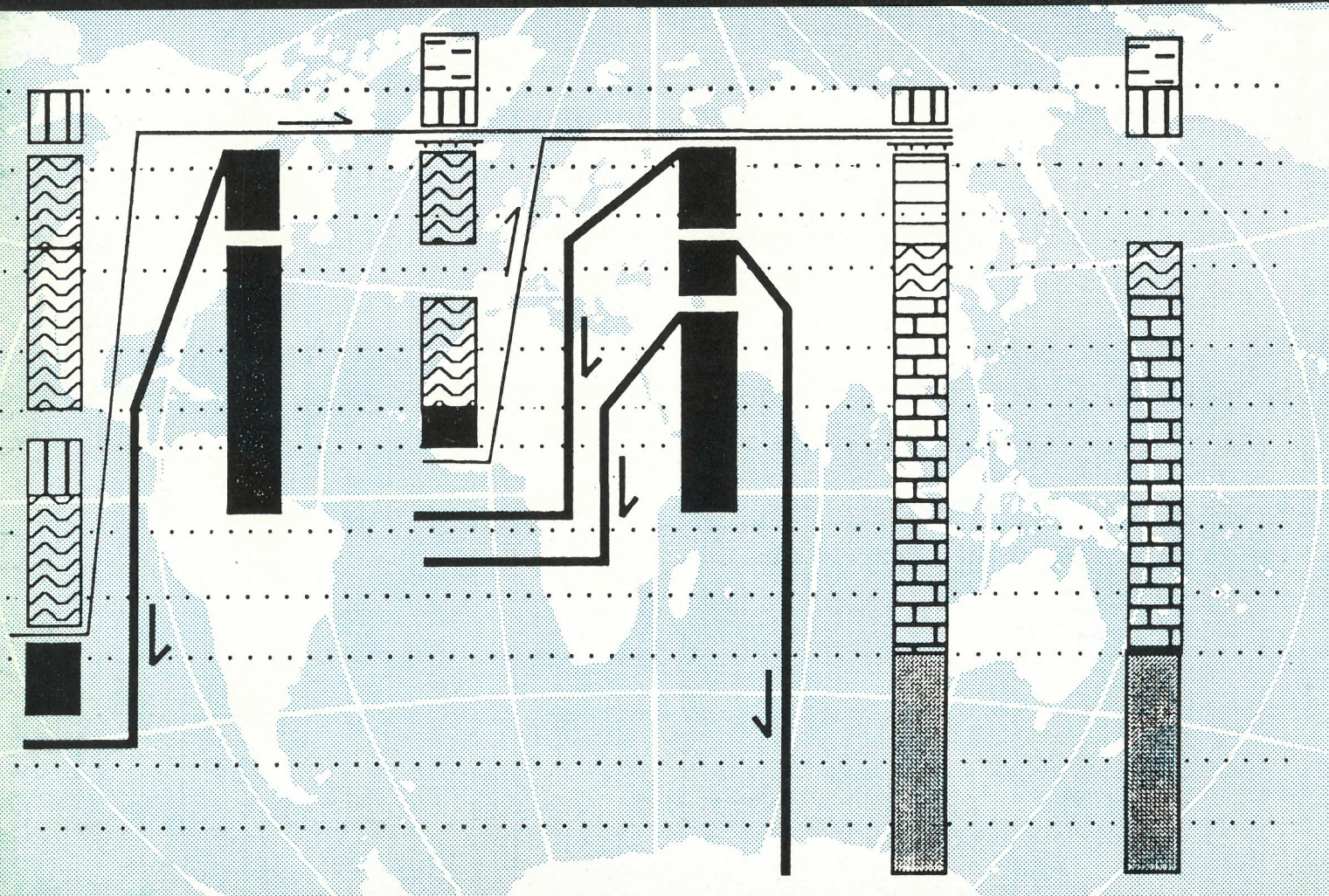


Отечественная Геология



II/1997

ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

II/1997

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора),
В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), *М. В. Ро-*
гачева (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного ре-
дактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов*
(председатель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,*
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межелов-
ский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
В. С. Сурков, В. А. Ярмолюк

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Антощенко-Оленев И.В.

Возможности и ограничения геологического дешифрирования

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Костерев Н.Ф., Рязанцева М.Д., Раткин В.В., Ханчук А.И., Голозубов В.В., Письменов С.В.

Геодинамика и металлогения территории Приморского края

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.

Перспективы поисков нефти и газа в центральных районах Русской равнины

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лапин А.В.

Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов

Константинов М.М.

Оксидно-сульфидные ассоциации крупных золоторудных месторождений

Каждан А.Б., Пахомов В.И.

Региональный тренд-анализ признаков рудоносности для оценки перспектив эндогенного оруденения Русской платформы

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Чибрикова Е.В.

Возраст и расчленение зилаирских отложений Урала

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Погадаев С.В., Плотникова Н.Ю.

Латеральная изменчивость физических свойств пород соляной и надсоляной толщ Соликамской впадины Предуральского прогиба

Волкова И.Б.

Новый вклад в петрологию углей

Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Р.Л.

Чарашский комплекс — петротип формации высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Полякова В.А., Докучаева В.С., Расположенский Ю.А.

Новые данные о глубинном строении Центрально-Кольского района по результатам геофизических исследований и структурно-поискового бурения

Филатова В.Т.

Особенности глубинного строения Федорово-Панского интрузива по результатам анализа гравитационного поля

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В.

Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса

60-летие Анатолия Александровича Шпака

300-ЛЕТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

О чем писал наш журнал

Редакция: Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева
Компьютерный набор В.К.Комарова
Верстка и оригинал-макет П.А.Сандомирский

Сдано в набор 15.10.97. Подписано в печать 05.12.97. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Возможности и ограничения геологического дешифрирования

И.В.АНТОЩЕНКО-ОЛЕНЕВ

Долгие годы геологические модели (карты, планы, разрезы и т.д.) основывались на информации, полученной только при контактных исследованиях. Модели оказывались тем достоверней, чем меньшую роль при их построении отводили интерполяции и экстраполяции. Однако избежать последних при построении геологических карт на основе данных наблюдений в маршрутах, документации горных выработок, буровых скважин и т.д. практически невозможно. С появлением аэрофотографий в какой-то степени, что зависело от характера геологических объектов и степени проявления их в структуре поверхности, растительного покрова, достигались большие непрерывность наблюдений и повышение адекватности геологических карт геологическому строению картируемых территорий. В настоящее время кроме аэрофотоснимков и построенных фотограмметрическим способом топографических карт в руках геологов оказались материалы других видов аэро- и космических съемок. Геологическое дешифрирование яркостных моделей местности и структуры (рельефа) земной поверхности теперь составляет вспомогательные методы и методические приемы геологического картирования.

Возможно, говорить о достоинстве и недостатках этих методов и методических приемов было бы убедительней при рассмотрении конкретных публикаций, однако это непосильная и неинтересная работа. Публикации чаще всего оригинальны постольку, поскольку меняются описываемые районы. Их число очень велико. Например, только в одном из библиографических указателей, объемом около 5 печатных листов, перечислено более 800 работ о дистанционных исследованиях, опубликованных за 1984—1987 гг. [18]. Поэтому разговор может идти только об общих принципах.

Свойства яркостных моделей и методические приемы дешифрирования. Информация, полученная с помощью систем дистанционного зондирования, регистрирующих отраженное или собственное электромагнитное излучение (ЭМИ) земной поверхности и объектов на ней, обычно в руки геологов попадает в виде полутоновых черно-белых или цветных изображений. Характеристики многих из этих систем [6, 9 и др.], а также результаты исследований оптических свойств растительных ценозов, почв, горных пород неоднократно публиковались. Известны части спектра ЭМИ, которые лучше использовать для идентификации различных объектов земной поверхности. Многие физико-механические, водно-физические и другие свойства горных пород и их массивов были изучены гораздо раньше, чем пришла идея использовать их при дистанционном зондировании земной поверхности. И результаты всех этих исследований позволяют сделать два очень важных для оценки возможностей дистанционных методов в геологических исследованиях выводы.

1. Яркостные модели земной поверхности в любой части спектра ЭМИ формируются под влиянием

многих факторов на отраженный или собственный сигнал. Все характеристики яркостных моделей отраженного излучения определены структурой земной поверхности, шероховатостью ее элементарных частей, зависящей от характера растительности, формы и размеров обломков на поверхности, влажности почвогрунтов, их механического состава, глубины залегания зеркала грунтовых вод и т.д.

2. Отраженные сигналы формируются собственно на поверхности почвогрунтов и в слое субстрата мощностью от долей миллиметров (в видимой части спектра мощность оптически активного слоя составляет для связного песка 1,2 мм, легкого суглинка 0,46 мм, тяжелосуглинистой почвы (горизонт А) 0,24 мм, монокристалла олигоклаза — 5 мм) [19] до нескольких метров (в сухих песчаных грунтах — зона аэрации — радиоволны отражаются от погребенных «поверхностей» кровли влажных грунтов, монолита горных пород и т.д.). На яркостной модели, полученной в результате радиолокационной съемки, изменения яркости одновременно зависят от изменений влажности, электропроводности, плотности субстрата, шероховатости поверхности, микрорельефа, распределения форм мезо- и макрорельефа (углы поверхности, радиотени). Яркостные модели в инфракрасной области спектра, характеризующие распределение тепловых неоднородностей на земной поверхности, обусловленных действием солнечного теплового излучения, отражают распределение форм мезо- и макрорельефа, экспозицию их склонов, теплопроводность и теплоемкость субстрата. Эти модели характеризуют только слой суточных колебаний температур (первые десятки сантиметров от поверхности). Конечно, это не относится к зонам, проводящим аномально эндогенное тепло к поверхности. Например, места излияний лав. В видимом диапазоне ЭМИ водная среда прозрачна для наблюдений из космоса дна до глубин 60—70 м (гладкая водная поверхность, прозрачная вода), но обычно не превышает 20 м [17].

Наиболее благоприятны для дешифрирования фотографические яркостные картины поверхности Земли. Но и их пригодность для дешифрирования зависит от ряда факторов. Одни из них определяют структурно-текстурную основу яркостных картин местности (рельеф поверхности, распределение на местности типов растительности), другие — на время усложняют рисунок основы и меняют яркостные характеристики их постоянных и временных элементов в течение года (сезонные аспекты местности), суток, часов (положение Солнца, выпадение дождей и т.д.). Элементы рельефа возникли в результате взаимодействия геологической среды с внешними средами. Геологическая среда «консервативна», и структура поверхности предопределена распределением выходов геологических неоднородностей, процессов внутри среды, деформирующих земную поверхность. В зависимости от условий поверхности в рельефе проявляются неоднородности, обусловлен-

ные разными наборами ее свойств. С этими связаны и изменения геологической дешифрируемости [1, 2]. В рельефе могут распознаваться выходы тех объектов — частей простых горно-породных — тел, отдельных простых тел или их совокупностей — сложных геологических тел, которые в данных условиях различаются денудационной и эрозионной устойчивостью, степенью и типом анизотропии распределения этих свойств. Рельеф фронта выветривания на литифицированных, кристаллических породах влияет на структуру однородного растительного покрова, выражаясь в определенном размещении растений с разной развитостью вегетативных органов. Поскольку растения — геоиндикаторы горных пород, оруденения редко доминируют в растительном покрове, то их роль при дистанционных исследованиях невелика. Важно исследовать структуру однородного растительного покрова и проанализировать выявленные рисунки, которые обусловлены неравномерностью распределения тел или их частей, неодинаково реагирующих на выветривание в определенных климатических условиях. При распознавании объектов-индикаторов важно иметь возможность рассматривать фотографические модели местности с получением стереоэффекта.

Различия в характере яркостных моделей местности определяют и подход к дешифрированию. На фотографии зарегистрирована неразрывная в пределах площади обзора яркостная картина местности в центральной проекции. Когда на такой модели отображены отдельные объекты и их группы, сочетания, можно говорить об опознании объектов-индикаторов и распознавания с их помощью дешифрируемых геологических объектов. Этот вид моделей не противоречит нашему опыту зрительного восприятия мира, основанному на двумерных образах — плоских фигурах, «рисуемых» светом на сетчатке глаза. Благодаря светотени, перспективе, стереоскопической диспаратности и т.д. мы воспринимаем объемность и глубину [16]. При интерпретации формы по светотени мы опираемся на знания об объектах поверхности, а т.к. на изображении они реально отражены и опознаваемы, то дешифрирование основано на оценках распределения, морфометрических параметрах реальных элементов земной поверхности и их связях с дешифрируемыми объектами. Связи же индикаторов и демаскируемых ими объектов всегда вероятностны и чем строже, определенной они оценены, тем достоверней результат дешифрирования.

Если на фотографии зарегистрирована неразрывная картина местности, то другие типы яркостных картин местности составлены дискретными элементами. Поэтому при высоком разрешении на местности фотографии из космоса могут достаточно уверенно дешифрироваться. Однако по своим геометрическим качествам они приближаются к ортофотоснимкам, и дешифровщик лишен возможности использовать стереоэффект (только крупные и достаточно контрастные формы рельефа вносят в изображение довольно ясные искажения за рельеф) при дешифрировании. При использовании космических снимков среднего и низкого разрешения на местности надо учитывать, что такие яркостные модели упрощены, и причины пространственных изменений яркостных характеристик в разных частях моделей однозначно необъяснимы. Трудно выделить из массы элементов изображения, значимые для геологического дешифрирования. Поэтому дешифрирова-

ние таких снимков как хорошо определенная задача [20] не может ориентироваться на анализ полутонового изображения только формальными приемами. Ему должно предшествовать распознавание и выделение элементов поверхности, крупных объектов на ней, которые полезны при геологическом дешифрировании. Необходима информация и с других достоверно известных естественных и антропогенных границ разной природы. Это помогает устранять неоднозначность восприятия элементов изображения. Знание об искомым объектах, явлениях может быть рационально использовано только при анализе элементов, полезных для их выделения. В остальных случаях профессиональная установка [1] на форму объекта определяет результат игры воображения. Подобное довольно часто случалось при анализе полутоновых изображений земной поверхности в районах с плохой геологической дешифрируемостью: мало полезных для дешифрирования элементов. И даже не обязательно с плохой дешифрируемостью, это происходило и при работе со снимками территорий с простым геологическим строением. Здесь реальные геологические границы редки, а природных границ других видов много, что делает яркостную модель местности довольно сложной. Воображение от этого рисует более сложные, чем реально существующие «геологические» картины.

Все нефототрафические — модели, простые элементы которых характеризуют среднюю «яркость» поверхности со всеми объектами на ней, которые целиком или частью попали в площадь пятна сканирующего «пучка лучей». Размеры этого пятна и характеризуют разрешение на местности системы, регистрирующей ЭМИ. Такая яркостная картина местности является мозаикой и не может передавать образы множества объектов на поверхности, которые меньше размера пятна или соразмерны с ним. Происходящее осреднение «яркости» сглаживает многие неконтрастные границы, передавая с искажением контрастные. В лучшем случае при геологическом дешифрировании индикация основывается на ландшафтных признаках, хотя наземный ландшафт является нестационарным излучателем как по поверхности, так и во времени [9].

Эти различия свойств яркостных моделей и поиски приемов дешифрирования геологических объектов привели к возникновению трех разных методов дешифрирования (с множеством вариантов их исполнения и обоснования методических приемов): геоиндикационный, ландшафтно-индикационный, контрастно-аналоговый. При первом и втором должны анализироваться объекты-индикаторы, демаскирующие расположение и структуру геологических тел. Эти методы требуют хороших знаний связей между видимыми и опознаваемыми элементами наземного ландшафта и элементами субстрата, которые часто непосредственно не влияли на формирование яркостной картины. Эти методы в некоторых вариантах излишне усложнены, требуя вовлечения в анализ массы сведений, в принципе немых для индикации геологических объектов. Кроме того, в традиции закрепилось стремление описывать дешифрируемые объекты теми же признаками-свойствами, что характеризуют их при контактных исследованиях и которые не могут быть получены дистанционно. Оба эти метода отвечают понятию дешифрирование: обнаруживаются и распознаются некие видимые объекты поверхности, которые демаскируют геологические и позволяют дать последним опре-

деленные качественные и количественные характеристики [2].

Контрастно-аналоговый метод (КАМ) зародился (еще не имея собственного названия) в геоиндикационном, когда дешифровщики, особенно работавшие в районах с хорошей дешифрируемостью, ушли от анализа сути объектов-индикаторов и удовлетворились анализом рисунка ландшафта. Это позволило им получать неплохие результаты, т.к. реальные пятна, линии вследствие хорошей видимости подчинили воображение логике естественного рисунка. По сути, КАМ трудно считать методом дешифрирования, т.к. ничего, кроме геологической интерпретации рисунка, он не несет. Поэтому в тех случаях, когда элементы яркостной модели нечетки, неоднозначно читаются (особенно на космических снимках), когда район характеризуется плохой геологической дешифрируемостью или имеет простое геологическое строение, результаты работы КАМ бывают совершенно неадекватны реальной геологической картине. Вообще же геометрия ландшафта анализируется в любом методе, но только в КАМ некоторый рисунок может априорно считаться отражением геологических объектов.

Гипотезы или мифы? «... с использованием космических методов появилась возможность изучения нового класса геологических объектов, размеры которых достигают несколько сотен и тысяч километров, в том числе объектов, находящихся на значительных глубинах. Можно с уверенностью сказать, что геологическая информация, снимаемая с космических снимков, в ряде случаев уникальна и не может быть получена другими известными геологическими и геофизическими методами» [14, с. 48]. Если исходить из сути регистрируемых сигналов, формирующих яркостные картины местности, — они несут информацию о слое толщиной от долей миллиметров — первых метров (суша) до десятков метров (водоемы), ориентировке элементов поверхности относительно источника излучения. Эти данные проверяемы. Достаточно проанализировать яркостные картины с большим разрешением, позволяющие опознать те объекты поверхности, что привели к формированию неких элементов изображения, что связывают с загадочными «геологическими» объектами крупных размеров и проявлениями влияния на поверхность «глубинных» объектов. Причины яркостных аномалий могут быть связаны только с явлениями, процессами на поверхности Земли, изменениями ее структуры (рельефа), растительного покрова, почв, хотя, вероятно, спровоцированными эндогенными. Эти аномалии могут демаскировать геологические объекты или процессы в геологической среде или процессы на ее границе с другими средами. Говоря же об «уникальности» информации, можно допустить, что она уникальна тем, что легко привлекла внимание исследователя, который не пытался целеустремленно найти нечто подобное, анализируя модели. Цитата, приведенная выше, является иллюстрацией мифологического мышления. Положения гипотезы должны удовлетворять условию принципиальной проверяемости, т.е. они должны обладать свойствами опровержения и подтверждения, что авторами по сути отрицается.

Вероятно, термины фотообъект, фотогеологический объект, космогеологический объект появились вследствие того, что на космических снимках очень часто не удается индентифицировать участки полутонных изображений, хотя какие-то линии, пятна могут уве-

ренно прорисовываться разными наблюдателями. Поэтому и понятия, объединенные этими терминами, строго не определены. Рассмотрим как пример легенду опубликованной в 1978 г. «Космофототектонической карты Арало-Каспийского региона» [12]. Легенда является классификацией картируемых объектов по какому-то основанию. Каждый символ легенды обозначает объекты, обособленные по признаку, выделяющему их среди других. «Ландшафт географический — ... — генетически единая территория с однотипным рельефом, геологическим строением, климатом, общим характером поверхностных и подземных вод, закономерным сочетанием почв, растительных и животных сообществ» [7, с. 385]. Под ориентированными элементами ландшафта, упоминаемыми в легенде, могут пониматься как любой из перечисленных элементов, так и их совокупности. Линеаменты, выраженные ориентированными формами рельефа — это частный случай линеаментов, выраженных ориентированными элементами ландшафтов. Любой объект обязательно каким-то образом ориентирован в пространстве, а координаты его могут быть определены в любой системе от любой точки пространства. То есть указание на то, что элементы ландшафта ориентированы без указания относительно чего и как, не несет определенной информации. Ясно, что часть геологических (тектонических) объектов выделена по элементам ландшафта. Другая группа геологических объектов будто бы не связана с ландшафтом. Линеаменты четкие и протяженные, линеаменты ограниченной протяженности выделены по длине и четкости. В легенде еще говорится о зонах линеаментов, которые выделены по: 1) резкому изменению рисунка фотоизображения; 2) полосам (?) без резкой смены фотоизображения; 3) «зоны линеаментов, разделяющие участки с разным фотоизображением». Учитывая, что участки с разным фотоизображением могут отличаться по рисунку, меняющемуся резко или постепенно, с разными градиентами изменения того или иного компонента изображения, нужно сказать, что третий пункт включает и два первых. Итак, вторая группа объектов была установлена без учета их связи с какими-то объектами на местности. Но объекты первой группы, выраженные в ландшафте, были обнаружены на фотоизображении, т.е. они тоже как-то выражены и в плотности фототона, характере фоторисунка и т.д. Принятое в легенде разделение линеаментов и их зон (а это основное содержание карты) бессмысленно, хотя при «геологической» интерпретации каждому знаку легенды придается вполне определенная смысловая нагрузка... Это тот случай, когда дешифрирования не было, а была прорисовка неких участков космического фотоизображения, различающихся текстурой, структурой, плотностью фототона. Классификация не была главной целью работы, ею являлась «геологическая» интерпретация получившегося рисунка. В подтверждение этому приведем краткое описание карты. Вдоль границы между Прикаспийской низменностью и Ергенями, Приволжской возвышенностью, Общим Сыртом показан знак сближенных линеаментов. Линеамент, соответствующий крупному разлому в пределах блоков платформенных областей и выраженный ориентированными формами рельефа, приведен в долине Волги. Также обозначены границы дельты Волги и Кумы. Линеаменту, выраженному ориентированными элементами ландшафта и соответствующему региональному разлому на границе крупных тектони-

ческих блоков, отвечает долина р. Урал. Река Кушум — одно из бывших русел Урала на Прикаспийской низменности — обозначена линеamentом в том же ранге, что и волжский. Хотя трассирование реками тектонических разрывов на аккумулятивных равнинах маловероятно. Например, Желтая река в Китае между 602 г. до н.э. и 1949 г. н.э. шесть раз меняла свое главное направление, кроме того зафиксировано около 1500 ее прорывов. Оз. Лобнор в Таримской котловине время от времени перемещается то с севера на юг, то обратно вместе со смещением нижнего течения р. Тарим и его притоков Кончадарья и Черчендарья. Перемещение составляет более 110 км (более 1°).

Но вернемся к Космофототектонической карте [12]. В методических рекомендациях [11] напоминает, что под линеamentами понимаются линейные или линейноорганизованные элементы структуры земной поверхности. Структура поверхности — ее рельеф. Поэтому классификация линеamentов как тектонических образований плоха не только потому, что плохо описан словами «образ», а и потому, что в изменениях ландшафта видится одна — тектоническая — причина. «Наиболее мощные пылевые струи (наиболее яркие на ТВ-снимках) берут начало из наиболее крупных солончаков...» [8, с. 23] в районе Бузачей. Путь переноса пылевого материала совпадает с направлением некоторых выделенных на карте линеamentов, расположенных в северо-западном створе от Астрахани на Волгоград и от Гурьева (несколько восточнее его) параллельно первому направлению. В Поволжье, Северном Казахстане и других степных, а то и полупустынных районах на телевизионных космических снимках, сделанных после дождей, можно увидеть темные полосы большой протяженности, фиксирующие след дождя. Это тоже «линеamentы». Таких линеamentов «фототона» много, и природа их многообразна. Так что деление линеamentов на граничные, соответствующие границам разного фототона или рисунка изображения, и секущие — «линейные, полосовые аномалии, пересекающие однородные фотополя» [11, с. 28] формальное и не имеет отношения к геологическому дешифрированию.

Важными «фотообъектами» считаются кольцевые структуры, структуры центрального типа. Это «геологическое или предположительно геологические объекты, обладающие центральной симметрией и различающиеся по масштабу, генезису и особенностям проявления на земной поверхности и космических снимках» [11, с. 29]. Если обратиться к опубликованным схемам дешифрирования, то оговорка о различиях кольцевых структур, структур центрального типа так и остается оговоркой. В большинстве случаев выделяемые объекты не классифицированы. Под одним—двумя знаками идут любые изометричные пятна, природа которых не расшифровывается.

Обычной стала идея, связывающая большую вероятность регистрации на фотоматериалах глубинных структур с увеличением высоты фотографирования. Установлено, что чем выше точка фотографирования, тем лучше просвечиваются глубинные структуры земной коры. «Хотя механизм их проявления (проявления на космических снимках погребенных, геоморфологически не выраженных дислокаций; АО) в фотоизображении ландшафта только начали обсуждать в литературе, этот факт широко известен и не вызывает сомнения...» [13, с. 116]. «На снимках различных уровней генерализации с разной четкос-

тью выявляются прямые линии, в большинстве случаев соответствующие не выходящим на поверхность разрывным нарушениям» [11, с. 67].

Уже неоднократно высказывалось беспокойство по поводу широкого распространения в практике дистанционных исследований формального сопоставления полей оптических плотностей (по сути, КАМ дешифрирования ведет к самому простейшему преобразованию яркостной картины местности в схему распределения плотностей фототона) со специальными картами при обосновании их геологической информативности. Результаты формального сопоставления схем дешифрирования с различными геофизическими картами привели некоторых исследователей к убеждению, что в космических снимках закрытых территорий «...содержится практически любая интересующая геолога информация. Отсюда одни авторы в изменениях фототона начинают видеть признаки погребенных палеотектонических сооружений, а другие — даже изменения литологии кристаллического фундамента на глубинах в тысячи метров» [4, с. 48]. Этот методический прием настойчиво рекомендуется при работе с КС [15]. На практике существует несколько вариантов сопоставления яркостных моделей местности со структурой геофизических полей. Например, сравниваются их цифровые модели [5, 21]. Обычно же выполняется визуальное сравнение схем КАМ дешифрирования с геофизическими картами разного содержания, которые могут быть преобразованы, и вместо изоаномал на них показываются линии перегибов «поверхности», описанной изоаномалами. Сравнение не может быть корректным. Во-первых, рисунок яркостной картины местности, изменения плотности фототона зависят от множества причин, среди которых геологические составляют некоторую неопределенную часть. Во-вторых, яркостная модель сформирована только в результате отражения *земной поверхностью* и маломощным оптически активным слоем субстрата электромагнитных излучений Солнца. Это картина поверхности. Всякое же наблюдаемое геофизическое поле — сумма тех или иных полей от возмущающих тел разной формы и размеров, глубины залегания, разной плотности, магнитных свойств и так далее — спроецированная на плотность объемная модель. Причем модель, построенная на основе интерполяции и экстраполяции данных, полученных по профилям. Априорно можно сказать, что чем больше линий разной ориентировки будет прорисовано на КС, тем больше вероятность их совпадения с линиями перегибов «поверхности», описанной изоаномалами.

Смена парадигм и будущее. Наблюдая более 40 лет перемены в дистанционных геологических исследованиях изнутри (с 1952 г.), больше всего поражают происшедшие изменения в восприятии геологами результатов дешифрирования и их отношение к материалам аэро- и космосъемок как источникам геологической информации. Обнаруживаются две—три явных причины. Одна — смена поколений геологов-съемщиков и разработчиков методов, методических приемов геологического дешифрирования. Она произошла еще до появления у геологов материалов космических съемок. «Аэрогеология» начала обосновывать и предлагать новые технологии аэрофото-съемок для геологических целей, ссылаясь на уменьшение при этом затрат на аэрофотосъемку, сокращение объемов материалов для дешифрирования. Этому было посвящено даже Всесоюзное совещание

в Усть-Каменогорске (май 1969 г.). Предлагалась замена крупномасштабных аэрофотосъемок мелко-масштабными, названными высотными. Аэрофотосъемка должна была выполняться с большой высоты длинно- и среднефокусными аэрофотоаппаратами. Это уменьшало число кадров, гарантируя при необходимости получение качественных снимков, увеличенных с негативов масштаба 1:90 000 — 1:140 000 в несколько раз. Разрешение негативов (на местности) позволило получать удовлетворяющую требованиям инструкций по геологической съемке проекционную печать. На практике все свелось только к уменьшению масштабов съемок: в аэрофотосъемочных отрядах не было самолетов, способных работать на высотах 10—12 тыс. м. Съемки продолжались с прежних высот, но короткофокусными АФА. Это ухудшало качество яркостных моделей и по разрешению на местности, и по искажениям за рельеф, и по изменению масштаба от центра к краям снимка и т.д.

Смена масштабов съемок, уменьшение разрешения меняли подход к дешифрированию. Несколько усложненные, требующие хорошего знания индикационных свойств разных компонентов ландшафтов, методические приемы стали заменяться более простыми. В этом не было беды, т.к. уже формировалось направление в дешифрировании, в котором стали отказываться от попыток получения информации, какая может быть собрана только при контактных исследованиях. Это направление было близко к традиционному геоиндикационному, но отличалось прагматичностью. К середине 60-х годов в КТАГП № 12 «Аэрогеологии» были разработаны ландшафтно-индикационные методы геологического дешифрирования.

Во второй половине 70-х годов для многих подразделений Мингео СССР стали доступны материалы космических съемок. Сначала наиболее доступными были телевизионные снимки. При работе с ними многие наброски по геоиндикационному дешифрированию уже не годились. Стали говорить о ландшафтно-индикационном и контрастно-аналоговом методах дешифрирования. Последний возник из геоиндикационного в открытых, с хорошей дешифрируемостью районах, когда рисунок яркостной модели готов после трансформации стать куском геологической карты. Он был неоправданно распространен на районы с другими условиями.

В 50—60-х годах большинство геологов-съемщиков (по крайней мере в Забайкалье) еще с недоверием относились к результатам геологического дешифрирования, требуя обязательного подтверждения каждого отдешифрированного элемента прямыми наблюдениями в поле. Хотя в конце 60-х годов положение несколько изменилось, даже у «старичков» появилось доверие к данным дешифрирования, но дешифровщиков было мало. Их число можно оценить, сравнивая число авторов публикаций того времени о результатах дешифрирования с числом современных. В 70—80-х годах оно возросло на один-два порядка и более. Тогда, чтобы стать квалифицированным дешифровщиком, геолог должен был как бы уйти от решения «собственного» геологических задач (стратиграфия, петрология, структурная геология, тектоно-физический анализ и т.д.), а заняться изучением индикаторов геологических объектов.

Пропаганда упрощенной технологии дешифрирования стала особенно успешной после предварительной рекламы широких информационных воз-

можностей снимков из космоса. На снимках некоторых районов СССР любой геолог, знакомый с геологией Союза, мог найти известные тектонические границы крупных геологических структур, увидеть какие-то детали их строения, что убеждало в достоверности всей информации. И потом, чтобы ему все это увидеть, не потребовалось использовать какие-то особые приемы дешифрирования. Они просто видны на КС! Более сильного аргумента в пользу контрастно-аналогового метода дешифрирования и быть не могло. «Если верно отражено то, что мне известно, — могу ли я сомневаться в реальности других объектов, что вижу еще на снимках, но о существовании которых не знаю?» И данные дешифрирования, пожалуй, не только приобрели право на показ их на картах без обязательной заверки, но в ряде работ стали приоритетными, определяющими новое в содержании геологических карт.

Выделение «фотообъектов» без исследования причин, обусловивших изменения в характере яркостных моделей по площади, без отбора значимых для дешифрирования признаков, что на деле характеризует КАМ дешифрирования как тупиковую ветвь в развитии геологического дешифрирования. Гипотеза о связи или обусловленности «фотообъектов» геологическими причинами для многих превратилась в вешущую теорию. В итоге исследование перестало быть им: деятельность сводится к бессознательному либо к целеустремленному поиску фактов, подтверждающих теорию [10]. Дешифрирование сменилось в лучшем случае вероятностной интерпретацией геометрии яркостных картин местности, элементы которой только отчасти связаны с реальной геологической ситуацией. То, что КАМ упростил приобщение геологов к использованию материалов аэро- и космосъемок, не пошло на пользу геологии.

Возврат к традиционным геоиндикационному и ландшафтно-индикационному методам в прежнем виде по целому ряду причин сложен, к тому же они в значительной степени исчерпали свои возможности. Развитие геологического дешифрирования будет связано с созданием систем автоматического дешифрирования. При разработке технологии последнего нельзя полагаться на различные формальные преобразования изображений без отбора пригодной для геологического дешифрирования информации. Модели рельефа и яркостные модели местности содержат не только необходимую, но и избыточную для геологического дешифрирования информацию. Решая задачу геологического картирования, при выделении объектов должны использоваться однозначно опознаваемые и строго описываемые, измеряемые на фотографии и стереомодели местности элементы поверхности, комбинации которых позволили бы разделять неоднородности субстрата с разным распределением свойств, с разной структурой и описывать характер их границ. Однако нельзя ставить задачу охарактеризовать их вещественный состав, возраст. О веществе, различии вещества неоднородностей субстрата можно говорить при получении материалов об их собственном электромагнитном излучении. Получаемая геологическая информация должна быть дешевле и корректнее подобной по содержанию: не распознавание фотообразов или идеограмм геологических объектов, а анализ элементов моделей местности с синтезом схем дешифрирования [1, 3 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антощенко-Оленев И.В. Деструктивный рельеф как источник информации о геологическом пространстве. — М.: Недра, 1989.
2. Антощенко-Оленев И.В. О районировании территорий по геологической дешифрируемости фотографий земной поверхности // Экспресс-информация ВИЭМС. 1978. № 10.
3. Антощенко-Оленев И.В., Голда Я.В. Методология автоматизации геологического дешифрирования // Сов. геология. 1986. № 8. С. 7.
4. Астахов В.И. К методике геологической интерпретации космических снимков закрытых районов // Исследования Земли из космоса. 1982. № 3. С. 47—52.
5. Баранов Ю.В. Фототон космических изображений Прикаспийской впадины — дешифровочный признак ее внутреннего строения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 164—168.
6. Виноградов Б.В. Космические методы изучения природной среды. — М.: Мысль. 1976.
7. Геологический словарь. Изд. 2-е. Т. 1. — М.: Недра, 1978.
8. Григорьев А.А., Липатов В.В. Пылевые бури над Северным Прикаспием по наблюдениям из космоса // Дистанционные методы геолого-географического изучения Земли: Сб. научн. тр. Л., 1982. С. 18—28.
9. Елизаренко А.С., Соломатин В.А., Якушников Ю.Г. Оптико-электронные системы в исследованиях природных ресурсов. — М.: Недра, 1984.
10. Елисеев Э.Н. Структура развития сложных систем. — Л.: Наука, 1983.
11. Использование материалов космических съемок при региональных геологических исследованиях. — М.: ПГО «Аэрогеология», 1985.
12. Космофототектоническая карта Арало-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000 / Авт. Л.Ф. Волчегурский, В.Т. Воробьев, А.В. Галактионов и др. — М.: ГУГК, 1978.
13. Ласточкин А.Н. Дешифрирование по космоснимкам глубинных платформенных структур, перспективных на нефть и газ // Сов. геология. 1982. № 12. С. 116—121.
14. Межеловский Н.В., Брюханов В.Н. Об использовании материалов космической съемки при геологических исследованиях // Геодезия и картография. 1981. № 4. С. 48—52.
15. Основные положения организации и производства космогеологического картирования масштаба 1:1 000 000 (1:500 000). — М., 1985.
16. Рамачандран Вилаяну С. Светотень и восприятие формы // В мире науки. 1988. № 10. С. 54—61.
17. Соломаха В.Л., Федоров К.Н. О возможностях наблюдения глубинных форм донного рельефа океана из космоса // Исследования Земли из космоса. 1983. № 6. С. 13—21.
18. Тематический библиографический указатель литературы «Дистанционные исследования при нефтегазопроисловых работах» (1984—1987 гг.). — М.: ИГиРГИ, 1989.
19. Толчельников Ю.С., Комятов А.К. Фотометрические методы определения оптических активных слоев рыхлых пород и почв // Изв. Всесоюз. географ. общества. 1980. Т. 112. Вып. 1. С. 64—68.
20. Эндрю А. Искусственный интеллект. Пер. с англ. — М.: Мир, 1985.
21. Юдин В.С. Комплексная обработка космических снимков и геологическая интерпретация // Исследования Земли из космоса. 1981. № 4. С. 70—75.

Металлогения и минерагения

УДК 551.24+553.078 (084.4)

© Коллектив авторов, 1997

Геодинамика и металлогения территории Приморского края

Н.Ф. КОСТЕРЕВ, М.Д. РЯЗАНЦЕВА, В.В. РАТКИН, А.И. ХАНЧУК, В.В. ГОЛОЗУБОВ, С.В. ПИСЬМЕНОВ (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН)

Со времени опубликования последней металлогенической карты территории Приморского края под общей редакцией Е.А. Радкевич прошло около 30 лет. За это время в Приморье были открыты и изучены сотни разнообразных месторождений и рудопроявлений, при этом в результате геологического картирования существенно изменились представления о геологическом строении территории. Составлявшиеся после Е.А. Радкевич металлогенические схемы были узко специализированы на определенные металлы и далеко не охватывали всего многообразия рудной нагрузки территории.

С начала 80-х годов геологами многих стран, в т.ч. российскими, разрабатывается плитотектоническая концепция. На основе этой концепции, как результат террейнового анализа, проводятся региональные геологические обобщения, включая составление новых металлогенических карт. Во многих случаях это послужило основой для переоценки территорий на различные полезные ископаемые, позволило по-новому оценить их перспективы.

Приморская поисково-съемочная экспедиция Приморгеолкома совместно с Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН завершила в начале 1996 г. трехлетний проект по составлению современной металлогенической карты Приморского края м-ба 1:1 000 000. В основу этой работы положена новая оригинальная геодинамическая карта При-

морья, характеризующая эволюцию литосферы на основе комплексного использования структурно-формационного и террейнового анализа территории. При составлении геодинамической карты использованы принципы типизации террейнов, перекрывающих и «сшивающих» их постагрегационных комплексов, изложенные в работах А.И. Ханчука (1993), А.И. Ханчука, В.В. Раткина, М.Д. Рязанцевой и др. (1995). Фактической базой послужила главным образом геологическая карта Приморья м-ба 1:500 000 (последняя редакция), подготовленная к изданию Л.Ф. Назаренко.

В строении Приморья различают террейны докембрийского континента, пассивных и активных континентальных окраин, разновозрастных агрегационных призм, островных дуг и турбидитовых бассейнов (рисунков, А). Охарактеризован состав, условия формирования и специфика положения террейнов в современной структуре. Постагрегационные магматические образования типизированы с наибольшей детальностью. Выделены коллизионные, субдукционные и внутриплитные комплексы. Среди последних, не связанных в отличие от субдукционных и коллизионных непосредственно с взаимодействием литосферных плит, различают магматиты «смешанных» и «несмешанных» серий. В качестве самостоятельного типа показаны магматиты тыловых зон растяжения.

Характеристика металлогенических зон

Террейны, тип, возраст	Породно-вещественные комплексы, доаккреционные руды	Магматические комплексы							
		коллизионные, K ₁	субдукционные, K ₂ —P		внутриплитные		задуговых зон растяжения		
			Тыловая зона	Фронтальная зона	Смешанные серии O-D K ₁	Несмешанные серии J ₃ -K ₁	P ₂	K ₂ (сеноман-турон)	P
Матвеевско-Нахимовский (кратон), PR	Кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, граниты; простые пегматиты с мусковитом, силлиманит (в сланцах, гнейсах), гранит (в сланцах), вермикулит в коре выветривания; железные эксгалационно-осадочные руды	Sn, W, Mo, U Г II			Sn, Au, U B I		Sn, Au E III		
Спасский (аккреционная призма), C-S	Терригенно-карбонатные породы; предполагается наличие турбидитов и олистостром								
Вознесенский (пассивная континентальная окраина), C	Терригенно-карбонатные породы; флюорит-магнетитовые сульфидные (Zn) стратиформные руды				F, Sn (W) B II				
Сергеевский (активная континентальная окраина), PR-C	Амфиболиты, кальцифиры, метаморфические сланцы; габброгнейсы, диоритогнейсы	Au Г IV							
Самаркинский (аккреционная призма), J ₃ -K ₁	Турбидиты и олистостромы с включениями офиолитов, известняков, ленточных кремней, базальтов; Mn руды в олистоплаках	W (Au, Cu) Г III				Ti (Pt) Zr, Nb, TR B III			
Кемский (островная дуга), K ₁	Граувакковые и аркозовые турбидиты, базальты, андезиты, дациты и их туфы; эксгалационно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды с Ag			Cu, Pb, Zn Д II					
Таухинский (аккреционная призма), K ₁	Турбидиты и олистостромы с фрагментами палеогайотов, ленточных кремней, базальтов, песчаников, конгломератов; Mn руды в олистоплаках		Sn, Pb, Zn Д III	B, Pb, Zn, Sn Д II					Ag, Au, F E I
Журавлевский (турбидитовый бассейн), K ₁	Аркозовые, частью флишевые терригенные образования	Sn, W Г I						Cu, Au E II	
Лаоелин-Гродековский (островная дуга), P	Андезиты, дациты, риолиты, вулканогенно-осадочные и осадочные породы; колчеданные и медно-порфировые руды								

их петрохимическую зональность: преимущественное развитие во фронтальной (обращенной к палео-желобу) части пояса полиметалльноспециализированных известково-щелочных комплексов, принадлежащих магнетитовой серии; преобладание в тыловодужной части оловоносных монзонитоидных комплексов ильменит-магнетитовой и ильменитовой серий.

Краткая характеристика выделенных металлогенических зон, демонстрирующая, с одной стороны, их приуроченность к типизированным магматическим комплексам, а с другой — влияние породно-вещественного состава террейнов, приведена в таблице.

Вся картографическая информация и подготов-

ленная база данных по месторождениям и рудопроявлениям занесены в память ПЭВМ и представляются как электронный атлас «Металлогения Приморья». Картографической основой атласа служит контурная карта Приморского края м-ба 1:1 000 000. Слои атласа выполнены в форматах ГИС «Географ» и ГИС «Arc View». Оцифровка карт производилась в среде «ArcInfo» с оригиналов м-ба 1:1 000 000 дигитайзерами CalcComp формата A3. Металлогенические построения выполнены на основе атрибутивных данных районирования месторождений и проявлений полезных ископаемых.

Состав электронного атласа представлен следующими слоями: геодинамическая карта (полигон); карта дизъюнктивных нарушений (линии); металло-

генические зоны (полигоны); рудные районы (полигоны); схема размещения россыпей золота (линии); контуры месторождений каменного угля (полигоны); контуры месторождений бурого угля (полигоны); месторождения и рудопроявления (точки).

Атрибутивные данные к слоям представлены в виде таблиц в форматах dBase и OPEN ACCESS III. В состав атрибутивных таблиц включены легенда геодинамической карты, характеристика рудных и нерудных месторождений и рудопроявлений, характеристика россыпей золота, характеристика месторождений каменного угля, характеристика месторождений бурого угля.

Атрибутивные таблицы точечных объектов содержат данные координатной привязки в географической и прямоугольной системах координат, коды металлогенического районирования,

сведения об основных и попутных компонентах полезного ископаемого, степени изученности и основных источниках информации по описываемым объектам.

Общий объем информации в архиве занимает 2,5 Мб.

Электронный атлас составлен с целью дальнейшего его многопланового использования и анализа данных. Наиболее вероятным представляется использование подготовленного электронного атласа в ГИС общехозяйственного назначения, в области лицензирования и природопользования, при выполнении прогнозных построений в рамках ГДП-200, а также для издания общих и специализированных металлогенических карт и схем.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 550.812.01

© Т.В.Владимирова, И.Н.Капустин, Д.Л.Федоров, 1997

Перспективы поисков нефти и газа в центральных районах Русской равнины

Т.В.ВЛАДИМИРОВА, И.Н.КАПУСТИН, Д.Л.ФЕДОРОВ (Научно-технический центр «Рифей»)

Спад производства в топливно-энергетическом комплексе и установившаяся тенденция последовательного снижения уровня добычи нефти и газа в европейской части России, связанные с нарастанием общего кризиса экономики и резким сокращением ассигнований в нефтегазодобывающую отрасль, быстрым ростом степени выработанности (70–80 %) ее ресурсной базы, истощением запасов и высокой обводненностью большинства базовых месторождений, вступлением их в стадию снижающейся добычи, низкой конкурентноспособностью значительного числа разведанных месторождений, практически полным прекращением поставок нефти и газа из бывших союзных республик, поставили вопрос о целесообразности создания здесь новых центров по добыче углеводородного (УВ) сырья. Необходимость ускоренного наращивания ресурсной базы УВ возродила интерес к нетрадиционным направлениям поиска и разведки, одним из которых является оценка нефтегазового потенциала верхнепротерозойских отложений, многие годы считавшихся бесперспективными или малоперспективными.

Реализация этой проблемы особенно актуальна для центральных районов России, где функционируют крупнотоннажные предприятия по переработке нефти и газа, другие потребители УВ сырья и топлива. Однако собственной добывающей базы этот ведущий промышленный регион не имеет и использует привозное топливно-энергетическое сырье, доставляемое трубопроводным и железнодорожным транспортом.

Общеизвестно, что здесь, в интракратонной области Восточно-Европейской платформы расположен обширный (площадь около 450 тыс. км², объем осадочного выполнения более 0,8 млн. км³) бассейна — Московская синеклиза. Но то, что выполнен он не отложениями палеозоя или мезозоя, столь авторитетными у нефтяников, а в значительной степени верхнего протерозоя не вызывало к нему осо-

бого интереса. Поэтому центральные районы платформы до настоящего времени остаются своеобразным «белым пятном» на фоне более изученных и, самое главное, промышленно продуктивных перикратонных ее областей (Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Прикаспийский, Балтийский регионы).

Целесообразность проведения нефтегазопроисловых работ в центральных районах Русской равнины была обоснована в конце 30-х годов И.М.Губкиным и А.Д.Архангельским, перед началом Отечественной войны И.О.Брод и Н.Ю.Успенская предложили план работ по оценке нефтегазоносности. Планомерные региональные исследования начались в 1947 г., и на основании их первых результатов территория была отнесена к категории перспективных. Но, несмотря на почти полувековой период исследований (в 1975–1976 гг. объемы геологоразведочных работ были резко сокращены, а затем практически полностью перемещены в Западную Сибирь, Среднюю Азию, Казахстан), древние толщи оказались практически неизученными. Спелеоразведка МОВ не фиксировала отражений в додевонских образованиях, и поэтому геолого-геофизические исследования 40-х — 80-х годов не дали представлений о региональной структуре нижнепалеозойских, вендских и рифейских отложений, не было получено информации для локализации в них наиболее перспективных объектов. Заложение скважин проводилось по отражающему горизонту, связанному с девонскими отложениями. Все это не способствовало положительным результатам при освоении такого сложного поискового объекта, как древние толщи, и скорее всего поэтому скопления УВ в них открыто не было. На Даниловской площади получены непромышленные притоки нефти с одновременным выделением УВ газа с высоким содержанием гомологов метана (до гексана включительно), на других — зафиксированы признаки нефтегазоносности различной интенсивности и характера. Несмотря на древ-

ний возраст пород и предполагаемое с этим ухудшение их коллекторских свойств, полученные в некоторых скважинах многодебитные (230—864 м³/сут) притоки пластовых вод указывают на наличие горизонтов с удовлетворительными фильтрационными и емкостными свойствами.

Проблема нефтегазоносности древних толщ Русской равнины носит дискуссионный характер. Исследования ведутся уже не один десяток лет, но и отрицание возможности выявления скоплений УВ, и более оптимистические оценки основываются на одном и том же, крайне немногочисленном геологическом материале. Именно это обстоятельство не позволяет относить древние толщи к заведомо бесперспективным. Также отметим, что к началу 90-х годов во многих регионах, аналогичных по геологическому строению европейской части России, стала широко известна промышленная продуктивность верхнепротерозойских осадочных образований — древнейшего литолого-стратиграфического комплекса континентальной литосферы, с которым еще можно связывать массовое выявление залежей нефти и газа. В Урало-Поволжье и Восточной Сибири в Российской Федерации, Мидконтиненте в Северной Америке, депрессиях Сунляо и Бохойвань в Восточном Китае, бассейнах Макартур и Амадиес (Австралия), Пенджабском (Индия), на Аравийском полуострове (Оман) и в Западном Пакистане залежи УВ установлены в самых разных геоструктурных условиях, ловушках и коллекторах разных типов, залегающих на разной глубине [3, 5].

Возобновленные в 1992 г. по проекту «Рифей» региональные геофизические исследования (МОГТ — ГНПП «Спецгеофизика» и АО «Костромагеофизика», МВСЗ — Центр ГЕОН) в центральных районах России проводятся в отличие от работ 40-х — 80-х годов на современном, качественно новом техническом уровне с использованием новейших высокоэффективных методических приемов наблюдения, цифровой обработки данных, интерпретации полученных материалов, компьютерной интеграции разных методов. Многоволновое сейсмическое зондирование (МВСЗ) дает сведения о поверхности фундамента, более глубоких разделах земной коры и подкорковых горизонтах мантии, МОГТ (в комплексе с электроразведкой МТЗ-ГМТЗ (глубинное магнито-теллурическое зондирование) и высокоточной гравиразведкой) позволил проследить серию отражений, связанных с разделами в верхнепротерозойско-нижнепалеозойской толще и поверхностью фундамента, проанализировать количественные оценки кинематических и динамических параметров сейсмических волн [5, 6].

Удовлетворительный сейсмический материал по верхнепротерозойским образованиям, представляющим наибольший интерес с позиций нефтегазоносности, позволил впервые получить принципиально новую информацию об особенностях их строения:

подтверждена разломно-блоковая тектоника фундамента, значительная гипсометрическая дифференциация его поверхности и подошвы;

существенно уточнена структура поверхности фундамента, подтверждены практически все известные региональные элементы, выявлены новые (Вологодский выступ и др.), протраассирована субмеридианальная зона дислокаций, протягивающаяся от Токмовского свода до Балтийской моноклинали, которая включает поднятия разной морфологии и генезиса, обрамленные грабенами;

детализировано строение Среднерусского авлакогена, образованного системой кулисообразно расположенных и ветвящихся грабенов, сложно и под разными углами сочленяющихся между собой, оценены масштабы их рифейского выполнения;

подтвержден мантийный генезис авлакогена, а утонение на 4—12 км консолидированной коры в его пределах еще раз подчеркивает рифтовую природу этой структуры;

более обоснованно намечено положение составляющих авлакоген грабенов, выделены новые (Тверской, Галицкий, Владимирский), в осевых частях и на бортах некоторых из них выявлены протяженные поднятия (Воскресенское, Романовское, Волжское) и более мелкие структуры (Матвеевская, Нестеровская);

уточнено положение инверсионной зоны приподнятого залегания верхневендско-кембрийских отложений в осевой части синеклизы, состоящей из мегавалов (Рыбинско-Сухонского и др.), кулисообразно подставляющих друг друга и в общих чертах наследующих систему Среднерусского авлакогена;

додевонский разрез разделен на сейсмические квазисинхронные седиментационные комплексы, охарактеризованы их сеймотектурные и сейсмофациальные особенности, выявлены многочисленные локальные осложнения волновой картины и волновые неоднородности, которые могут представлять поисковый интерес.

Рифейско-ранневендский природный резервуар (потенциально нефтегазоносный комплекс), отвечающий первому типу нефтегазоносных систем А.Перродона — «первичных рифтов» (Initial-Rift type), формировался в условиях глобального континентального рифтогенеза. Слагающие его породы, локализованные в погребенных палеорифтовых структурах, отличаются значительной мощностью и редуцированностью, интенсивной расчлененностью и существенной гипсометрической дифференциацией, наличием многочисленных разломов и зон выклинивания, а также наибольшей степенью прогрева. При преобладающей дислоцированности пород в Крестцовском и Тверском грабенах установлен выдержанный и слоистый их характер, подчеркиваемый видом сейсмической записи. Здесь же зафиксировано трехчленное строение рифейских отложений, уверенно коррелируемое с материалами бурения. Для комплекса характерна резкая дисгармония структурных планов: подошве отвечает грабенообразный прогиб, кровле — инверсионное поднятие. Ведущими элементами структуры, отличающейся специфическим клавишно-блоковым строением, являются системы разновысоких и разнонаклоненных тектонических ступеней, образованные продольными бортовыми разломами, и мозаичные системы горст-грабеновых блоков, возникшие при пересечении этих ступеней поперечными разломами. Первые могут контролировать зоны нефтегазонакопления, вторые — ловушки преимущественно тектонически-экранированного типа.

Поздневендско-кембрийский природный резервуар (потенциально нефтегазоносный комплекс), отвечающий второму типу нефтегазоносных систем А.Перродона — «континентально-платформенному» (Continental-Platform type), формировался в условиях интенсивных прогибаний и широкой трансгрессии. Слагающие его породы, распространенные повсеместно, выполняют обширную наложенную надрифтовую депрессию. От подстилающих они отличаются

региональной слоистостью, существенно меньшей дислоцированностью, редуцированностью и нарушенностью, в них развиты преимущественно пликативные формы. Комплекс характеризуется относительным совпадением структурных планов: кровля его в общих чертах отражает структурные особенности поверхности доплитных образований в Среднерусском авлакогене, фундамента — на остальной территории. Зоны нефтегазонакопления могут контролировать валлообразные поднятия, участки регионального выклинивания и замещения пород, ловушки — конседиментационные антиклинальные складки (часть из них представляет структуры облекания рифейских горстообразных выступов), часто осложненные стратиграфическими, литологическими и тектоническими экранами. Поэтому и спектр предполагаемых ловушек более широкий — они как структурного, так и комбинированного неантиклинального типа.

На данной стадии изученности предпочтение можно отдать двум областям. Одна из них, расположенная в центре синеклизы, отвечает Рыбинско-Сухонскому мегавалу, другая — связана с ее юго-восточным бортом. Первая область длительное время рассматривалась как важнейший и первоочередной объект нефтегазопроисловых работ, что и привело к концентрации здесь значительных (до 70 %) их объемов, не давших однако положительного результата. Комментируют этот факт по-разному: одни считают, что в силу специфики строения и развития Московской синеклизы в ней вообще не может быть нефти и газа, т.к. генерационный потенциал додевонских пород еще не реализован, другие — что здесь могло генерироваться значительное количество жидких и газообразных УВ, но в последующем, под действием различных факторов они не сформировали промышленных скоплений, т.к. были рассеяны.

По данным геолого-геохимических исследований основной очаг генерации и эмиграции УВ связывается со Среднерусским авлакогеном и прилегающей к нему частью Галичского прогиба. Исходный потенциал древних толщ (качество и количество ОВ) в общем-то достаточен для генерации нефти [1, 4], способной образовать промышленные скопления. Анализ палеоглубин и палеотермических условий показывает, что наиболее благоприятный режим (температуры 105—120° С при залегании возможно нефтематеринских пород на глубинах 2—5 км) для продуцирования УВ существовал на протяжении кембрия-средней юры (около 400 млн. лет). Отсюда, следуя распределению палеогидродинамических напряжений, их миграция могла проходить как в латеральном (к бортам синеклизы), так и в вертикальном (к расположенному над авлакогеном Рыбинско-Сухонскому мегавалу) направлениях. Попавшие в пределы этой инверсионной структуры УВ подчинялись особенностям ее строения, т.е. связанными с ней путями миграции, размещением ловушек, распределением в последних коллекторов и покрышек. Повидимому, какая-то их часть перемещалась к периклиналям этого поднятия, где и рассеялась.

Однако интенсивная тектоническая расчлененность структуры, ее клавишно-блоковое строение, литологическая и стратиграфическая индивидуальность горст-грабеновых блоков, по-видимому, серьезно препятствовали широкому развитию процессов латеральной миграции, в связи с чем в ее пределах доминирующая роль принадлежала все же вертикальным перетокам. Трудности поисков возможно

перспективных локальных объектов связаны еще и с тем, что в потенциально продуктивных среднерифейских и верхневендских отложениях оптимальные условия для нефтегазонакопления существовали не широкомасштабно, а создавались избирательно, в пределах тектонически изолированных участков. В подобных условиях нефтегазосборные площади ограничивались размерами отдельных блоков и локальных поднятий (или их групп), а аккумуляция УВ обуславливалась и контролировалась, в первую очередь, тектоническими экранами. Роль разломов неоднозначна: с одной стороны, они, являясь областями разгрузки, снимающими напряжения между блоками и препятствующими перемещению УВ, играли роль флюидопоров, с другой — служили путями вертикальной миграции, способствуя перемещению (и рассеиванию) флюидов. Многократные тектонические подвижки по разломам вели и к переформированию уже существовавших скоплений УВ (их расформированию или образованию новых в уже имевшихся ловушках), и к возникновению новых ловушек.

Перемещаясь по разломам, а также по поверхностям региональных перерывов и несогласий, УВ могли образовывать скопления и в более древних по возрасту (чем производящие) отложениях, но расположенных в гипсометрически приподнятых блоках. Поэтому, например, «вендский доманик» (а также и более молодые возможно нефтематеринские породы) мог служить источником УВ для формирования залежей в базальных песчаниках плетневской свиты, залегающих в разрезе стратиграфически ниже. В связи с этим не лишено оснований предположение о возможном наличии промышленных скоплений нефти и газа не только в осадочных образованиях, но и в трещиноватых породах фундамента или корях выветривания. Примером могут служить залежи в фундаменте древних платформ: Юльевское газоконденсатное и Хухрянское нефтяное месторождения на северном борту Днепровско-Припятского авлакогена, месторождения в Китае (впадины Ляохе и Итун), Индии, Ливии (грабен Сирт), США (поднятия Центрально-Канзасское и Амарильо, впадина Пало-Дуро), Бразилии (бассейн Сержипи-Алагоас) и Перу (бассейн Гуаякиль-Прогрессо) [2, 3].

Изложенное свидетельствует о перспективности продолжения нефтегазопроисловых работ в Московской синеклизе, отвечающей многим признакам потенциально продуктивных территорий, и позволяет нам, в отличие от исследователей, относящих древние толщи центральных районов Русской равнины к малоперспективным (или вообще бесперспективным), рассматривать их как промышленно нефтегазоносные. Вопрос — в масштабах возможных открытий. Имеющаяся в настоящее время информация позволяет рассчитывать пока лишь на выявление месторождений с небольшими запасами, ориентированными, в первую очередь, на удовлетворение местных нужд, но не исключает возможности открытия и более крупных скоплений УВ. Это не должно быть поводом, препятствующим разворачиванию геологоразведочных работ. Так, в Западной Сибири средние запасы нефти на новых месторождениях, открытых в 1991—1993 гг., составили 11 млн.т (для сравнения: в 1975 г. — 53 млн.т), в целом же по России — они не превысили 4—5 млн.т.

То, что в древних толщах еще не установлены залежи нефти и газа — временные неудачи. И, с

нашей точки зрения, связаны они не с отсутствием в них промышленных скоплений УВ. Поисково-разведочные работы 40-х — 80-х годов практически не дали информации об особенностях строения додевонских отложений, а пробуренные скважины оказались в неопределенных структурных условиях. Положение их по отношению к возможным ловушкам неясно, т.к. они были ориентированы на опосредованное предполагаемых антиклинальных складок, выделенных на основании гипотетических корреляций (исходя из концепции соответствия структурных планов) в толще пород, залегающей в разрезе между отражающим горизонтом в подошве девонских отложений (МОВ) и преломляющим горизонтом, связанным с поверхностью фундамента (КМПВ). Поэтому практически на всех площадях данные бурения не подтвердили предполагаемые глубины залегания нижнепалеозойских и верхнепротерозойских отложений. Это не случайно. Современные геофизические методы зафиксировали как резкие несовпадения структурных планов, так и, при относительной их унаследованности, смещения сводов локальных структур, заметные изменения их размеров и амплитуд. На наиболее изученном сейсморазведкой локальном поднятии — Северо-Молоковском, на котором планируется бурение первой параметрической скважины по проекту «Рифей», пока не удалось установить какой-либо системности в изменениях его морфологии по разрезу.

В додевонской толще наряду с ловушками структурного типа прогнозируется широкое развитие и более труднокартируемых неантиклинальных ловушек, часто расположенных за пределами локальных поднятий. Обнаружение таких ловушек и связанных с ними залежей, отличающихся от структурных более сложным строением, — процесс трудоемкий, требующий наличия соответствующей сейсмической информации и специфических методических приемов ее обработки. А этого-то и не могла дать сейсморазведка прошлых лет. Техничко-методический уровень возобновленных сейсмических работ способен обеспечить изучение разреза с нефтегазопосковыми целями и предоставить информацию, необходимую для выделения как региональных зон нефтегазонакопления, так и локальных ловушек разных типов.

По-видимому, следует учесть возможность обнаружения на рассматриваемой территории скоплений УВ, контролируемых погребенными импактными кратерами (ловушки нового типа — астроблемно-го?). Они могут быть связаны как с сильно раздробленной аутигенной брекчией центрального поднятия и аллогенной брекчией кольцевого жолоба (в Канаде и Швеции в таких породах встречены многочисленные нефтегазопоявления), так и с осадочными образованиями в пределах «кольцевых валов», опоясывающих астроблемы (месторождение Ред-Уингс-Крик, Северная Дакота, США) или структурах их облекания (месторождение Ньюпорт, Северная Дакота, США). В южной периферийной зоне Московской синеклизы известны два древних метеоритных кратера (Пучеж-Катунский и Калужский), возможная нефтегазонаосность которых практически не изучалась. Данные сейсморазведки позволяют предполагать наличие подобной структуры в осевой части Тверского грабена.

В пользу расширения в разумных объемах исследований, направленных на оценку нефтегазового потенциала древних толщ центральных районов ев-

ропейской части России, выявление и опоскование в них перспективных объектов, свидетельствуют следующие аргументы:

рифтовая природа осадочного бассейна, обуславливающая развитие структур разных морфологических и генетических типов, образованных в результате проявления как горизонтальных, так и вертикальных напряжений, что предопределяет возможность формирования разнообразных ловушек;

комплекс основных геологических предпосылок нефтегазонаосности недр, в совокупности благоприятный для нефтегазонаобразования и нефтегазонакопления;

значительные мощности и объем потенциально нефтегазонаосных отложений, распространение их на большой площади, преимущественно слоистый характер разреза;

историко-геологическая обстановка, способствовавшая нефтегазонаобразованию, и присутствие в разрезе нефтематеринских пород, потенциальные возможности которых достаточны для генерации УВ;

материалы по пробуренным скважинам и результаты их испытания, свидетельствующие о наличии в разрезе выдержанных коллекторских и экраннующих толщ, ловушек разных типов, могущих обеспечить миграцию УВ, их аккумуляцию и консервацию в промышленных объемах;

глобальная промышленная продуктивность древних толщ и прямые признаки нефти и газа на рассматриваемой территории;

техничко-методический уровень современной сейсморазведки, обеспечивающий устойчивое проследивание отражающих горизонтов и изучение разреза с нефтегазонаосковыми целями.

Накопленная в процессе этих работ геолого-геофизическая информация позволит осуществить научно обоснованный прогноз нефтегазонаосности территории и провести количественную оценку прогнозных ресурсов древних толщ, конкретизировать стратегию и тактику геологоразведочных работ, определить их приоритетные направления и наметить первоочередные объекты для поисков промышленных скоплений нефти и газа для создания новой добывающей базы в центральных районах европейской части России. Она также может быть использована при поисках других видов минерального сырья (теплоэнергетические воды, гидроминеральное сырье, питьевые, минеральные и технические подземные воды, кимберлитовые трубки, россыпное золото и пр.), полигонов подземного захоронения токсичных местных промышленных стоков, подземных хранилищ газа. Намеченные зоны, перспективные в нефтегазонаосном отношении, могут служить предметом конкурсов, лицензий и привлечения инвестиций.

У рассматриваемой проблемы есть и еще один немаловажный аспект. Развитая производственная база и инфраструктура региона помогут ускоренному освоению новых месторождений без значительных дополнительных капиталовложений, что имеет решающее значение в условиях рыночной экономики. Учитывая это, а также постоянный рост отпускных цен на УВ сырье и продукты его переработки, открытие здесь даже небольших по запасам залежей нефти и газа будет делать добычу рентабельной.

Таким образом, проблема нефтегазонаосности древних толщ центральных районов Русской равнины выходит из разряда теоретических и приобретает реальное практическое значение, что подтверждает-

ся отечественным и мировым опытом. Открытие здесь промышленных скоплений УВ в отложениях кембрия, венда и рифея также может явиться стимулом и к активизации геолого-геофизических исследований в Мезенской синеклизе.

Помимо основной цели — информировать геологическую общественность о состоянии проблемы нефтегазоносности древних толщ центральных районов Русской равнины, мы надеемся привлечь внимание организаций разных форм собственности и различного направления деятельности и, в первую очередь, крупных отечественных или иностранных инвесторов, имеющих намерение или уже решивших финансировать проведение геологоразведочных работ на нефть и газ на этой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий И.В., Корчагина Ю.И., Соколов Б.А.* Оценка перспек-

тив нефтегазоносности Московской синеклизы на генетической основе // *Геология нефти и газа.* 1993. № 12. С. 26—29.

2. *Кабышев Б.П.* Количественная оценка перспектив нефтегазоносности пород кристаллического фундамента // *Геология нефти и газа.* 1991. № 3. С. 2—5.
3. *Нефтегазоносность протерозойских отложений древних платформ / А.К.Дертев, В.Б.Арчевов, Г.Ф.Буданов и др. // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья: Обзор АОЗТ «Геоинформмарк». М., 1996.*
4. *Особенности генерации углеводородов докембрийскими нефтематеринскими толщами Русской плиты / О.К.Баженова, Б.А.Соколов, В.А.Егоров и др. // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России. М., 1996. С. 117—128.*
5. *Федоров Д.Л., Аккуратов О.С., Сулейманов А.К.* Рифей-вендская толща Русской платформы — новый перспективный объект поиска залежей углеводородов // *Практические аспекты комплексного освоения нефтегазовых ресурсов. XII Губкинские чтения — международная бизнес-конференция: Сб. научн. тр.* 1996. № 243. С. 134—142.
6. *Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н.* Среднерусский авлакоген — тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазоносных впадин // *Отечественная геология.* 1996. № 2. С. 50—61.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 551.311.231

© А.В.Лапин, 1997

Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов

А.В.ЛАПИН (ИМГРЭ)

За последние десятилетия в России и за рубежом открыт целый ряд богатых и уникальных редкометалльных месторождений кор выветривания карбонатитов (Томтор в России, Маунт Вельд в Австралии, Сеиш Лагос в Бразилии, Мабуну в Габоне и др.) [2, 7—9]. Многие из них не уступают по своим параметрам известному ниобиевому месторождению Араша. Эти открытия не оставили сомнения в том, что перспективы развития отечественной и мировой редкометалльной промышленности связаны с месторождениями кор выветривания карбонатитов.

С появлением сверхбогатых источников ведущих редких металлов (Nb, TR и др.) изменились требования к количественным параметрам действующих и перспективных редкометалльных месторождений, многие из которых оказались неконкурентоспособными. Очевидно, это должно отразиться на направлениях и критериях прогнозирования и поисков новых редкометалльных месторождений.

Вместе с тем, благодаря серии открытий месторождения этого типа перестали быть экзотикой, и появилась возможность их сравнительного анализа. Первые же результаты этого этапа исследований привели к корректировке представлений о рудоносности карбонатитовых комплексов. Карбонатиты традиционно считались одним из главных источников редких металлов. Однако при ближайшем рассмотрении оказалось, что промышленные месторождения редких металлов связаны не с самими карбонатитами, а с корами их выветривания, которые значительно превосходят коренные породы по уровню содержания редких металлов.

На многих примерах было показано, что гипергенные преобразования карбонатитов приводят к многократному концентрированию их рудных компонентов, при этом за счет субстрата, содержащего

рядовое и даже убогое, обычно не промышленное оруденение, в зоне гипергенеза формируются богатые и уникальные по своим параметрам руды. Очевидно, исключительно высокая продуктивность кор выветривания карбонатитов является следствием весьма эффективных рудоконцентрирующих процессов, действующих в данной экзогенной рудной формации.

В связи с этим геологи оказались перед дилеммой — продолжать малоперспективные поиски богатых коренных карбонатитов или переключить внимание на месторождения кор выветривания карбонатитов, для формирования которых достаточно самых обычных рядовых карбонатитов. Иными словами, появилась необходимость изменения методологии прогнозирования и поисков редкометалльных месторождений, связанных с карбонатитовыми формациями. Новый концептуальный элемент заключается в том, что наиболее перспективными становятся не поиски богатого карбонатитового субстрата, а выявление и анализ эффективных рудоконцентрирующих процессов, действующих в корках выветривания карбонатитов и определяющих формирование богатых и уникальных руд за счет рядового по своим параметрам субстрата. И в этом случае на первый план выступает изучение основных закономерностей функционирования кор выветривания карбонатитов как эффективной рудоконцентрирующей геохимической системы.

Исследования кор выветривания карбонатитов представляют большой интерес и для выявления некоторых общих закономерностей гипергенного минералообразования. Как неоднократно отмечалось [4], процесс выветривания по механизму проявления имеет много общего с глубинными инфильтрационными метасоматическими процессами. Одна-

ко эти геологические формации имеют и существенные отличия, которые не позволяют применять разработанные методы анализа метасоматитов и их зональности к продуктам выветривания и формирования их зональных профилей. Данные ограничения связаны с различиями факторов, определяющих минералообразование в экзогенных и эндогенных системах.

В условиях инфильтрационного метасоматоза внешними (интенсивными) факторами равновесия являются T , P и химические потенциалы вполне подвижных компонентов, а к внутренним (экстенсивным) — относятся концентрации инертных компонентов. Эти параметры полностью описывают со-

стояние системы, а их изменение определяет формирование метасоматической зональности.

В отличие от этого процесс выветривания протекает при низких и мало изменяющихся термодинамических параметрах и при отсутствии вполне подвижных компонентов (за исключением воды), а в качестве главных факторов равновесия в данных условиях выступают кислотность растворов и их окислительный потенциал. Именно начальные значения этих параметров и диапазон их изменения в процессе выветривания, а также состав субстрата определяют минеральный состав гипергенных продуктов и характер зональности профиля выветривания. Кроме того, глубинный метасоматоз обычно происходит при постоянном объеме, а выветривание, как правило, сопровождается изменением объема.

Коры выветривания карбонатитов представляют собой одну из интереснейших и наиболее продуктивных экзогенных редкометаллических рудных формаций. Они отличаются необычно большой мощностью (300—400 м и более) и хорошо развитой зональностью профиля выветривания. В связи с этим, коры выветривания карбонатитов могут служить весьма благоприятным объектом для анализа факторов гипергенеза, подвижности компонентов и механизма формирования профиля выветривания. Данный анализ в то же время демонстрирует и существенные отличия процесса выветривания от глубинных инфильтрационных метасоматических процессов.

Главные генетические типы кор выветривания карбонатитов. Важнейшей особенностью кор выветривания карбонатитов как экзогенной рудной формации, наряду с исключительно высокой продуктивностью, является генетическая неоднородность этой формации, проявляющаяся в разнообразии типов месторождений, различающихся по составу, строению и рудоносности. Поскольку субстратом в большинстве случаев служат однотипные или достаточно близкие по составу породы, то очевидно, что такое разнообразие месторождений свидетельствует о неоднородности этой экзогенной геохимической системы, а также о том, что особенности ее функционирования, включая и рудоконцентрирующий эффект, зависят от условий гипергенеза.

В результате сравнительного анализа месторождений, формирующихся в широком диапазоне условий гипергенеза, разработана их генетическая классификация, которая включает три главных типа месторождений: 1) гидрослюдистых кор выветривания карбонатитов, генотипом которых может служить Белозиминское месторождение; 2) латеритных кор выветривания карбонатитов, представленные такими уникальными объектами, как Араша, Маунт Вельд, Чуктукон и др.; 3) эпигенетически измененных кор выветрива-

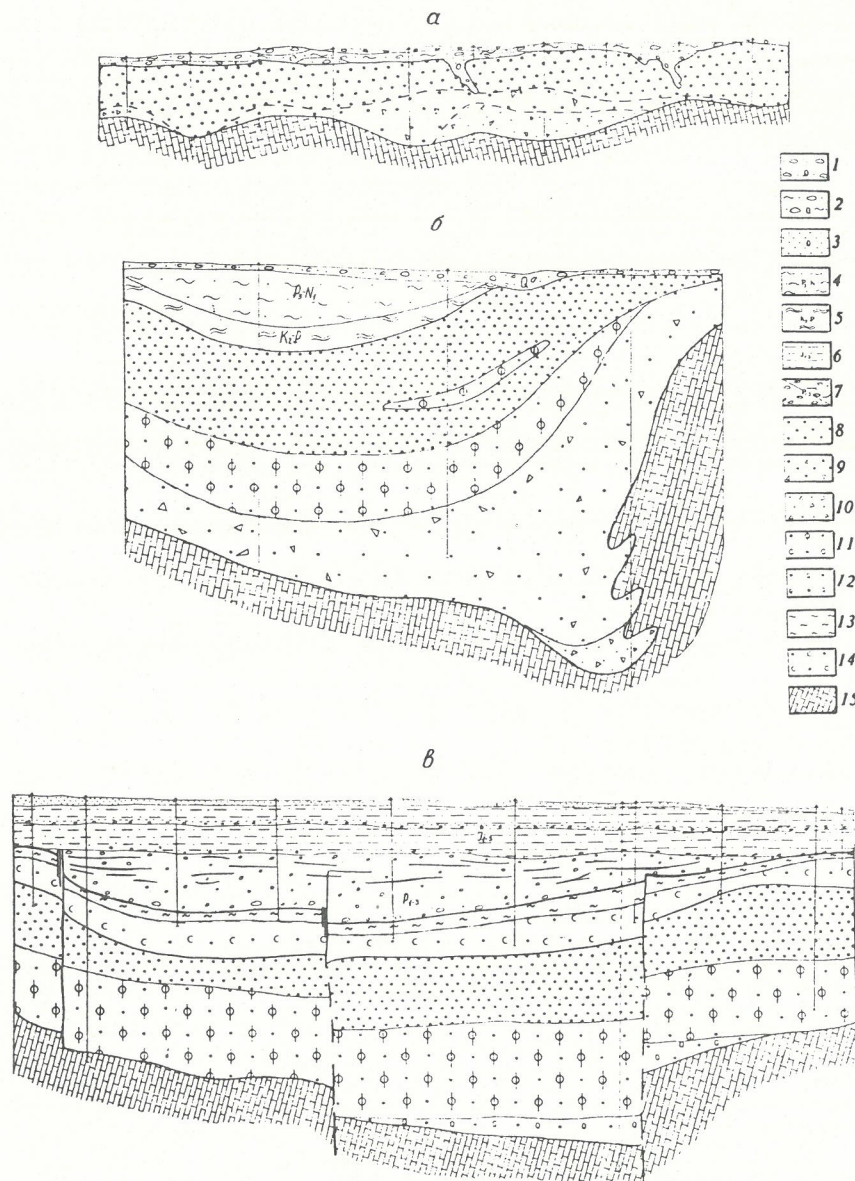


Рис. 1. Типичные геологические разрезы гидрослюдистых (а — Белая Зима), латеритных (б — Чуктукон) и эпигенетически измененных (в — Томтор) кор выветривания карбонатитов:

перекрывающие отложения: 1 — четвертичные делювиальные, 2 — четвертичные аллювиальные; 3 — четвертичные песчаные, 4 — пески и песчаные глины неоген-палеогеновые, 5 — бокситоносные мел-палеогеновые, 6 — юрские морские, 7 — континентальные обломочные пермские; зоны коры выветривания и продуктов ее эпигенеза: 8 — охры, 9 — обохренные сыпучки, 10 — необохренные сыпучки, 11 — лимонит-франколитовые породы, 12 — лимонит-кварцевые породы, 13 — породы осветленного горизонта зоны эпигенеза, 14 — сидеритизированные породы зоны эпигенеза; 15 — карбонатиты

ния карбонатитов, типичным примером которых является Томторское [2].

Месторождения первых двух типов формируются в обычной для процессов выветривания окислительной обстановке и различаются между собой интенсивностью гипергенных преобразований. Месторождения третьего типа имеют более сложную историю формирования, которая характеризуется сменой этапов гипергенеза и переходом от окислительных условий на этапе поверхностного выветривания к восстановительным — на эпигенетическом этапе. Геологическая ситуация, определяющая смену этапов гипергенеза и переход от окислительных условий к восстановительным, возникает в тех случаях, когда коры, сформировавшиеся в окислительной обстановке, перекрываются более молодыми угленосными отложениями и начинают подвергаться воздействию восстановленных бескислородных вод.

Классификации месторождений кор выветривания карбонатитов посвящена одна из недавних наших публикаций [3], в которой суммированы основные особенности состава, строения и рудоносности выделенных типов месторождений. Кратко резюмируем эти данные, акцентируя внимание на типоморфных признаках, отражающих различия в условиях формирования месторождений.

В месторождениях гидрослюдистых кор выветривания из главных минералов карбонатитов неустойчивы только карбонаты, которые растворяются и практически полностью выносятся из верхнего горизонта профиля выветривания. Все же остальные минералы — апатит, силикаты, пироксиды и другие сохраняют устойчивость и накапливаются в остальных продуктах выветривания вместе с оксидами и гидроксидами железа и марганца, которые осаждаются в результате окисления и гидролиза этих компонентов, высвобождающихся при растворении карбонатов. Реликтовые минералы в продуктах выветривания, включая главные рудные минералы — апатит и пироксиды, наследуют основные особенности, свойственные им в первичных породах, только флогопит подвергается гидратации с образованием вермикулита и гидрофлогопита.

Зональность гидрослюдистого профиля, включающая охры, обохренные и необохренные сыпучки (рис. 1, а), обусловлена постепенно нарастающей к поверхности интенсивностью выщелачивания карбонатитов. Особенность этой простой зональности — постоянство трендов распределения главных компонентов, которые сохраняют свою направленность во всем профиле.

В отличие от месторождений гидрослюдистых кор выветривания в латеритовых месторождениях ведущая роль принадлежит не реликтовым устойчивым минералам, а продуктам окисления и гидролиза первичных минералов карбонатитов, представленным оксидами и гидроксидами железа и марганца, а также вторичным минералам, образующимся в результате глубокого химического преобразования вещества карбонатитов. В условиях латеритного выветривания полностью растворяются не только карбонаты, но также силикаты и апатит и образуются вторичные двойные водные фосфаты алюминия С, Sr, Ba или TR (группа крадаллита-флоренсита), вторичный монацит, а на глубоких горизонтах латеритного профиля — гипергенный гидроксид-карбонат-apatит-франколит.

В продуктах латеритного выветривания карбонатитов неустойчив и первичный пироксид, который

замещается вторичными Sr-, Ba-, Се- и Pb-пироксидными, образование которых происходит по ионнообменному механизму и сопровождается интенсивной гидратацией минерала и резким увеличением дефицита катионов группы А. Вторичные двойные водные фосфаты группы крадаллита и вторичные пироксиды необычного состава чрезвычайно характерны для продуктов латеритного выветривания карбонатитов. Их присутствие вместо неустойчивого апатита и первичного Na-Са-пироксидов, а также развитие на глубоких горизонтах профиля выветривания франколитовых пород позволяет достаточно надежно определить принадлежность месторождений к латеритной фации.

Весьма специфичен и характер зональности латеритного профиля (см. рис. 1, б). В отличие от гидрослюдистого латеритный профиль включает зоны, принципиально различающиеся по характеру геохимических процессов — верхнюю зону выщелачивания, представленную остаточными латеритными охрами, и сопряженную с ней зону цементации или вторичного переосаждения компонентов, сложенную лимонит-франколитовыми и лимонит-кварцевыми породами.

Природа зональности латеритного профиля заключается в инверсии поведения некоторых главных компонентов, прежде всего Р и Si, т.е. в переходе от преобладающего в верхних частях профиля растворения апатита и силикатов и выноса их компонентов к вторичному переосаждению этих компонентов на глубоких горизонтах зоны гипергенеза. Поэтому подобная зональность, характеризующаяся наличием максимумов на трендах распределения этих компонентов, может быть названа инверсионной.

Месторождения эпигенетически измененных кор выветривания карбонатитов отличаются наиболее сложным составом и строением. Минеральный состав руд отражает двухэтапную историю их формирования и свидетельствует о том, что геохимическая направленность эпигенетических процессов восстановительного этапа гипергенеза во многом противоположна главным геохимическим тенденциям этапа корообразования.

Так, одна из главных геохимических тенденций корообразования — окисление Fe и Mn на эпигенетическом этапе сменяется восстановлением этих компонентов. Поэтому в эпигенетически измененных продуктах выветривания резко возрастает роль закисных форм железа и марганца и содержащих их минералов — сидерита, вивианита, родохрозита, пирита, магнетита и др. Выщелачивание первичных карбонатов, характерное для этапа корообразования, на эпигенетическом этапе уступает место массовому осаждению карбонатов (сидерита, олигонита, родохрозита и др.). Сера, в корях выветривания изменяющая свою первичную сульфидную форму на сульфатную (преимущественно барит), в продуктах эпигенеза вновь выступает в восстановленной сульфидной форме (пирит, галенит, сфалерит и др.).

Поэтому в месторождениях эпигенетически измененных кор выветривания карбонатитов реликтовые устойчивые минералы продуктов выветривания, а это прежде всего главные рудные минералы пироксиды и монацит присутствуют совместно с эпигенетическими минералами, свойственными восстановительным условиям минералообразования.

Рассматриваемые месторождения обладают зональностью совмещенного типа, в которой зональное развитие эпигенетических процессов сочетается

Ряды миграционной способности компонентов

I		CO _{2(0,03)} Sr _{0,1} Mg _{0,3} K _{0,4} Ca _{0,7} Na _{1,4} Si _{1,9} P _{2,0} Ba _{2,0} Fe _{2,0} Zr _{2,0} Co _{2,0} Nb _{2,0} Al _{2,2} Ta _{2,4} Ce _{2,5} Ti _{2,6} Mn _{2,7} Pb _{2,8} Cr _{2,9} Zn _{4,5} Ni _{5,9}
II	a	Ca _{0,1} CO _{2(0,2)} K _{0,2} Mg _{0,7} Si _{0,8} Na _{1,4} Sr _{1,4} P _{1,6} Al _{3,2} Zr _{3,2} Cr _{3,5} Ti _{3,8} Mn _{3,9} Nb _{4,1} Be _{4,3} Pb _{5,3} Sc _{5,6} Y _{5,7} Zn _{5,9} V _{6,1} Fe _{6,1} La _{7,1} Co _{8,7} Mo _{9,8} Cu _{9,9} Ni _{10,8} B _{18,7}
	б	CO _{2(0,1)} K _{0,2} Mg _{0,6} Ca _{0,6} Sn _{1,0} Al _{1,0} Si _{1,2} Zr _{1,6} Na _{2,3} Y _{2,4} Ti _{2,4} Nb _{2,4} La _{2,5} Sr _{2,6} Fe _{2,9} V _{3,2} Ga _{3,3} Cr _{3,5} Be _{3,6} Mn _{3,7} Cu _{3,8} Co _{4,7} Mo _{4,7} Ni _{5,0} P _{5,5} Zn _{6,7} Pb _{6,8} B _{13,0}
III	a	Fe _{0,3} Mn _{0,4} Ca _{0,4} Mg _{0,5} Ni _{0,5} Co _{1,0} Cr _{1,1} Na _{1,1} Be _{1,3} Zn _{1,4} P _{1,9} V _{2,1} Nb _{2,1} Sc _{2,3} La _{2,4} Si _{2,8} Sn _{3,0} Y _{3,2} Zr _{3,4} Sr _{3,5} Ti _{4,0} Pb _{4,0} B _{4,3} Ba _{6,4} Ga _{8,0} Al _{14,7}
	б	Sc _{0,3} Y _{0,6} Ca _{0,6} Co _{0,6} La _{0,7} Na _{0,7} Nb _{0,7} Ni _{0,7} Fe _{0,8} Mo _{0,8} V _{0,8} P _{0,9} Be _{0,9} Cr _{1,1} Mg _{1,1} B _{1,1} Ti _{1,4} Zr _{1,5} Mn _{1,6} Ga _{2,0} Al _{2,0} Zn _{2,2} Cu _{2,3} K _{3,0} CO _{2(3,2)}

с зональностью латеритного профиля выветривания карбонатитов (см. рис. 1, в). Нижние части такого профиля сложены обычными продуктами латеритного выветривания карбонатитов, а верхние, непосредственно контактирующие с угленосными отложениями, представлены их эпигенетически измененными разностями. При этом главными элементами собственно эпигенетической зональности являются: верхний осветленный горизонт, образующийся в результате выноса из продуктов выветривания восстановленных форм железа и марганца, и сопряженный с ним сидеритовый горизонт, в котором эти компоненты осаждаются, соединяясь с углекислотой.

Таким образом, каждому из выделенных типов месторождений соответствуют специфическая устойчивая минеральная ассоциация и определенный

тип зональности профиля выветривания. Различия в характере и интенсивности оруденения различных типов кор выветривания карбонатитов определяются изменением подвижности компонентов при формировании выделенных типов месторождений.

Дифференциальная подвижность компонентов в зоне гипергенеза — важнейший фактор формирования месторождений кор выветривания карбонатитов. Анализ показывает, что в корях выветривания карбонатитов существуют два главных механизма концентрирования рудных компонентов: 1) остаточного накопления инертных рудных компонентов, обусловленного выносом подвижных компонентов; 2) вторичного переотложения компонентов, обладающих ограниченной подвижностью в профиле выветривания.

В основе обоих рудоконцентрирующих механиз-

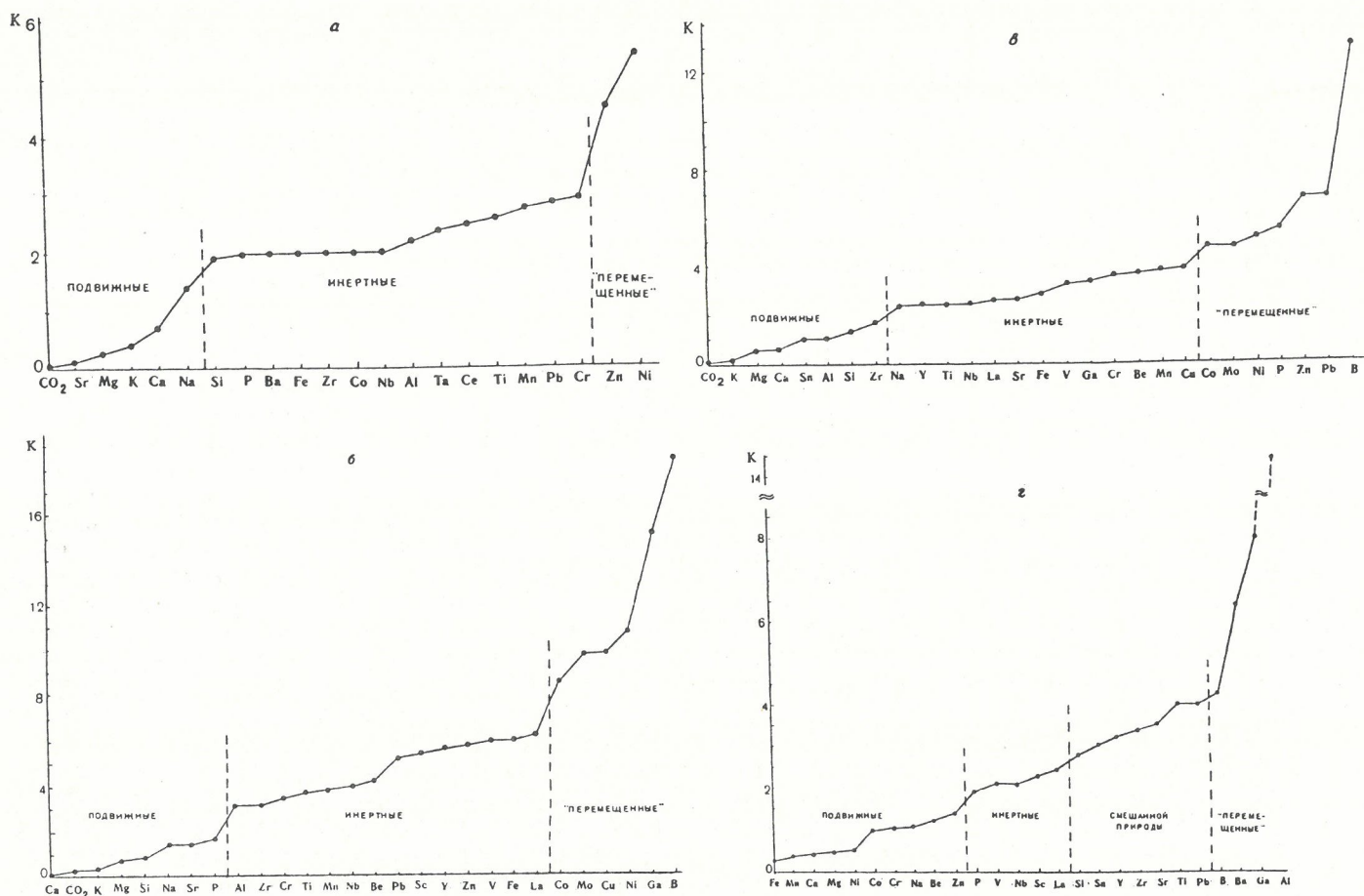


Рис. 2. Миграционный ряд компонентов для зоны охр гидрослюдистого профиля выветривания доломитовых карбонатитов месторождения Татарское I (а), зон охр (б), лимонит-франколитовых пород (в) латеритного профиля выветривания карбонатитов и эпигенетической зоны осветления латеритных охр (г) участка Буранный месторождения Томтор:

по оси ординат — коэффициенты концентрации компонентов

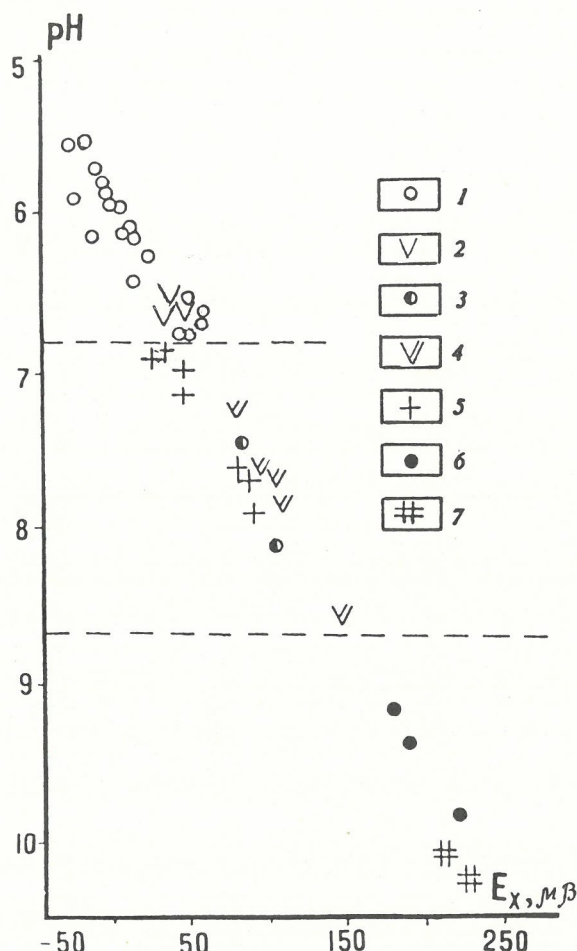


Рис. 3. pH суспензии гипергенных продуктов латеритного и гидрослюдистого профилей выветривания карбонатитов (E_x — ЭДС электродной системы):

охры латеритного профиля: 1 — Чукотское месторождение, 2 — Татарское месторождение; лимонит-франколитовые породы: 3 — Чукотское месторождение, 4 — Татарское месторождение; 5 — охристые продукты гидрослюдистого профиля выветривания (Татарское месторождение); карбонатиты: 6 — кальцитовые (Чукотское месторождение), 7 — доломитовые (Татарское месторождение)

мов лежит различная миграционная способность или подвижность компонентов в зоне гипергенеза. Поэтому для анализа рудоносности кор выветривания карбонатитов важно найти достаточно простой способ оценки миграционной способности компонентов, который давал бы ключ к пониманию природы как необычайно высокой продуктивности, так и генетической неоднородности этой рудной формации.

Для оценки подвижности компонентов мы предлагаем использовать миграционные ряды, в которых миграционная способность компонентов выражена через коэффициенты их накопления, т.е. отношения содержания компонентов в продуктах выветривания к их содержаниям в исходных породах. Эти ряды для каждого из выделенных типов месторождений приведены в таблице и в графическом виде показаны на рис. 2.

Один из методических приемов анализа миграционных рядов — использование так называемых элементов-свидетелей, которые обладают минимальной миграционной способностью и могут служить эталонным инертным поведением компонентов. Такими элементами-свидетелями обычно являются ниобий

и титан (последний только в окислительной обстановке). В миграционных рядах компоненты, расположенные слева от группы этих наиболее инертных элементов, выносятся из продуктов выветривания, компоненты, входящие в группу, т.е. близкие к элементам-свидетелям по коэффициентам концентрации, испытывают только остаточное накопление, а компоненты, занимающие положение справа от элементов-свидетелей, наряду с остаточным накоплением частично привносятся в процессе выветривания карбонатитов или в процессе эпигенеза продуктов выветривания.

Анализ миграционных рядов позволяет заключить, что специфика кор выветривания карбонатитов как уникальной рудоконтролирующей геохимической системы обусловлена высокой подвижностью главных породообразующих компонентов карбонатитов в зоне гипергенеза, которая определяет беспрецедентные масштабы миграционных процессов и сильный рудоконтролирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением инертных рудных компонентов и прежде всего редких металлов.

В то же время анализ миграционных рядов показывает, что различия в характере рудоносности и продуктивности выделенных типов месторождений обусловлены изменением миграционных свойств компонентов в различных гипергенных обстановках.

На окислительном этапе гипергенеза эффективность рассматриваемого рудоконцентрирующего механизма зависит от интенсивности гипергенного процесса, т.е. от фациальных условий выветривания. В условиях более интенсивного латеритного выветривания становятся подвижными не только CO_2 , Ca, Mg, но также P и Si, инертные при гидрослюдистом выветривании, что приводит к более полному выносу вещества карбонатитов из зоны выщелачивания и резкому повышению степени концентрирования (а следовательно и абсолютных содержаний) редких металлов по сравнению с условиями гидрослюдистого выветривания. Поэтому в остаточных гидрослюдистых охрах концентрации редких металлов (Nb, La, Ce, Y, V, Si и др.) обычно в 2—4 раза, а в латеритных охрах в 4—8 раз превышают их исходные концентрации в карбонатитах. Этим объясняются более высокие продуктивность и комплексность месторождений латеритной фации выветривания.

Вместе с тем фактор ограниченной подвижности в латеритном профиле таких компонентов, как фосфор также имеет рудоконцентрирующее значение, поскольку проявляется в перераспределении этих компонентов в профиле выветривания и их вторичном концентрировании на глубоких горизонтах зоны гипергенеза с образованием франколитовых руд.

В месторождениях эпигенетически измененных кор выветривания карбонатитов рудоконцентрирующие процессы, связанные с дифференциальной подвижностью компонентов, наиболее результативны. В этих месторождениях не просто суммируются рудоконцентрирующие эффекты двух этапов гипергенеза, но исключительно благоприятное (с точки зрения реализации этой природной технологии) изменение миграционных свойств компонентов в восстановительных условиях эпигенеза приводит к дополнительному усилению суммарного рудоконцентрирующего эффекта. Дело в том, что Fe и Mn, инертные в условиях латеритного выветривания и накапливающиеся вместе с редкими металлами в остаточ-

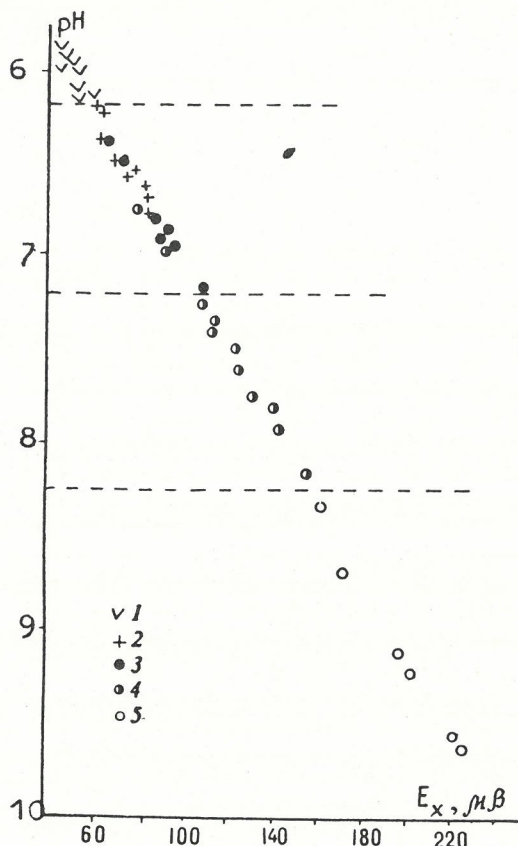


Рис. 4. pH суспензии продуктов окислительного и восстановительного этапов гипергенеза месторождений Томторское и Чукотское:

1 — осветленные продукты выветривания; 2 — сидеритизированные продукты выветривания; 3 — латеритные охры; 4 — лимонит-франколитовые породы; 5 — карбонаты кальцитовые

ных продуктах до почти предельных концентраций, в восстановительных условиях эпигенеза приобретают подвижность, и их интенсивный вынос приводит к повторному эффективному концентрированию редких металлов, которые сохраняют инертность и в этих условиях. Поэтому месторождения эпигенетически измененных кор выветривания карбонатов отличаются присутствием уникальных по содержанию редких металлов и высокой комплексности (Nb, La, Ce, Y, Sc, V, Sr и др.) руд томторского типа. Коэффициенты концентрации редких металлов в этих рудах по сравнению с исходными породами достигают 10–15-кратной величины.

Таким образом, характер подвижности компонентов тесно связан с физико-химическими условиями гипергенеза, которые определяют разнообразие генетических типов месторождений и их продуктивность.

Физико-химические условия формирования месторождений и механизм образования зональных профилей выветривания карбонатов. В начале мы определили, что структура рассматриваемой рудной формации основана на выделении фациальных типов месторождений, которые формируются в сходной окислительной обстановке. Вместе с тем, возможность изменения гипергенной обстановки с окислительной на восстановительную добавляет еще один классификационный критерий, определяющий наряду с фациальными условиями разнообразие генетических типов месторождений.

Для последующего анализа структуры рудной формации важно выделить те физико-химические

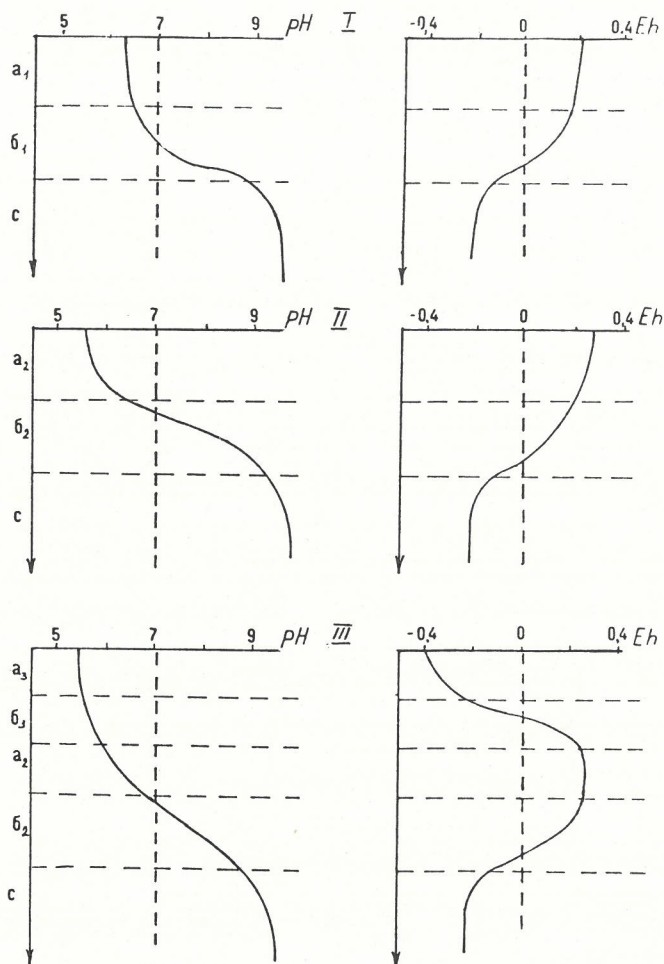


Рис. 5. Вариации параметров pH и Eh в главных типах профилей выветривания карбонатов:

I — гидрослюдистый профиль выветривания карбонатов (a_1 — охры, b_1 — обожженные сыпучки, c — карбонаты); II — латеритные коры выветривания карбонатов (a_2 — охры, b_2 — лимонит-франколитовые породы); III — эпигенетически измененные коры выветривания карбонатов (a_3 — осветленные охры, b_3 — сидеритизированные охры)

параметры, которые определяют специфические особенности состава, строения и рудоносности различных генетических типов месторождений.

Анализ показывает, что важнейшим параметром, интегрирующим различия в фациальных условиях выветривания и определяющим специфические особенности каждого из фациальных типов месторождений, является уровень кислотности минералообразующей среды. Как следует из сравнения устойчивых минеральных ассоциаций двух фациальных типов месторождений и результатов прямого измерения pH суспензии гипергенных продуктов (рис. 3), начальным условиям латеритного выветривания соответствуют кислая и умеренно кислая среды гипергенного минералообразования, в то время как для гидрослюдистого выветривания характерна нейтральная, отчасти слабо кислая среда.

Как следствие более высокой кислотности растворов в условиях латеритного выветривания, становятся неустойчивыми первичные апатит и силикаты, P и Si приобретают ограниченную подвижность, и формируется не свойственная гидрослюдистому профилю зональность инверсионного типа, связанная с проявлением кислотно-щелочного барьера, определяющая кислую область неустойчивости и растворения апатита и силикатов от нейтральной

области, в которой эти минералы вновь становятся устойчивыми и происходит вторичное переосаждение фосфора и кремнезема.

В отличие от этого при формировании месторождений эпигенетически измененных кор выветривания карбонатитов определяющую роль играют не условия кислотности, которые на эпигенетическом этапе (рис. 4) мало отличаются от характерных для обычных кор выветривания, а резкие различия окислительного потенциала (рис. 5) между предельно окисленными лимонитовыми продуктами выветривания и эпигенетическими растворами, которые имеют ярко выраженный восстановленный характер и содержат избыточное органическое вещество. Резкая контрастность окислительного потенциала взаимодействующих на эпигенетическом этапе сред определяет глубину и интенсивность эпигенетических преобразований, которые сопровождаются развитием в корях специфических ассоциаций, свойственных восстановительным условиям минералообразования, а также интенсивными процессами миграции и перераспределения корового вещества.

На обобщенном графике (см. рис. 5), иллюстрирующем pH-Eh условия формирования главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов, оценка pH дается по результатам прямого измерения pH суспензии гипергенных продуктов, а Eh оценивается на основании рассчитанных Гаррелсом (1962) полей устойчивости железистых минералов в координатах pH-Eh, а также других независимых оценок этого параметра [5, 6 и др.].

Таким образом, главными параметрами, определяющими состав, строение и рудоносность выделенных типов месторождений кор выветривания карбонатитов, являются уровень кислотности и окислительно-восстановительный потенциал растворов зоны гипергенеза. Существенное значение при этом имеет диапазон изменения этих параметров в зоне гипергенеза, т.е. степень контрастности гипергенных растворов по отношению к коренным породам, создающая возможность появления геохимических барьеров, с которыми связано формирование зональности профиля выветривания.

Можно показать это на примере формирования зональности латеритного профиля выветривания карбонатитов. При поступлении поверхностных растворов, имеющих pH около 5,5, первыми начинают выщелачиваться карбонаты как наиболее растворимая фаза. Растворение карбонатов вызывает нейтрализацию растворов, препятствующую растворению апатита и силикатов.

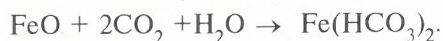
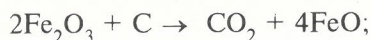
По мере развития процесса фронт растворения карбонатов перемещается на глубину, а в верхней зоне устанавливается бескарбонатное растворение с исходным pH растворов, близким к 5,5, при котором становится возможным растворение апатита и силикатов. Возникает фронт растворения последних, который также перемещается на глубину. Поскольку скорость инфильтрации растворов с глубиной уменьшается, растворы, насыщенные фосфором и кремнеземом, достигают уровня, где еще сохраняются карбонаты и действует нейтрализационный геохимический барьер. Здесь начинается осаждение фосфора и кремнезема, причем для каждого устанавливается свой геохимический барьер. Масштабы экспансии зон осаждения фосфора и кремнезема, представленных вторичными лимонит-франколитовыми и лимонит-кварцевыми породами, зависят от содержания этих компонентов в первичных карбо-

натитах. При высоком содержании фосфора франколитовая зона занимает весь объем нижних частей зоны гипергенеза, как это имеет место на Томторе. При более низких содержаниях фосфора в низах зоны гипергенеза могут сохраняться гипергенные продукты, содержащие не полностью растворенные карбонаты, которые соответствуют обохренным и необохренным сыпучкам гидрослюдистого профиля, как это наблюдается в Чуктуконе. При еще более низких содержаниях фосфора, характерных, например, для анкеритовых карбонатитов, франколитовая зона имеет небольшую мощность, распадается на отдельные линзы и может отсутствовать вовсе.

Зональность эпигенетически измененных продуктов выветривания также формируется под влиянием значительных градиентов физико-химических параметров минералообразующей среды, однако в этом случае ведущую роль играют резкие различия окислительных потенциалов эпигенетических растворов и продуктов окислительного этапа выветривания.

Вследствие большого градиента окислительного потенциала в зоне взаимодействия эпигенетических растворов с продуктами выветривания возникает серия окислительно-восстановительных реакций, ведущих к постепенному сближению параметров реагирующих сред и определяющих зональное развитие эпигенетических процессов и, в частности, закономерную смену зон осветления и сидеритизации.

В верхнем осветленном горизонте в условиях наиболее активной инфильтрации растворов и их наиболее высокого восстановительного потенциала окислительно-восстановительные реакции, а также миграционные процессы протекают с максимальной интенсивностью. Здесь происходит восстановление железа и марганца до двухвалентных катионов, которые в этих условиях обладают высокой подвижностью и активно выносятся из гипергенных продуктов. Одновременно органический углерод, присутствующий в растворах, окисляется с образованием оксида и диоксида углерода. Главные окислительно-восстановительные реакции в этой зоне следующие:



В осветленном горизонте в условиях избытка редуцента благодаря реакции восстановления сульфатного аниона $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C} \rightarrow 2\text{CO}_2 + \text{S}^{2-}$ образуются сульфиды.

В результате приведенных реакций окислительный потенциал растворов повышается и возрастает активность угольной кислоты. Этим обусловлено образование сопряженной с верхним осветленным горизонтом зоны эпигенетической сидеритизации окисленных продуктов выветривания. В этой зоне главные окислительно-восстановительные реакции таковы:



С глубиной окислительный потенциал растворов вследствие их взаимодействия с продуктами выветривания продолжает повышаться, активная кон-

центрация углекислоты падает, а сидеритизация постепенно сменяется шамозитизацией.

Вместе с тем, переход от верхнего осветленного горизонта зоны эпигенеза к сидеритовому сопровождается нейтрализацией эпигенетических растворов (см. рис. 4). Поэтому развитие эпигенетической зональности одновременно может рассматриваться и как смена процесса выщелачивания компонентов (Fe и Mn) их вторичным переосаждением на фронте нейтрализации растворов.

Таким образом, ведущими факторами, контролирующими формирование кор выветривания карбонатитов, являются кислотность и окислительно-восстановительный потенциал растворов зоны гипергенеза. Изменение этих параметров определяет разнообразие гипергенных обстановок и формирование существенно различающихся по составу, строению и рудоносности типов месторождений.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Сравнительный анализ кор выветривания карбонатитов, формирующихся в широком диапазоне условий гипергенеза, свидетельствует о неоднородности этой экзогенной рудной формации, которая включает три главных типа месторождений: гидрослюдистых кор выветривания карбонатитов; латеритных кор выветривания карбонатитов; эпигенетически измененных кор выветривания карбонатитов.

2. Главными физико-химическими параметрами, с изменением которых связано разнообразие гипергенных обстановок и формирование различных по составу, строению и рудоносности типов месторождений кор выветривания карбонатитов, являются уровень кислотности и окислительно-восстановительный потенциал растворов зоны гипергенеза.

3. Необычно высокая продуктивность кор выветривания карбонатитов — результат проявления эффективных рудоконцентрирующих механизмов, в

основе которых лежит дифференциальная подвижность (миграционная способность) компонентов в зоне гипергенеза и, в частности, высокая подвижность главных порообразующих компонентов карбонатитов, а на эпигенетическом этапе — высокая подвижность главных порообразующих компонентов продуктов выветривания, которая определяет беспрецедентные масштабы миграционных процессов в зоне гипергенеза и сильный рудоконцентрирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением инертных рудных компонентов и прежде всего редких металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-64049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаррелс Р. Минеральные равновесия. — М.: ИЛ, 1962.
2. Лапин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометалльных руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геология рудных месторождений. 1995. № 1. С. 22—39.
3. Лапин А.В. Классификация и прогнозирование месторождений кор выветривания карбонатитов // Геология рудных месторождений. 1996. № 2. С. 172—185.
4. Методические рекомендации по применению геолого-геохимических критериев прогноза рудных месторождений в районах развития кор выветривания. — М.: ИМГРЭ, 1990.
5. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. — М.: Недра, 1968.
6. Самама Ж.-К. Выветривание и рудные поля. — М.: Мир, 1989.
7. Laval V., Johan V., Tourlier B. La carbonatite in Mabounie: exemple de formation d'un gite résiduel a pyrochlore // Chron. rech. miner. 1988. № 491. P. 125—136.
8. Rodrigues C.S., Lima P.R.A.dos S. Carbonatitic Complexes of Brasil. CBMM. 1984.
9. Willett C.C., Duncan R.K., Rankin R.A. Geology and economic evaluations of the Mt. Weld carbonatite, Laverton, Western Australia: Abstr. of IV Intern. Kimberlite Conf., Perth, 1986 // Bull. Geol. Soc. Austral. 1986. № 16. P. 96—99.

УДК 553.41

© М.М.Константинов. 1997

Оксидно-сульфидные ассоциации крупных золоторудных месторождений

М.М.КОНСТАНТИНОВ (ЦИГРИ)

Проблема формирования крупных и сверхкрупных золоторудных месторождений стала сквозной для ряда отечественных и международных геологических конференций и симпозиумов последнего десятилетия, что обусловлено прежде всего ее практической значимостью: выявление и освоение даже одного крупного месторождения золота может стать основой экономического благосостояния целого государства. Отсюда и устойчивый интерес к данной проблеме геологов-рудников [1, 4, 9].

Ниже рассмотрен лишь один из аспектов этой сложной проблемы, связанный с локализацией крупных месторождений золота в рудных узлах. Речь идет о сонахождении некоторых крупных золото-сульфидных и оксидных (существенно золото-кварцевых) месторождений, что позволяет предполагать существование длительно развивающихся рудообразующих систем. В процессе эволюции и дифференциации последних происходит разделение сульфидных и оксидных составляющих и формирование соответствующих месторождений. Поясним это на ряде примеров.

Лебединское и Куранахское рудные поля Алданского щита, приуроченные к отложениям его чехла, представлены сопряженными пологим чашеобразным прогибом и валообразным поднятием (рис. 1), объединенными наложенной на них золоторудной зоной северо-северо-восточного простирания [3]. Золоторудные месторождения связаны с мезозойской тектоно-магматической активизацией и имеют юрско-меловой возраст. Месторождение Куранах представлено залежами золотоносных кварц-адуляровых метасоматитов гидротермального близповерхностного генезиса, сформировавшихся по древнему карсту в кембрийских известняках под экраном юрских песчаников. Выделяются стадии рисовидного кварца и адуляра с золотоносным пиритом, золото-кварцевая и безрудного шестоватого кварца. Оруденение предположительно связывается с позднеальпийским (позднемеловым и палеогеновым) вулканическим циклом.

Лебединское месторождение приурочено к нижней (150—200 м) части кембрийской толщи, представлено многоярусными пластообразными телами

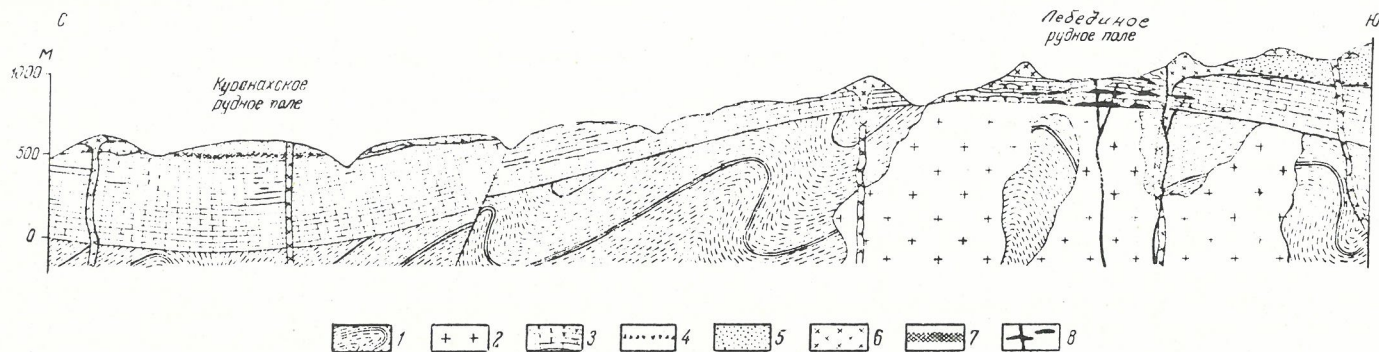


Рис. 1. Структурная позиция оруденения лебединского и куранахского типов в геологическом разрезе, по А.И. Казаринову:

1 — архейский гнейсовый комплекс; 2 — архейские граниты; 3 — кембрийский известняково-доломитовый комплекс; 4 — брекчии базального горизонта юры; 5 — юрский песчанико-сланцевый комплекс; 6 — послеюрские габбиссальные интрузии; 7 — метасоматические золоторудные залежи по породам зоны стратиграфического контакта кембрия и юры (куранахский тип); 8 — метасоматические золоторудные залежи по известнякам и доломитам и золотоносные кварц-сульфидные жилы (лебединский тип)

и крутопадающими жилами. Кварц-сульфидные руды месторождения сложены преимущественно пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом; выделены ассоциации пирит-анкеритовая, шестоватого кварца, поздняя сульфидная, золотая, поздних карбонатов.

Оруденение сопровождается мезозойские (юрско-меловые) пластовые интрузии, штоки и дайки щелочных и щелочноземельных сиенитов, и сформировалось, по построениям Ю.А. Билибина, на глубинах 700—1000 м, что соответствует общепринятому субвулканическому уровню. Таким образом, существенно сульфидная и существенно кварцевая золотоносные системы сопряженных рудных узлов объединяются: близким временным интервалом рудоотложения; небольшими глубинами формирования (первые сотни—тысяча метров); сопряженными валлообразным поднятием и чашеобразным прогибом длительного развития; единой золотоносной рудоконтролирующей зоной; наличием щелочного магматизма, характерного для активизированных платформ.

Сходное сообщество образуют золото-полиметаллическое месторождение Ледвилл в США (добыто около 90 т Au) и золото-адуляр-кварцевое Крипл-Крик (добыто более 600 т Au), приуроченные к сопряжению близмеридиональной рифтовой системы Скалистых гор и северо-восточного пояса рудноносных порфировых интрузий плато Колорадо.

Месторождение Ледвилл приурочено к крылу антиклинали, сложенному палеозойскими доломитами и разбитому серией ступенчатых взбросов [8]. Пластовые метасоматические залежи локализованы в доломитах непосредственно под силлами риолитовых порфиров позднемелового — палеогенового возраста (60—70 млн. лет) и имеют, соответственно размещению силлов, многоярусное строение. Руды состоят их агрегата пирита, сфалерита и галенита с серебросодержащим тетраэдритом; содержали 60—120 г/т Au и свободное золото, представленное золото-пирит-сфалерит-халькопиритовой ассоциацией, концентрация которого в высокосортных рудах достигала нескольких процентов.

Характерна многометалльность оруденения, в связи с чем выделяются типы руд: магнетит-спекулярит-сидеритовые с наложенной золото-пирит-сфалерит-халькопиритовой минерализацией; существенно висмутовые; вольфрамсодержащие силикатные золото-пиритовые с ранним вольфрамитом и более поздним пиритом; маргане-сидеритовые. Воз-

можно частичное обогащение руд золотом за счет гипергенных процессов.

Месторождение Крипл-Крик приурочено к третичной вулканической депрессии, сформировавшейся на фундаменте протерозойских гранитоидов и кристаллических сланцев и сложенной базальтовыми вулканическими брекчиями, песчаниками и алевролитами, рассеченными многоэтапными сериями щелочно-базальтовых даек. По данным С.Д. Шера [11], насчитывается до пяти этапов внедрения сходных по составу дайковых систем и тел эксплозивных брекчий. Общий временной интервал формирования щелочного магматического комплекса составляет 27—37 млн. лет [14], в т.ч. уникального трубообразного тела фонолитовых брекчий, сцементированных рудной минерализацией («Крессонов раздув») — 27—29 млн. лет. Главные компоненты руд — кварц и халцедон (60 %), флюорит, доломит и анкерит (до 20 %). Присутствуют адуляр и кальцит. Золото представлено преимущественно теллуридами, главным образом калаверитом. В рудах установлено небольшое количество гюбнерита, что наряду со значительным развитием доломита и анкерита, необычных для этого типа месторождений, свидетельствует о некоторой родственности с предыдущим объектом. Другой элемент общности, отмечаемый независимо разными исследователями, — контроль оруденения двумя системами разломов, одна из которых отвечает рифтовой системе Скалистых гор, другая — порфировому поясу Колорадо.

Позиция Балеиско-Дарасунского узла в Восточном Забайкалье, заключающего два крупных месторождения, контролируется северо-западной зоной сквозных нарушений (зоной повышенной трещиноватости), поперечной простираению рудоносных структур [10]. Месторождение Дарасун ассоциирует с многофазным габбро-диорит-гранодиоритовым плутоном позднеюрского возраста и представлено системой рудных жил золото-полиметаллического состава. Продуктивны золото-арсенопиритовые, золото-халькопиритовые и золото-висмутин-теллуриды парагенезисы.

Балеиское месторождение позднемелового возраста связано с рифтогенной структурой в осевой части сводового поднятия, контролируется наложенным грабеном и принадлежит позднему этапу тектономагматической активизации [12]. Кварц-адулярные жильные рудные тела заключают низкопробное золото и электрум с сульфосолями серебра; осаждение золота тесно сопряжено с кристаллизацией гелей

кремнезема [7]. Какие-либо реальные связи оруденения с магматизмом для этого месторождения не установлены. Несмотря на значительную протяженность рифтогенных структур, это единственное крупное месторождение золото-серебряного типа, и поэтому его положение в едином рудном узле с золото-полисульфидными рудами Дарасуна можно также рассматривать как проявление длительно развивавшейся (около 50 млн. лет) единой золотоносной системы, в ранний этап активизации которой сформировались золото-сульфидные, а в поздний — золото-кварцевые руды. Об этом свидетельствует и наличие небольших проявлений дарасунского типа в пределах Балецкого рудного поля. Очевидно, что единая рудоконцентрирующая структура существовала, по крайней мере, уже в ранний этап минералообразования, а Балецкий грабен находился в «рудоподготовительном» периоде развития.

Два гигантских золоторудных месторождения Узбекистана — Мурунтау и Даугызтау — контролируются долгоживущим разломом близмеридионального простирания, осложняющим региональную флексуру [5]. Месторождения чрезвычайно сходны

по геологической позиции: приурочены к верхам бесапанской свиты (С-С), подстилаемой вулканогенно-углеродисто-кремнистой формацией (R-V) и перекрываемой известково-доломитовой формацией (D₁₋₂). Позиция Даугызтауского рудного поля, по В.Г. Дзялошинскому, определяется провесом кровли скрытого массива гранитоидов, располагающихся по его периферии на глубине 0,8—1 км. На месторождении Мурунтау скрытые гранитоиды обнаружены бурением на глубине 4 км. Формирование главного продуктивного этапа рудоотложения происходило синхронно (286±2 млн. лет). Мурунтау — типичное золото-кварцевое месторождение штокерского типа, руды которого на 95—99 % состоят из кварца и включают мелкое высокопробное золото. Кроме того, распространены сульфиды цветных металлов и шеелит. Необычным является широкий ареал флогопитового метасоматоза, что позволяет некоторым исследователям относить это месторождение к глубинным образованиям. Наиболее убедительны представления о полигенной природе рудообразования [6].

Руды месторождения Даугызтау представлены прожилково-вкрапленными агрегатами серицит-карбонат-пиритового состава с переменным количеством дорудного кварца в виде гнезд, прожилков и жил. Второстепенную роль играют сложные сульфиды, сульфосоли Pb-Ag, антимонит. Золото тонкодисперсное, концентрируется в мышьяковистом пирите и арсенипирите. Около 3 % более позднего тонкого самородного золота средней пробы (750—850) ассоциирует с сульфосолями.

По времени формирования (800±50 млн. лет) близко золото-кварцевое и золото-мышьяковисто-сульфидное оруденение Енисейского кряжа, где расположены крупные Олимпиадинское и Советское месторождения, сопровождаемые рядом однотипных небольших объектов и мелких рудопроявлений (рис. 2). В целом эти объекты объединяются контуром серии разобнесенных гранитоидных интрузий тейско-аяхтинского комплекса (около 850 млн. лет), составляющих единую магматическую систему, эпицентр которой, соответствующий уходящей на глубину отрицательной гравиметрической аномалии, совпадает с позицией Олимпиадинского рудного поля. Советское месторождение располагается в его периферии. Оба объекта приурочены к метаморфическим толщам сухопитской серии ранне-среднепротерозойского возраста, причем Олимпиадинское месторождение залегает в ее основании, сложенном гнейсов-сланцевым комплексом, а Советское — в верхних частях серии, представленных филлито-сланцево-алевролитовой толщей.

Олимпиадинское рудное поле отличается напряженной складчатостью, в пределах которой собственно месторождение приурочено к периклинальному замыканию антиклинали [2]. В разрезе рудовмещающих пород, наряду со слюдисто-кварцевыми сланцами, присутствуют

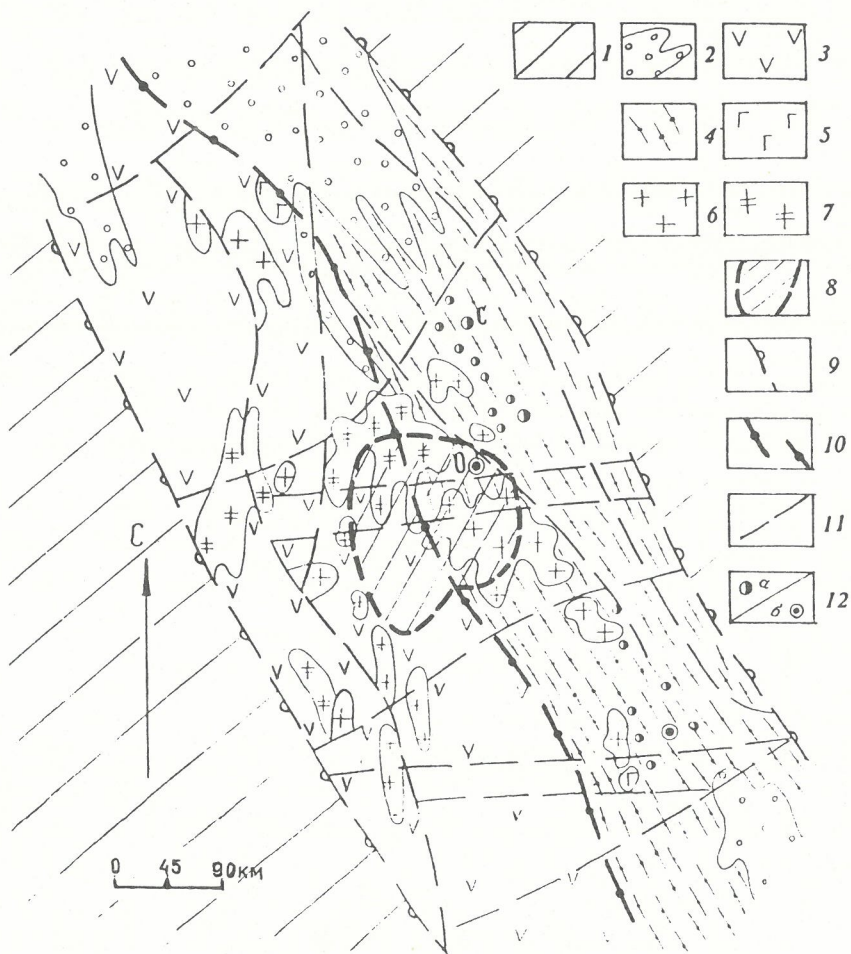


Рис. 2. Позиция Олимпиадинского и Советского месторождений в региональных структурах, по Ю.И.Новожилову.

формации: 1 — платформенные, 2 — орогенные рифей-венда (морские и континентальные молассы), 3 — вулканогенно-карбонатно-терригенные PR, эвгеосинклинальных зон, 4 — карбонатно-сланцевые, карбонатные PR₂₋₃ миогеосинклинальных зон, 5 — протоплатформенная габбродиабазов, 6 — орогенная гранитных батолитов (золотоносная), 7 — мигматит-гнейсовая гранитная; 8 — глубинный очаг гранитизации; разломы; 9 — ограничивающие складчатые области, 10 — ограничивающие структурно-формационные зоны, 11 — блокоограничивающие, 12 — месторождения и рудопроявления золото-кварцевой (а) и золото-мышьяковисто-сульфидной (б) формаций; месторождения: О — Олимпиадинское, С — Советское

мраморизованные известняки, а оруденение тяготеет к зонам контактов слюдисто-кварцевых сланцев с углеродсодержащими сланцами и мраморами. Руды представлены прожилково-вкрапленной арсенопирит-пирротин-пиритовой минерализацией.

Золото в основном представлено тонкодисперсными (первые микроны) выделениями в арсенопирите, причем специальными исследованиями на микрозонде установлено его концентрирование в краевых частях зерен. Здесь содержание Au достигает 2000 г/т [2].

К особенностям месторождения следует отнести развитие глубокой коры выветривания, а также высокое содержание на отдельных участках вольфрама, сурьмы и ртути. Возможно проявление поздней кинварно-аргиллизитовой ассоциации.

Месторождение Советское локализовано в интенсивно дислоцированной сланцево-филлитовой толще. Ближайшие магматические образования, представленные габбро-диабазовыми и лампрофировыми дайками и слабоэродированными куполами гранитов, расположены в 12–15 км от месторождения. Продольные и поперечные разломы, зоны рассланцевания, изоклинальные, кулисообразные складки и складки волочения в целом характеризуют напряженную дислокационную структуру месторождения.

Кварцево-жильные зоны контролируются в основном зонами рассланцевания, сопряженными с крупными продольными нарушениями. Состоят из многочисленных сближенных кварцевых жил, линз, неправильной формы тел и прожилков. Количество сульфидов составляет около 1 %. Они представлены пиритом, в меньшей степени арсенопиритом, а также пирротин, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Редко встречаются висмутин, самородное серебро, фрейбергит. Золото в рудах свободное, высокопробное, присутствует преимущественно в кварце, а также в виде субмикроскопических выделений в сульфидах. Генезис оруденения либо гидротермальный, связанный с глубокозалегающим магматическим очагом, либо метаморфогенный за счет мобилизации кремнезема и золота из боковых пород или полигенный — формирование сегрегационных бедных золотом кварцевых тел при дислокационном метаморфизме и наложение на них более поздней гидротермальной минерализации с золотом. Важно, что в любом случае достаточно четко определяется позиция месторождений в единой рудообразующей системе: золото-сульфидное оруденение связано с эпицентром магматизма и, по представлениям Л.В.Ли, приурочено к крупному провесу кровли в эпикальной части интрузива (что совпадает с позицией рудного поля Даугызтау в окисдно-сульфидной паре месторождений), а золото-кварцевое — находится на периферии магматической системы, связи с которой являются проблематичными.

Возможно, к единой бимодальной рудообразующей системе принадлежит и уникальная рудная ассоциация Витватерсранд — Бушвелд в Южной Африке. Идея первооткрывателя урановых руд Витватерсранда К.Давидсона о сопряженном формировании этих двух рудных гигантов [15] была отвергнута после детального обоснования палеоорусловой модели формирования золотоносных конгломератов. В последние годы Р.Хатчинсон [16], А.Д.Щеглов [13], автор настоящей статьи (1991) с разных позиций обосновали возможность гидротермально-осадочного формирования руд Витватерсранда. Р.Хатчинсон

предложил гипотезу, близкую предположению о субмаринном вулканогенно-осадочном рудообразовании. Вблизи рудоподводящих каналов в краевых частях палеобассейна он отмечает развитие зон сульфидизации, а на удалении — в области развития водорослевых скоплений — концентрируется золото. А.Д.Щеглов [13] описал реликты ритмично-полосчатых руд, в различной степени метаморфизованных, что свидетельствует о возможности эпитепидмального (по типу балеиского) или гидротермально-осадочного формирования некоторых рудных концентраций. Автором (1991) показаны некоторые аналогии между рудами Витватерсранда и стратиформными золото-кварцевыми месторождениями в турбидитах Южного Верхоянья и других однотипных месторождений. Эта гипотеза позволяет соединить эндогенный источник руд с приповерхностным или непосредственно осадочным способом отложений рудного вещества, подвергшегося впоследствии региональному метаморфизму. В этом случае также можно говорить о единой гигантской рудообразующей системе, одна из ветвей которой продуцировала руды Витватерсранда, другая — Бушвелда.

Таким образом, приведенные пары рудных месторождений, по-видимому, указывают на достаточно распространенное природное явление, рассматриваемое нами как проявление бимодальной рудообразующей системы. Подобные системы характеризуются следующим.

1. Контролем региональными структурами глубокого заложения и их сопряжениями.

2. Проявлением крупных и гигантских по запасам руд месторождений.

3. Охватом во времени сопряженных тектоно-магматических циклов или близким по времени рудообразованием. Последнее обстоятельство наиболее интересно, поскольку позволяет убедительно аргументировать параллельное развитие окисдной и сульфидной ветвей золотоносности.

4. Глубинными энергетическими источниками, возможно, мантийными диапирами, о чем свидетельствуют масштабы проявления магматических и рудообразующих процессов. Как следует из приведенных выше данных, не существует «жесткой» связи окисдных и сульфидных руд с теми или иными магматическими ассоциациями.

Вырисовывается приуроченность золото-сульфидных руд к эпицентрам магматических систем, которые могут быть как гранитоидными, так и базитовыми, а золото-кварцевых — к периферии. Генетические связи оруденения с конкретными магматическими ассоциациями во многих случаях проблематичны.

Первичная дифференциация рудного вещества на окисдные и сульфидные контрастные пары, исходя из имеющихся геологических данных, обусловлена длительным направленным воздействием условий регионального растяжения (возможно, происходившего в осевых частях рифтов или в эпицентрах «горячих точек») и сопряженного сжатия на больших глубинах. При отсутствии таких факторов дифференциации могут сформироваться месторождения с совмещенными окисдными и сульфидными золотоносными ассоциациями, например Нежданское в Якутии, Зармитан в Узбекистане.

Практическое значение предложенной гипотезы состоит в возможности прогнозирования пропущенной «пары» месторождений в случае, когда для этого существуют геологические предпосылки: широкое

развитие рудообразующих процессов и их многоэтапность; наличие разнонаправленных рудоконтролирующих структур глубокого заложения, сопряженных прогибов и поднятий, магматических образований сложного состава и многофазного развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М. Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов // Советская геология. 1987. № 5. С. 21—30.
2. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) / А.Л.Генкин, В.А.Лопатин, Р.А.Савельев и др. // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 111—136.
3. Казаринов А.И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 18. С. 5—30.
4. Константинов М.М. Золоторудные гиганты // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 75—83.
5. Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1991. № 4. С. 59—69.
6. Курбанов Н.К., Арифкулов Ч.Х., Ехиванов В.А. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения терригенных комплексов // Руды и металлы. 1992. С. 54—62.
7. Петровская Н.Б. Балеиское рудное поле. — М.: Недра, 1984.
8. Твенто О. Рудный район Ледвилл в штате Колорадо // Рудные месторождения США. М., 1972. С. 283—308.
9. Томсон И.Н., Полякова О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов // Отечественная геология. 1994. № 11—12. С. 24—30.
10. Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 84.
11. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1972.
12. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980.
13. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблемы открытия их аналогов в России. — СПб: ВСЕГЕИ, 1994.
14. Berger Byron R., Harold F. Banham Epithermal gold-silver deposits in the western United States: time-space products of evolving plutonic, volcanic and tectonic environments // Journal of Geochemical Exploration. 1990. 36. P. 103—142.
15. Davidson C.F. The mineralization of Witwatersrand Mining Mag. 3. 1955.
16. Hutchinson R.W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Witwatersrand ores // S. Afr. Geol. 1988. 91 (2). P. 157—173.

УДК 550.8 (470.3)

© А.Б.Каждан, В.И.Пахомов, 1997

Региональный тренд-анализ признаков рудоносности для оценки перспектив эндогенного оруденения Русской платформы

А.Б.КАЖДАН, В.И.ПАХОМОВ (МГГА)

Прогнозирование и оценка эндогенного оруденения чехла платформ осложняются трудной доступностью, слабой проявленностью и низкой информативностью большинства прямых и косвенных признаков их рудоносности. Наиболее информативные прямые признаки рудоносности — литогеохимические ореолы и ареалы элементов (или минералов)-индикаторов оруденения — перекрыты в условиях платформ более молодыми отложениями и практически недоступны для наблюдения. Более широко распространенные гидрохимические потоки их рассеяния доступны для изучения, однако их концентрации невелики, в связи с чем пути миграции от коренных источников выявляются с большим трудом. Важнейшие косвенные признаки рудоносности — гидротермальные или метасоматические эпипороды, связанные с процессами рудогенеза, — также скрыты под чехлами более молодых отложений и практически недоступны для наблюдения. В этих условиях для прогнозирования и оценки эндогенной рудоносности чехлов платформ необходимо применять такие подходы, которые способствуют, с одной стороны, получению новой дополнительной информации, с другой — повышению информативности известных исходных данных.

Оба эти условия выполнимы при применении методов системного регионального тренд-анализа прямых и косвенных признаков рудоносности. Тренд-анализ с помощью скользящих статистических «окон» [4—6] обеспечивает селекцию детерминированных составляющих изменчивости изучаемых признаков, которые приобретают свойства пространственных переменных и могут быть подвергнуты геометризации в контурах конкретных геологических структур. При низких концентрациях элементов-индикаторов оруденения переход к детерминированным составляющим их изменчивости замет-

но повышает разрешающую способность анализов. Методы тренд-анализа оказывают существенную помощь при обработке и интерпретации исходных геофизических данных, в частности при изучении корреляционных связей между плотностями и магнитными свойствами пород с целью выявления и оценки метасоматитов или гидротермалитов [5, 7].

Возможности использования системного регионального тренд-анализа для оценки перспектив эндогенного оруденения чехла платформ демонстрируются на примере Русской платформы. В качестве важнейших косвенных признаков рудоносности выбраны эндогенные изменения эпипород, а в качестве прямых — комплексные ареалы элементов-индикаторов оруденения в водах открытых водотоков.

Гидротермально или метасоматически измененные эпипороды как косвенные признаки рудоносности находят свое выражение на картах изолиний коэффициента связи между параметрами гравитационного и магнитного полей, рассчитанного в скользящих статистических «окнах» заданных размеров. Основой для составления таких карт служили карты аномалий силы тяжести в редукции Буге (Δg) и карты магнитного поля (ΔT) масштаба 1:1 000 000. Для получения матриц они подвергались предварительной оцифровке с плотностью 1 точка на 1 см² карты. После этого проводился расчет разработанного нами оригинального коэффициента связи τ в скользящих статистических «окнах» размером 50×50, 250×250 и 1250×1250 км. В статистическом «окне» размером 50×50 км проявляются зависимости элементов неоднородностей уровня потенциальных рудных районов, а в «окне» 250×250 км — уровня потенциальных рудных областей [4—6].

Коэффициент связи τ представляет собой среднее произведение Хаусдорф-метрики исследуемых пара-

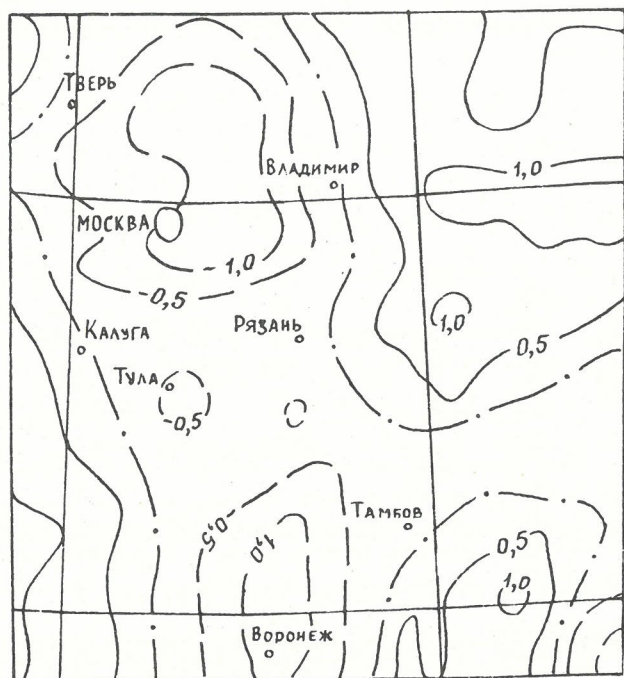


Рис. 1. Карта изолиний коэффициента связи гравитационного и магнитного полей уровня рудоносной области, статистическое «окно» 250×250 км

метров (в данном случае значений гравитационного и магнитного полей). Согласно [9], Хаусдорф-метрика выражается как частное от деления логарифма периметра фрактальной фигуры ($\log P$) на логарифм суммы оснований, описывающих фрактальную поверхность ($\log \sum A_i$). По смыслу коэффициент связи близок коэффициенту корреляции, однако в отличие от него область его применения охватывает и оценку тесноты связи значений топофункций. От коэффициента корреляции коэффициент связи отличается и по размаху своих значений. Так, коэффициент корреляции варьирует в пределах от $+1$ до -1 , а коэффициент связи — от $+6$ до -6 . При этом теоретически значения коэффициента связи более $+1$ соответствуют конкордантным параметрам (когда значения превышений топофункций совпадают по знаку), а значения коэффициента связи менее -1 отвечают антикордантным параметрам (значения превышений топофункций не совпадают по знаку). Дискордантные параметры характеризуются значениями коэффициента связи $+1 \dots -1$. Применение методов теории фрактальных поверхностей на практике показало, что в зависимости от размеров статистических «окон» граничные значения конкордантности соответствуют $+1,5$ (для малых «окон») и $+0,5$ (для больших «окон»), граничные же значения антикордантности находятся соответственно на уровне $-1,5$ и $-0,5$.

На рис. 1 приведена карта пространственного размещения коэффициента связи τ гравитационного и магнитного полей для иерархического уровня потенциальных рудных областей («окно» 250×250 км). Общий диапазон изменений коэффициента связи в рамках карты достигает шести единиц (от +3,5 до -2,5). На карте отчетливо видно, что крупнейшие

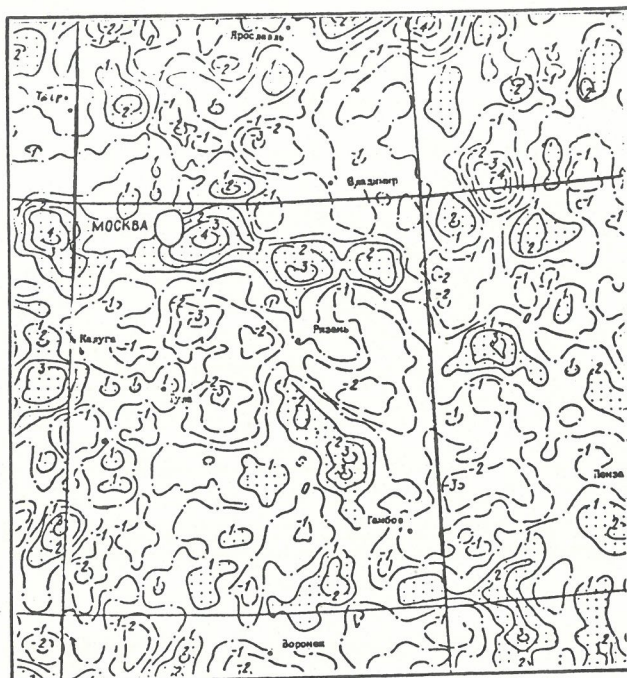


Рис. 2. Карта изолиний коэффициента связи гравитационного и магнитного полей уровня рудного района, статистическое «окно» 50×50 км

конкордантные, антиконкордантные и дискордантные элементы неоднородности этого уровня на территории Русской платформы располагаются в пространственной связи с ее региональными геодинамическими и геотектоническими элементами: границей Сарматского кратона с геосинклинальной зоной карельской складчатости; бортом нескомпенсированной Прикаспийской впадины; системами крупнейших активизированных в девоне Казанско-Кировского и Доно-Медведицкого авлакогенов; мегаструктурами центрального типа и некоторыми крупнейшими линеаменами. Обращает на себя внимание, что антиконкордантные элементы неоднородности тяготеют к блокам и зонам проявления готской, байкальской или герцинской тектоно-магматической активизации, конкордантные — к стабильным блокам наименее измененных пород, а дискордантные — занимают промежуточное (переходное) положение между ними.

На рис. 2 дана карта коэффициента связи между гравитационным и магнитным полями более низкого иерархического уровня для центральной части Русской платформы («окно» 50×50 км). Диапазон изменений коэффициента связи здесь возрастает до 8,5 единиц (от +5 до -3,5). Общая структура поля коэффициента связи принципиально аналогична, однако отличается большей детальностью, меньшими размерами и более сложными контурами конкордантных, антикордантных и дискордантных элементов неоднородности, которые хорошо согласуются с планом расположения геологических структур соответствующего иерархического уровня. Отдельные элементы неоднородности согласуются со структурными планами крупных авлакогенов, располагаясь вдоль сопряженных с ними сдвиговых и сбросовых структур, по простиранию отдельных грабенов, глу-

бинных линейных разломов или по периферии мега- и мезоструктур центрального типа.

Выявление и предварительная оценка потенциальной рудоносности территорий проводились на основании интерпретации карт изолиний коэффициента связи между гравитационным и магнитным полями различных иерархических уровней в разных регионах СНГ. Опыт интерпретации полей коэффициента связи показывает, что антикордантные и конкордантные элементы неоднородности обычно малоперспективны, а перспективны разделяющие их

дискордантные зоны. При этом общее возрастание оруденения в сторону конкордантных площадей (особенно в направлении от нулевой оси в сторону положительных значений коэффициента связи) позволяет рассчитывать на выявление рудоносных образований, связанных с кислотным выщелачиванием вблизи нулевой зоны, а с щелочным метасоматозом — ближе к ее конкордантной периферии [7]. За пределами дискордантных зон на внешней периферии конкордантной области располагаются потенциально алмазоносные территории. Как правило, наиболее перспективные рудоносные площади тяготеют к участкам максимальных градиентов коэффициента связи, а алмазоносные участки — к седловинам линейно вытянутых конкордантных областей значений данного коэффициента.

При оценке потенциальной рудоносности учитывались не только установленные пространственные закономерности размещения рудоносных образований относительно карт изолиний коэффициента связи, но и степень телескопирования дискордантных элементов различных иерархических уровней.

В качестве наиболее доступных прямых признаков рудоносности использовались гидрохимические ореолы элементов-индикаторов оруденения, обнаруженные в открытых водотоках центральной части Русской платформы. Примером прямых гидрохимических признаков в данной статье служат три элемента-индикатора оруденения — медь, свинец и цинк, примером косвенных — четыре элемента-спутника алмазоносности — титан, хром, кобальт и никель. Содержание каждого из этих элементов в гидрохимических пробах подвергалось сглаживанию скользящими статистическими «окнами» 50×50 и 250×250 км с последующей оценкой разностных составляющих, характеризующих их аномальные концентрации на иерархическом уровне потенциальных рудных районов. Степень аномальности оконтуренных площадей оценивалось по критерию t путем нормирования разности на остаточное среднее квадратичное отклонение содержаний, полученной в «окнах» 250×250 км, как описывается в работе [4]. Аномальными считались значения t более +1. В контурах комплексных аномалий объединялись пространственно совмещенные (часто перекрывающие друг друга) ореолы нескольких элементов, а размеры комплексных ореолов определялись их суммарными площадями. Так, на иерархическом уровне строения потенциальных рудных районов в комплексные ореолы халькофильных элементов объединены упомянутые выше медные, цинковые и свинцовые ореолы, а в комплексные ореолы сидерофильных элементов — титановые, хромовые, кобальтовые и никелевые.

Для выявления вероятных контуров комплексных ареалов на иерархическом уровне потенциальных рудных областей получена карта числа ореолов элементов



Рис. 3. Сопоставление прямых и косвенных признаков рудоносности центральной части Русской платформы на двух смежных иерархических уровнях:

уровень строения потенциальных рудных областей, статистическое «окно» 250×250 км: 1 — зона дискордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (интервал значений $-0,5 \dots +0,5$); 2 — области конкордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (более $+0,5$); 3 — области антикордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (менее $-0,5$); 4 — зона высоких значений градиента τ гравитационного и магнитного полей; 5 — контуры аномальных комплексных ареалов Pb, Zn и Cu в водах открытых водотоков; 6 — то же, Ni, Co, Cr и Ti в водах открытых водотоков; уровень строения потенциальных рудных районов, статистическое «окно» 50×50 км: 7 — зона дискордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (интервал значений $-1 \dots +1$); 8 — площади конкордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (более $+1$); 9 — площади антикордантных значений τ гравитационного и магнитного полей (менее -1); 10 — зоны высоких значений градиентов τ (а — в контурах градиентных зон смежного уровня, б — по периферии градиентных зон смежного уровня); 11 — контуры комплексных ореолов Cu, Pb и Zn в водах открытых водотоков; 12 — участки, перспективные на выявление алмазов; 13 — граница гидрохимического опробования

рассматриваемых комплексов в «окне» 250×250 км. Контуры комплексных ареалов халькофильных элементов проводились по изолинии 8, а сидерофильных — по значению 10.

Для оценки степени аномальности содержаний элементов не только в водах, но и во вмещающих породах результаты тренд-анализа пересчитывались с учетом наиболее вероятного значения коэффициента водной миграции, предложенного А.И.Перельманом [8]. Использование детерминированного математического аппарата тренд-анализа, а также высокая доверительная вероятность выделения ореолов (при $t+1$ она равна 70 %) позволяют считать выявленные ореолы элементов-спутников оруденения прямыми признаками рудоносности, что существенно повышает вероятность и достоверность выполненных прогнозов.

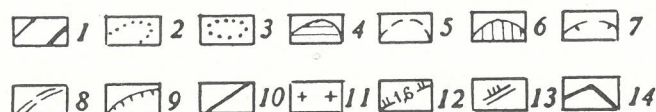
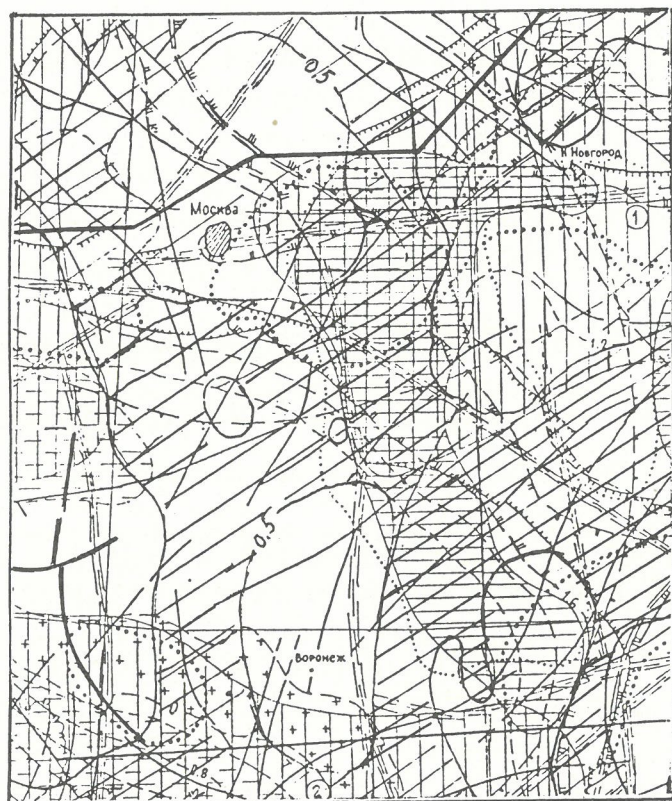


Рис. 4. Прогнозная схема рудоносности и алмазности центральной части Русской платформы:

1 — зоны дискордантных значений ϵ гравитационного и магнитного полей уровня рудной области; 2 — контуры аномальных комплексных ареалов Pb, Zn и Cu в водах открытых водотоков; 3 — контуры аномальных комплексных ареалов Co, Ni, Cr и Ti; 4 — потенциальные медно-полиметаллические области по совокупности прямых и косвенных признаков; 5 — предполагаемые потенциальные медно-полиметаллические области по совокупности косвенных признаков; 6 — предполагаемые потенциально алмазные области по совокупности косвенных признаков (цифры в кружках: 1 — Центральная, 2 — Южная, 3 — Западная); 7 — мегаструктуры центрального типа; 8 — линейные зоны; 9 — авлакогены, активизированные в девоне; 10 — сдвиги, осложняющие строение авлакогенов; 11 — Воронежский кристаллический массив; 12 — крупные куполовидные структуры с указанием глубин залегания; 13 — границы нефтегазоносных территорий, по В.Д.Навивкину; 14 — граница гидрогеохимического опробования территории

Результаты системного тренд-анализа на двух смежных иерархических уровнях приведены на карте сопоставления прямых и косвенных признаков рудоносности (рис. 3). Наиболее перспективные участки уровня металлогенической области, характеризующиеся градиентными зонами поля коэффициента связи геофизических параметров («окно» 250×250 км), размещаются в пределах комплексных водных аномалий меди, цинка и свинца того же иерархического уровня или в непосредственной близости от них.

На уровне строения потенциальных рудных районов многие зоны высоких градиентов поля коэффициента связи гравитационного и магнитного полей, рассчитанного в «окне» 50×50 км, телескопируются в контурах градиентных участков более высокого уровня, а остальные находятся по их ближайшей периферии. Соответственно большая часть из них совпадает с площадями развития комплексных ореолов меди, свинца и цинка уровня потенциальных районов или располагается вблизи них. Поскольку при системном анализе к числу наиболее перспективных относятся те объекты, которые телескопируются в контурах объектов более высокого ранга, на рис. 3 различными условными обозначениями показаны зоны высоких градиентов уровня потенциального рудного района («окно» 50×50 км) в контурах градиентных зон уровня металлогенической области («окно» 250×250 км) и менее перспективные зоны по их периферии.

Совпадение контуров косвенных геофизических и прямых гидрохимических признаков медно-полиметаллического оруденения на иерархическом уровне потенциальных иерархических областей подтверждает правомерность их использования как объективных критериев рудоносности, а пространственное совмещение этих признаков и степень их телескопирования на следующем, более низком, иерархическом уровне строения позволяют считать результаты анализа вполне достоверной основой прогнозирования рудоносности.

Для целей прогнозирования алмазности имеющиеся исходные данные не столь достоверны, так как прямые признаки алмазности в них отсутствуют. Однако своеобразные особенности структуры поля коэффициента связи гравитационного и магнитного полей, зафиксированные над известными алмазными объектами, позволяют относить эти особенности к косвенным признакам алмазности. Как упоминалось, в топофункциях коэффициентов связи между параметрами геофизических полей такие участки проявляются в виде седловидных осложнений линейно вытянутых конкордантных блоков, характеризующихся положительными коэффициентами связи. По масштабам проявления они соответствуют элементам неоднородности уровня рудных узлов и могут условно оцениваться как потенциальные и алмазные узлы (на рис. 3 выделены квадратами). Все эти площади четко совпадают с телескопированными ореолами смежных иерархических уровней сидерофильных элементов в водах открытых водотоков. Это обстоятельство подчеркивает наличие пространственных связей между косвенными геофизическими и гидрохимическими признаками алмазности, что придает уверенность в объективности и достоверности прогнозов алмазности.

По результатам системного анализа косвенных и прямых признаков рудоносности и алмазности

чехла для центральной части Русской платформы составлена прогнозная схема (рис. 4). На ней выделены потенциально рудоносные медно-полиметаллические и алмазonoносные площади, которые на востоке территории вписываются в контуры комплексных водных ареалов соответственно халькофильных и сидерофильных элементов, а на западе, где гидрогеохимическим опробованием охвачена лишь часть территории, выходят за пределы этих ареалов. При составлении схемы учитывались уже известные сведения о рудо- и алмазonoности чехла платформы, а также выявленные закономерности пространственного размещения косвенных и прямых признаков рудо- и алмазonoности в конкретных геологических структурах соответствующих иерархических уровней. В частности, первостепенное значение придавалось связям: антикордантных блоков с областями тектоно-магматической активизации и с окраинной зоной Прикаспийской впадины; дискордантных зон и потенциально рудоносных областей со структурами активизированных в девоне авлакогенов; потенциально алмазonoносных областей с линеаментами и окраинами конкордантных блоков. При оценках перспектив рудо- и алмазonoносных площадей учитывались также характеристики степени телескопирования конкретных признаков на смежных иерархических уровнях.

Закономерности размещения гидрохимических аномалий особенно отчетливо проявляются на иерархическом уровне строения потенциально рудоносных областей. На рис. 4 показано, что гидроаномалии халькофильных элементов (меди, свинца и цинка) в центральной части Русской платформы образуют две крупные, сходящиеся к югу аномальные зоны — субмеридионального и северо-восточного простирания.

Субмеридиональная (северо-северо-западная) зона прослеживается более чем на 600 км при ширине около 200 км в бассейнах рек Клязьма, Москва, Ока, Ворона и Цна. Она охватывает южную часть Пачелмского авлакогена и дугообразную структуру Цнинско-Клязьменского грабена Солигаличского авлакогена. Зона отчетливо тяготеет к северо-восточному склону Воронежского и к западному склону Токмовского сводов, занимая всю депрессионную структуру между ними.

На юге субмеридиональная зона сливается с крупной зоной северо-восточного простирания длиной более 700 км при ширине 50—200 км. К северо-западу от нее располагается меньшая по размерам и параллельная ей зона северо-восточного простирания, а с юго-востока к ней приключается аномальная площадь, развитая в Заволжье в пределах Пугачевского авлакогена. Система перечисленных аномальных зон располагается в бассейнах рек Вятка, Кама и Волга на площадях развития и вдоль простирания структур Кировско-Казанского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов. Все авлакогены, с которыми пространственно связаны зоны аномальных вод, претерпели интенсивную герцинскую активизацию. Не менее тесно проявляются и пространственные связи в размещении ареалов халькофильных элементов и сводовых структур восточной половины района. Главная зона северо-восточного простирания окаймляет склон Токмовского свода с юга, а ее северо-восточная часть совмещается со структурой Татарского свода.

В западной половине территории гидроаномальные зоны уровня строения потенциально рудных

областей отсутствуют, хотя известны отдельные халькофильные гидроаномалии уровня строения потенциального рудного района (по «окнам» сглаживающие 50×50 км).

Комплексные водные аномалии сидерофильных элементов (титана, хрома, кобальта и никеля) уровня металлогенической области («окно» 250×250 км) использовались как косвенные признаки алмазonoности, поскольку они свидетельствуют лишь о широком развитии пород базитовых формаций. Как и гидроареалы халькофильных элементов, они развиты преимущественно в восточной части территории. Главная аномальная зона вытянута в северо-восточном (восток-северо-восточном) направлении на расстоянии около 1000 км при ширине от 150 до 300 км. Она охватывает бассейны рек Клязьма, Волга, Вятка и Кама, а контуры ее согласуются с площадями развития палеозойских (девонско-каменноугольных) магматических пород трапповой и других базитовых формаций. Другая, параллельная ей, зона прослеживается на протяжении около 600 км в бассейнах рек Хопер, Нижняя Волга и Самара, а более мелкие зоны водных аномалий — в широтном направлении в бассейне верхнего течения Днепра и на ограниченной площади в районе г. Курска. Комплексные гидроаномалии сидерофильных элементов уровня потенциальных рудных районов распространены мозаично по всей площади исследований.

Пространственное размещение водных аномалий сидерофильных элементов уровня потенциальных металлогенических областей отчетливо контролируется крупными линеаментами субширотного и субмеридионального простираний, а также областями развития авлакогенов, активизированных в девоне.

Закономерности пространственного размещения прогнозируемых медно-полиметаллических областей — их четкая приуроченность к крупным сводовым поднятиям, краевым зонам активизированных авлакогенов на участках их осложнения крупными сдвигами, площадям неглубокого залегания пород благоприятных терригенных или карбонатных (часто рифогенных) формаций — типичны для большинства стратиформных месторождений этих металлов. Если допускать их эндогенное происхождение, то перспективы восточной половины и южной окраины территории можно объяснить широким проявлением здесь девонского магматизма и отсутствием его проявлений на северо-западе. Однако перспективы рудоносности могут трактоваться и с экзогенных позиций, если рассматривать рудоносные медно-полиметаллические проявления как парагенетическую ассоциацию с нефтегазoносными образованиями чехла [3]. Как видно на рис. 4, расположение перспективных медно-полиметаллических областей непосредственно по периферии нефтегазoносных территорий не противоречит такой точке зрения.

Основные закономерности пространственного размещения алмазonoносных областей согласуются с представлениями В.И.Ваганова [1]. Главная Центральная алмазonoносная область располагается в контуре выделенной им Приволжской области мантийного магматизма, Южная область — в контурах Юго-Западной, а Западная — частично в контурах Северо-Западной области мантийного магматизма. В отличие от рудоносных областей алмазonoносные площади отчетливо контролируются линеаментами субмеридионального и субширотного простираний, а рудоконтролирующее влияние активизированных авлакогенов проявляется лишь на низких иерархи-

ческих уровнях. Так, предполагаемые алмазоносные узлы или поля часто приурочены к сопряжению разломов в пределах локальных куполовидных структур в окраинных зонах активизированных авлакогенов.

Таким образом, системный региональный тренд-анализ признаков рудо- и алмазоносности способствует их уверенной геометризации, а также оценке степени телескопирования косвенных и прямых признаков на смежных иерархических уровнях строения платформы. При выявлении взаимосвязей между признаками рудоносности и соразмерными с ними элементами геологического строения для целей прогнозирования и оценки перспектив рудоносности появляется необходимость изучения платформы как развивающейся геосистемы, поскольку важнейшие рудогенерирующие и рудоконтролирующие факторы возникают и действуют на различных этапах ее становления и развития. На этапе формирования фундамента платформы образуются геосистемы различной степени консолидации ее литосферы. Для данного исследования наибольший интерес представляет завершающая эпоха этого этапа, с которой сопряжены процессы «протоактивизации». По-видимому, именно с ней связано появление мощной антикордантной области коэффициента связи геофизических полей, сформировавшейся предположительно в среднем протерозое вдоль границы Сарматского кратона с геосинклинальной системой карельской складчатости.

К этапу активизации фундамента и формирования ее докембрийского чехла относятся несколько эпох тектоно-магматической активизации. Самая крупная из них, готская (1200—1700 млн. лет), проявилась по южной, западной и северной периферии платформы, а следующая за ней — за ее пределами. Четыре рифейско-вендские эпохи активизации привели к формированию авлакогенов и некомпенсированной Прикаспийской впадины. С процессами ранних эпох тектоно-магматической активизации этого этапа связана рудоносность фундамента Русской платформы, а со структурами рифейско-венд-

ских авлакогенов и Прикаспийской впадины — некоторые рудо- и алмазоносные образования ее чехла.

С этапом формирования фанерозойского чехла также связано несколько эпох тектоно-магматической активизации, из которых главное значение для его рудоносности имела герцинская эпоха. В частности, активизация многих авлакогенов, из которых Днепровско-Донецкий, Доно-Медведицкий, Казанско-Кировский и Предтима́нский авлакогены были выделены Р.Н.Валеевым [2] под названием Главного девонского рва, оказавшего существенное влияние на перспективы рудоносности платформы.

Таким образом, рудоносность чехла Русской платформы предопределяется процессами рифейско-байкальской и особенно герцинской тектоно-магматической активизации, а для оценки ее перспектив с успехом может применяться региональный системный тренд-анализ ее косвенных и прямых признаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Фельдман А.А. и др. Центральная часть Восточно-Европейской платформы — новая алмазоперспективная территория // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 10—17.
2. Валеев Р.Н. Авлакогены Русской платформы // Тр. Геологического института. Казань, 1970. № 30.
3. Горжеский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1990.
4. Каждан А.Б., Пахомов В.И. Обработка исходных эмпирических данных с позиций системного подхода к изучению недр // Советская геология. 1986. № 11. С. 3—11.
5. Каждан А.Б., Пахомов В.И. Методологические основы системного анализа разноуровневой геологической информации в прогнозно-поисковых целях // Советская геология. 1991. № 6. С. 72—79.
6. Каждан А.Б., Пахомов В.И., Фахрутдинов Ш.И. Методология локального прогноза рудоносности // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 3—8.
7. Пахомов М.И., Пахомов В.И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. — М.: Недра, 1988.
8. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. — М.: Недра, 1968.
9. Федер Е. Фракталы. — М.: Мир, 1991.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.734.5(234.85)

© Е.В.Чибрикова, 1997

Возраст и расчленение зилаирских отложений Урала

Е.В.ЧИБРИКОВА (Институт геологии УНЦ РАН)

Зилаирские отложения имеют широкое распространение в различных структурно-фациальных зонах Южного и Среднего Урала. Они представляют собой толщу терригенных флишеидных пород полимиктового состава, в которых наблюдается ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Процентное соотношение перечисленных разновидностей пород варьирует. Довольно часто встречаются прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, редко — прослой карбонатов, главным образом в верхних частях разреза. Окраска данных пород зеленовато-серая и серая, но местами встречаются бурые и вишнево-красные разности.

Зилаирские отложения интенсивно дислоцирова-

ны и кливажированы, вследствие чего мощность их точно не установлена и определяется разными исследователями от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

В ранге свиты рассматриваемые образования были выделены и названы по Зилаирскому кантону Башкирской АССР Л.С.Либровичем в 1932 г. [6]*. Они были изучены и описаны им первоначально в Зила-

* В работе рассматриваются представления предшествующих исследователей о возрасте данных отложений. В частности отмечается, что Н.Г.Меглицкий и А.И.Антипов (1858) относили их к раннему силуру, т.е. к ордовика.

актерные следует отметить виды *Bulbosisporites vol-gogradicus* (Nazar. et Tschbr.), *Diaphanospora varius* (Naum.), *D. rugosa* (Naum.), *Hystricosporites hamulus* (Naum.).

Среднефаменские споры характеризуют на Русской платформе лебедянский, оптуховский и плавский горизонты, и по ним можно выделить в зилаирских отложениях четвертую толщу, лучше всего представленную в трех скважинах Асташской разведочной площади — 3, 4 и 8 (р.Малый Сурень, левый приток р.Большой Ик в Зилаирском синклинии). В верхней части разреза зилаирской свиты, вскрытой данными скважинами, в комплексах спор присутствуют такие характерные виды среднего фамена, как *Cornispora varicornata* Stapl. et Janson (зональный вид), *Pustulatisporites famenensis* (Naum.), *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Grandispora famenensis* (Naum.).

Как отмечалось выше, авашлинскую свиту (толщу) Б.М.Келлер [5] относил к фаменскому ярусу. Если стратиграфический объем свиты ограничить средним подъярусом, то ее наименование можно оставить за четвертой толщей зилаирских пород. Споры данной толщи встречались во многих разрезах Зилаирского синклинория, Магнитогорского мегасинклинория, в Уфимском амфитеатре, а также в Казахской части Южного Урала.

Пятая толща зилаирской свиты — ямашлинская. Она выделяется и довольно ограниченно распространена на западном крыле Зилаирского синклинория, но из всех подразделений названной свиты наиболее полно и комплексно охарактеризована палеонтологически. Нижняя граница ямашлинской толщи недостаточно четкая, а верхняя проходит в

основании мазитовской свиты раннетурнейского возраста. Стратотип ямашлинской толщи находится на правом склоне долины р. Ямашлы, притока р. Большой Сурень, к западу от окраины дер. Нижняя Казарма. Здесь прослеживается толща аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов, прослоями и линзами кремнистых и карбонатных пород. Их суммарная мощность 100—120 м. В карбонатных породах содержится фауна фораминифер *Quasien-dothyra communis* (Raus.), *Q. kobeitusana* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.) и др. [17]. В последние годы в рассматриваемой толще были найдены также конодонты зон *P.delicatulus*, *P.trigonicus*, *S. praesulcata* [17]. Споры растений в стратотипе ямашлинской толщи представлены комплексом зоны *Retispora lepidophyta*, имеющей глобальное распространение [19]. Он характеризует озерские и хованские отложения центральных районов Русской платформы, заволжские — в восточной ее части, литвинский горизонт Урала и все другие аналоги данного интервала разреза.

По всем приведенным группам органических остатков ямашлинская (пятая) толща зилаирской свиты однозначно датируется поздним фаменом. Она может быть выделена в тех же регионах, которые указывались для четвертой толщи. Б.М.Келлер [5] считал, что зилаирскую серию завершает мазитовская свита, в стратотипе которой были найдены турнейские споры. Эту свиту с нашей точки зрения, не следует включать в состав зилаирских образований [19].

На восточном склоне Южного Урала, в Магнитогорской структурно-фациальной зоне одноименного мегасинклинория, фаменский возраст имеет, по па-

Схема расчленения и корреляции зилаирских отложений

Отдел	Ярус	Подъярус	Шкала зонального деления по микроспорам	Киньско-Шандиянская зона Казахского Урала		Зилаирский синклинорий, ю.ч. Уфимского амфитеатра, р.Исеть	Магнитогорский мегасинклинорий			Западный склон Южного Урала (горизонты в карбонатных разрезах)				
							Присакмарская зона		Магнитогорская зона					
Верхний	Фаменский	Верхний	<i>R.lepidophyta</i>	Клинская свита*		Зилаирская свита	Пятая (ямаштинская) толща	Зилаирская свита	Пятая толща	Зилаирская свита (включающая микститы с животской фауной в обломках, олистоплаках известняков, вулканиты)	Лытвинский			
		Средний	<i>C.varicornata</i> <i>G.famenensis</i>								Четвертая толща	Кушелгинский Мурзакаевский		
		Нижний	<i>C.cristifer</i> - <i>D.zadonica</i>										Третья толща (зирень-агачская)	Макаровский
			<i>C.vimineus</i> <i>G.vasjamica</i>											
	Франский	Верхний	<i>C.deliques</i> <i>V.evlanen</i>	Зилаирская свита	Первая толща (домбарковская)		Аскынский							
			<i>A.ovalis</i> - <i>V.grumosus</i>					Мендымский						

* Кремнистые породы, замещающие зилаирские.

** Споры не обнаружены.

линологическим данным, не только собственно зилайская свита (с дискуссионной нижней границей, как отмечалось выше), но и «надмукасовские» отложения, выделявшиеся в колтубанскую свиту франского возраста. Названная «свита» заключает микститы различной мощности, с франской и живетской фауной в обломках и клиппах известняков, вулканогенные образования, но все это залегает внутри флишеидных терригенных образований зилайского типа, с фаменскими спорами. Так что выделение «колтубанской свиты» с датировкой франом некорректно [19]. Название по оз. Колтубан следует оставить лишь за обнажающимся на его южном берегу крупным клиппом позднефранских известняков.

В заключение следует отметить, что через ступенчатую корреляцию разрезов по комплексам спор выделяемые толщи зилайских отложений увязываются с конодонтовыми зонами [21]. Первая (домбаровская) толща относится к зоне *P. gigas*, вторая (вазямская) — к *P. triangularis*, третья (зиреньгагская) к *P. triangularis* и *P. crepida*. Конодонтами зоны *S. praesulcata* охарактеризована ямашлинская — пятая толща, а четвертая (авашлинская) отвечает, очевидно, промежуточным зонам между названной и *P. crepida*. К сожалению, перечисленные толщи зилайских отложений выделены в разрозненных разрезах, недостаточно прослежены латерально. Установление границ между ними в единых разрезах, площадного распространения данных стратон — все это входит в задачи дальнейших исследований. В итоге толщам может быть придан статус свит в составе зилайской серии, которая датируется поздним франом — фаменом и имеет, как видно из изложенного, диахронную нижнюю границу. Корреляция зилайских отложений различных субрегионов Урала показана в таблице.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водорезов Г.И. Основные черты стратиграфии палеозоя Казахстана // Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 98—137.
2. Казанцева Т.Т. К стратиграфии зилайской свиты западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 649—652.
3. Камалетдинов Р.А. Возраст и стратиграфия зилайской серии на западном склоне Юж.Урала // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 6. С. 1382—1384.
4. Камалетдинов М.А., Чибрикова Е.В., Казанцев Ю.В. Новые данные о геологии северной части так называемого Сакмарского поднятия в Зилайском синклинии // Вопр. геол. восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1968. Вып. 11. С. 108—114.
5. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилайском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования // Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. 1949. Вып. 104. № 34.
6. Либрович Л.С. Геология Южной части Башкирского Урала // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. 1932.
7. Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртагызского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 81.
8. Назаренко А.М., Чибрикова Е.В., Авхимович В.И. и др. Палинологическое обоснование границы франского и фаменского ярусов на территории Восточно-Европейской платформы // Палеонтологический метод в геологии. М., 1993. С. 11—23.
9. Обуховская Т.Г., Кузьмин А.В. Споры и конодонты из пограничных верхнефранских и нижнефаменских отложений Ухтинско-Тебукского района // Палеонтологический метод в геологии. М., 1993. С. 35—51.
10. Ожиганов Д.Г. К стратиграфии и палеогеографии Уральского хребта и района перидотитовых массивов Крака // Очерки по стратиграфии Южного Урала. Уфа, 1940. С. 3—30.
11. Ожиганов Д.Г. Геология хр. Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Крака // Тр. Баш. геол. упр. Вып. 12. 1941.
12. Ожиганов Д.Г. Девонские отложения восточной части западного склона Южного Урала (Приурал-Тавская зона) // Геология СССР. Т. XIII. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1964. С. 186—199.
13. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. — Л., 1988г. с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. — Л., 1990.
14. Сегадин Р.А., Агафонова В.А. и др. Геологическая карта Казахской ССР. М-6 1:500 000. Сер. Тургайско-Муголжарская. Объяснительная записка. — Алма-Ата: Недра, 1981.
15. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV: Турнейский век // Труды Ин-та геол. и геохим. УФАИ СССР. Свердловск, 1967.
16. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала Очерк V. Франский век. — М.: Наука, 1974.
17. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). — Екатеринбург, 1993.
18. Чибрикова Е.В. Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1972.
19. Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1977.
20. Яшин А.Л. Тектоника Каргалинских гор // БМОИПр. Отд. геол. Т. 10. № 2. 1932. С. 308—346.
21. Avkhimovitch V.I., Tchibrikova E.V. et al. Middle and upper Devonian miopore zonation of eastern Europe // Bull. Centr. Rech. Explor. — Prod. eif. aquitaine. 1993. Vol. 17. № 1. P. 79—147.
22. Klapper G., Felst R., Becker R.T., House M.R. Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary // Episodes. 1993. — 16. № 4. P. 441—443.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.8

© Коллектив авторов, 1997

Латеральная изменчивость физических свойств пород соляной и надсоляной толщ Соликамской впадины Предуральяского прогиба

В.М.НОВОСЕЛИЦКИЙ, Г.П.ЩЕРБИНИНА, С.В.ПОГАДАЕВ, Н.Ю.ПЛОТНИКОВА (Горный институт УрО РАН)

В связи с внедрением на разрабатываемом Верхнекамском месторождении солей геофизических методов исследований возникла задача изучить неоднородности физических свойств пород верхней части осадочного чехла, в т.ч. соленосной толщи. В результате проведенных комплексных геолого-геофизических исследований в надсоляной и соляной толщах Соликамской впадины были выявлены локальные

участки с аномальными физическими свойствами пород (В.М.Новоселицкий, Г.П.Щербинина, Н.Ю.Плотникова, С.В.Погадаев, 1995; Г.П.Щербинина, 1995). Анализ причин изменчивости физических свойств позволил разработать генетическую классификацию локальных неоднородностей. Наличие таких неоднородностей не связано с разнообразием условий седиментации. Причиной изменения

физических свойств являются вторичные преобразования пород, происходившие под влиянием разного рода тектонических факторов.

Надсоляная толща сложена терригенно-карбонатными, глинисто-мергелистыми и глинисто-карбонатными породами уфимского яруса верхней перми; мощность 150—300 м. В ней выделяются следующие типы неоднородностей.

В зоне региональных тектонических разломов отмечается снижение плотности пород на 1—2 % (0,04—0,10 г/см³). Зоны разуплотнения в направлении, поперечном разлому, имеют горизонтальные размеры от *n*-100 м до 1 км. По вертикали они прослеживаются по всему разрезу надсоляной толщи.

Уменьшение плотности надсоляной толщи наблюдается также над соляными поднятиями. Это обусловлено развитием трещиноватости в перекрывающих жестких породах под воздействием растущего соляного купола. Обычно здесь фиксируется снижение плотности на 0,9—1,5 % (0,04—0,06 г/см³). Горизонтальные размеры такой разуплотненной области от *n*-100 м до *n*-1 км.

Кроме того, плотность пород надсоляной толщи уменьшается на участках горизонтального сжатия в отрицательных структурах между соляными поднятиями. Ширина таких зон *n*-100 м, изменение плотности достигает 3,5 % (0,06—0,11 г/см³).

Локальные разуплотнения пород выявлены внутри надсоляной толщи на участках интенсивного выщелачивания в зоне гипергенеза. Здесь плотность пород снижается на 0,11—0,20 г/см³. Высота зон разуплотнения составляет *n*-10 м, а их горизонтальные размеры — *n*-100 м. По данным электроразведки на этих участках отмечается потеря корреляции опорных электрических горизонтов.

Соляная толща (отложения иренского горизонта кунгурского яруса) в Соликамской впадине включает верхнюю сильвинит-карналлитовую зону и нижнюю толщу подстилающей каменной соли.

Сильвинит-карналлитовая зона представляет собой переслаивание выдержанных по простираанию пластов каменных солей, сильвинитов и карналлитов общей мощностью 70 м. В ее пределах установлены следующие типы неоднородностей физических свойств.

Если в подстилающей каменной соли имеется тектоническое нарушение типа взброса, то над ним в сильвинит-карналлитовой зоне могут формироваться участки замещения калиево-магниевого галита. В связи с этим здесь увеличивается средняя плотность пород. Высота замещения может быть от *n*-1 до *n*-10 м, а ширина — от *n*-1 до *n*-100 м. Средняя плотность пород увеличивается на 0,04—0,13 г/см³. Замещение калий-магниевого галита на натриевую вызвано внедрением в сильвинит-карналлитовую зону флюидов, выделившихся при перекристаллизации каменной соли подстилающей толщи в геодинамически напряженных участках. Это так называемые «эндогенные» замещения.

Подобное замещение карналлита и сильвина галитом осуществляется и по «экзогенному» типу, когда процесс замещения продвигается сверху вниз. Это происходит на гидродинамически открытых участках, где зона гипергенеза достигает кровли соли. Замещения по «экзогенному» типу встречаются как

на сводах соляных поднятий, так и в центральных частях глубоких впадин по кровле соли, где отмечается интенсивная трещиноватость надсоляных и соленосных отложений.

На склонах соляных поднятий в сильвинит-карналлитовой зоне встречаются участки интенсивных пластических деформаций, проявляющихся в виде перемятости слоев и дисгармоничной складчатости. На этих участках обычно галит первичной структуры (перистый) превращен в зернистый за счет перекристаллизации под давлением. Плотность галита при этом увеличивается на 1,5—4 % (0,03—0,09 г/см³), а скорость распространения акустических волн уменьшается на 4—7 % (200—300 м/с). Прочность на сжатие образцов перекристаллизованной соли уменьшена на 10—12 % (5—6 МПа).

Подстилающая соль — это однородная толща каменной соли мощностью до 400 м. В ней установлены следующие типы плотностных неоднородностей.

В областях, претерпевших повышенные механические напряжения, например на границе блоков, отмечается увеличение плотности галита, обусловленное перекристаллизацией породы. Повышение плотности составляет 0,01—0,05 г/см³ (1—2 %). Размеры таких зон по горизонтали могут быть от *n*-100 м до 1 км, а по вертикали — *n*-100 м.

Снижение плотности толщи подстилающей каменной соли наблюдается в зонах региональных разломов осадочного чехла. Аномалия плотности 0,03—0,05 г/см³ (1—2 %). Ширина зоны разуплотнения *n*-100 м.

Таким образом, причиной изменчивости в пространстве физических свойств соляных и надсоляных отложений в Соликамской впадине служат эпигенетические (катагенетические в солях) процессы. В надсоляной толще они проявились в основном в виде развития трещиноватости при тектонических деформациях с сопутствующими физическими и химическими изменениями пород. В солях это химические преобразования и перекристаллизация в неравномерном поле механических напряжений и, вероятно, разрыхление в зонах разломов. Значительную роль играют процессы гипергенеза, также проявляющиеся на фоне тектогенеза.

Выявление локальных неоднородностей физических свойств горных пород в надсоляной и сильвинит-карналлитовой частях геологического разреза Соликамской впадины имеет теоретическое и практическое значение. Во-первых, учет латеральной изменчивости физических свойств отложений повышает эффективность геофизических работ. Во-вторых, определение природы изменчивости физических свойств позволяет прогнозировать потенциально опасные для разработки месторождения участки. Изучение мест аварий на Березниковском—третьем (1986 г.) и Соликамском—втором (1995 г.) рудниках показало, что они приурочены к участкам с аномальными физическими свойствами. Это зоны выветрелых пород надсоляной толщи, характеризующихся пониженными значениями физических и механических параметров. На Березниковском—третьем руднике гипергенные преобразования захватили и более глубокие горизонты — сильвинит-карналлитовую зону. Об этом свидетельствуют участки замещения верхних калийных пластов на каменную соль.

Новый вклад в петрологию углей

И.Б.ВОЛКОВА (ВСЕГЕИ)

Углепетрологический атлас Китая* издан к XXX Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся в августе 1996 г. в Пекине. Он составлен на основе многолетних исследований, проведенных в Центральном исследовательском институте угольной промышленности. Текст атласа написан на китайском языке; резюме, оглавление и пояснения к фототаблицам — на английском. Атлас состоит из трех глав, введения и заключения.

В первой главе охарактеризованы петрографические составляющие гумусовых каменных и бурых углей, во второй приводится описание сапропелитов и липтобиолитов, в третьей рассмотрены петрографический состав и свойства углей основных эпох угленакопления на территории Китая. Наряду с органическими компонентами углей дается детальная характеристика минеральных включений. Сапропелиты и липтобиолиты отличаются большим разнообразием. Среди липтобиолитов выделяются кутинозные, резинитовые и баркинитовые литотипы. Баркинитовые угли, широко известные как лопиниты, распространены не только в Лопине провинции Шаньси, но также в Цзянси, Чжецзян, Хунань, Сычуань и Гуйчжоу. На основе обобщения данных по угольным бассейнам рассматриваются общие закономерности эволюции состава и свойств углей во времени и пространстве, а также взаимосвязи петрографических типов с геологическими факторами, условиями седиментации и исходным растительным материалом.

Авторы приходят к следующим выводам. Большая часть угольных пластов сложена гумусовыми углями. Нижнепалеозойские так называемые «каменистые» («stone») угли образовались из остатков водорослей и грибов. Они относятся к сапропелитам антрацитовой стадии углефикации и отличаются высоким содержанием минеральных примесей. В отложениях позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя преобладают гумусовые угли с прослоями сапропелитов и липтобиолитов. Петрографически угли Китая, по мнению авторов, во многом сходны с разновозрастными углями других регионов мира. По углефикации установлен весь ряд метаморфизма углей — от бурых мягких и плотных до антрацитов и метаантрацитов. Во времени от палеозоя к кайнозоя угленакопление мигрировало с юго-востока на северо-запад. Степень метаморфизма углей изменяется в этом же направлении — от более высоких стадий углефикации к низким.

В отличие от другого атласа углей Китая**, также приуроченного к XXX сессии МГК, в рассматриваемой работе содержатся многочисленные аналитические данные по бассейнам, пластам и типам углей — мацеральный состав, химическая характеристика. Большая часть показателей в таблицах приводится на английском языке, но названия месторождений,

типов углей даются в основном на китайском, что затрудняет использование интересного регионально-го материала.

Атлас богато иллюстрирован. Содержит 102 таблицы черно-белых фотографий типов и мацералов углей в отраженном свете. Часть фотографий сделана в сканирующем электронном микроскопе при больших увеличениях, что позволило выявить новые особенности микроструктуры мацералов и минеральных включений. На таблицах 103—134 приведены цветные фотографии мацералов в простом проходящем свете, а также в отраженном свете в люминесцентном микроскопе. Интересны микроструктуры своеобразного резинита из пермо-каменноугольных углей, а также фюзинитов из юрских углей, клетки которых выполнены резинитом. Даны фотографии баркинита (лопинита) в ультрафиолетовом свете.

Атлас отражает высокую степень изученности углей Китая и является следствием широкого развития углепетрографических работ в разных бассейнах. Издание двух обширных, хорошо иллюстрированных, выполненных на современном уровне атласов углей Китая в 1996 г. к Международному геологическому конгрессу свидетельствует о большой поддержке углепетрографических исследований разными организациями. Один атлас подготовлен по линии угольной (угледобывающей) промышленности, другой — национальной администрацией угольной геологии. Это и понятно, поскольку промышленная маркировка углей по Международной системе кодификации (как и по российскому стандарту) проводится с учетом не только химических, но и петрографических показателей (мацеральный состав, показатель отражения углей). По-видимому, не случайно Китай в настоящее время занимает первое место в мире по добыче угля, а в самой стране уголь удовлетворяет 70 % ее потребности в энергии.

Россия обладает огромными угольными ресурсами и не меньшим, чем Китай, разнообразием их по составу, химико-технологическим параметрам и качеству. Однако углепетрографическая служба в нашей стране находится на грани полного исчезновения. Предельно сокращены, а местами и полностью ликвидированы лаборатории по петрографии углей не только в научно-исследовательских институтах, но и в производственных организациях как Комитета по природным ресурсам России, так и АО «Росугль». Если положение не исправится, то через несколько лет не будет даже специалистов по подготовке новых кадров. Угольная промышленность — важнейшая часть народного хозяйства России, а надежная оценка качества углей по международным стандартам является одним из существенных элементов ее экономического развития.

* Coal petrologic atlas of China / Chen Peiyuan, Sun Dasa, Ding Pixun, Luo Junwen. — China coal industry Publishing house. 1996.

** Atlas for coal petrography of China / Editor-in-chief Jang Jongkuan. China university of mining and technology press. 1996.

Чарашский комплекс — петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов

П.Ф.КОВАЛЕВ, Г.И.ДОБРЯНСКИЙ (Тувгеолком), Г.К.ШНАЙ (СПбГГИ), Р.Л.БРОДСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Известны две самостоятельные формации калиевых гранитов, содержащих высокоглиноземистые минералы (кордиерит, корунд, силлиманит, андалузит, гранат, мусковит, топаз), разделенные существенным временным перерывом и проявляющиеся на разных этапах развития подвижных областей. Одна из них — формация высокоглиноземистых гранитов [4], другая — субщелочно-лейкогранитовая [1]. На-

триевые граниты с высокоглиноземистыми минералами (мусковитом, гранатом, топазом) распространены значительно реже и в меньшем объеме, вследствие чего их положение в формационном ряду гранитовых формаций подвижных областей остается неясным, а выделение в самостоятельные комплексы проблематичным.

Такие граниты впервые выделены в Туве в самостоятельный чарашский комплекс. Ранее плагиограниты данного комплекса рассматривались либо как своеобразная третья фаза таннуольского комплекса [6] тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации [7], либо как дополнительная интрузия существенно плагиоклазовых гранитов того же комплекса [3], либо включались в состав орогенных бреньского и сютхольского комплексов (данные В.А.Габева, В.Л.Авруцкого и др., 1967). Между тем установлено, что породами чарашского комплекса сложены массивы: Билинский, Ожинский, Сайлыгский, Серлиг-Хемский, Тарбаган-Кызыл-Эрикский, Теректыг-Чедерский, на горе Чараш, откуда комплекс получил свое название, мелкие тела хр. Восточный Танну-Ола. В качестве петротипа этого комплекса предлагается Теректыг-Чедерский массив (рис. 1). Размеры массивов чарашского комплекса составляют первые сотни квадратных километров. Так, петротип этого комплекса — Теректыг-Чедерский массив вытянут в меридиональном направлении на 37 км при ширине 5—10 км. В массивах сложного состава (полигенных, полихронных) породы чарашского комплекса образуют отдельные мелкие тела, размером первые десятки квадратных километров. Так, в Ожинском массиве ими сложены два интрузива 17х4 и 8х2 км² и мелкие тела площадью до 1 км² [6], в Сайлыгском массиве — три штока, самый крупный из которых занимает площадь 15 км². Вмещающими являются в основном породы таннуольского комплекса ранне-среднекембрийского возраста. Чарашские плагиограниты прорывают тоналиты и плагиограниты таннуольского комплекса и содержат ксенолиты его ранней фазы (диориты, габбро-диориты). При этом в зонах экзоконтакта наблюдаются обогащение шлировидными скоплениями биотита и обилие дайковых и жильных тел мелкозернистых плагиогранитов, аплитов, пегматитов и лейкогранитов чарашского комплекса. С осадочными породами девонского возраста соотношения неясны. Фаунистически охарактеризованные юрские отложения перекрывают породы чарашского комплекса. Возраст плагиогранитов по биотитам участка Чараш Теректыг-Чедерского массива, определенный К-Аг методом, составляет 454 млн. лет (определение А.Г.Рублева, лаборатория ВСЕГЕИ), что соответствует ордовикскому возрасту. Возраст тех же биотитов, определенный Rb-Sr методом, составляет 380 млн. лет (определение Ю.П.Шергиной, лаборатория ВСЕГЕИ). По данным указанных исследователей, более надежным представляется первый результат, который принимается нами с учетом сложной природы биотита в изученных породах.

По данным аэромагнитной съемки, массивы чарашского комплекса характеризуются отрицательным магнитным полем напряженностью до —6 мЭ

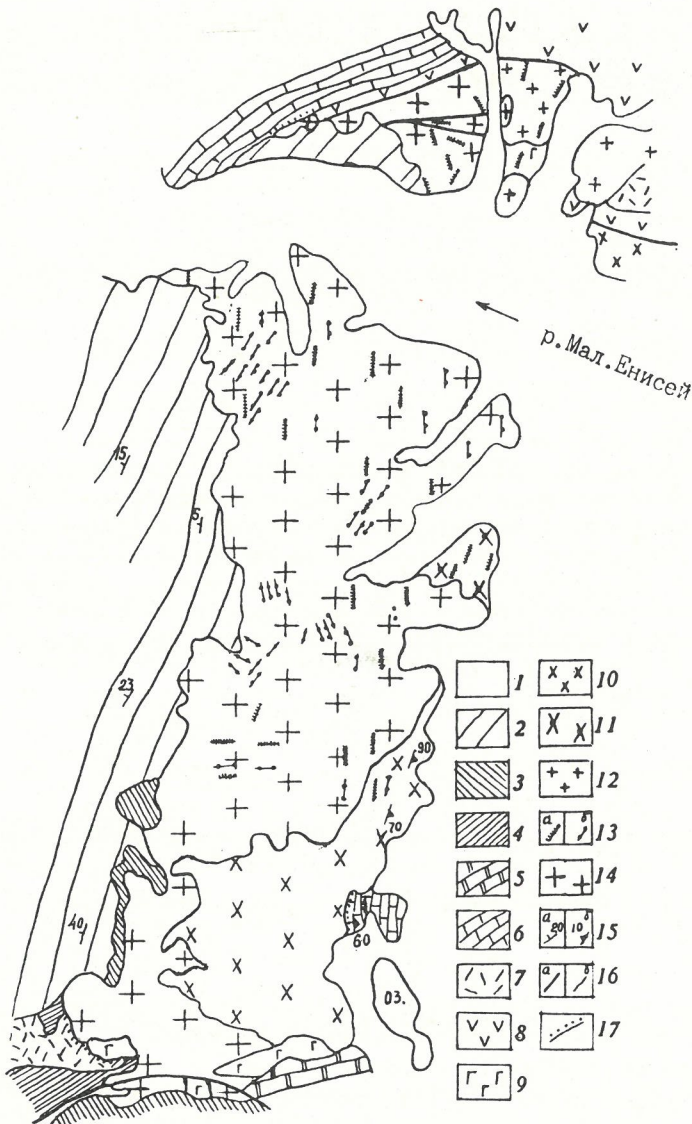


Рис. 1. Геологическая схема Теректыг-Чедерского массива, м-б 1:200 000:

1 — четвертичные отложения; 2 — элегестская свита: конгломераты, песчаники; 3 — берединская свита: красноцветные алевролиты, песчаники; 4 — хондергейская свита: красноцветные песчаники, алевролиты; 5 — элегестская свита: пестроцветные песчаники, известняки; 6 — тапсинская свита: известняки; 7 — ондумская свита: риолиты, андезиты, базальты, их туфы; 8 — туматтайгинская свита: андезитобазальтовые порфириды; интрузивные комплексы: таннуольский: 9 — габбро, габбро-диориты, 10 — тоналиты, диориты, 11 — гранодиориты, 12 — плагиограниты; чарашский: 13 — жильная фаза — пегматиты, аплиты, мелкозернистые лейкограниты (а), дополнительная фаза — мелкозернистые плагиограниты (б), 14 — главная фаза — плагиограниты; 15 — элементы залегания слоистости (а), гнейсовидности (б); 16 — тектонические нарушения (а), геологические границы (б); 17 — контакто-измененные породы

при магнитной восприимчивости $(0 \div 580)10^{-6}$ СГСМ в плагиогранитах и $(52 \div 53)10^{-6}$ СГСМ в связанных с ними дайках. Эти значения соответствуют слабо магнитным породам, что нашло отражение и в их минеральном составе — отсутствии значительных скоплений ферромагнетиков. Как установлено в одном из массивов, плагиограниты обнаруживают равномерное отрицательное поле интенсивностью 400 гамм За. Плотности плагиогранитов 2,64—2,68 г/см³, аплитов 2,63 г/см³ и пегматитов 2,59 г/см³ отражают слабую степень их измененности. В породах установлена также низкая радиоактивность: в плагиогранитах 8—12, в аплитах и пегматитах 12—20 мкР/ч.

Главный объем массивов чарашского комплекса, его главную фазу составляют равномернозернистые, реже порфириовидные среднезернистые плагиограниты. Мелкие штоки и дайки сложены обычно породами дополнительной фазы — мелкозернистыми разновидностями плагиогранитов. Тесно пространственно с теми и другими связаны жильные породы в виде аплитов, пегматитов, лейкократовых плагиогранитов. Они обычно приурочены к апикальным частям массивов и зонам контактов, образуя тела мощностью от первых десятков сантиметров до 15 м, и сложены либо одним типом породы, либо разными вариантами сочетаний мелкозернистых лейкогранитов с аплитами и пегматитами в виде чередующихся полос мощностью 0,5—50 см при примерно равных объемах. Наряду с указанными выше геологическими признаками, породы чарашского комплекса обладают общей эволюционной упорядоченностью, проявляющейся в закономерной направленности изменения структуры породы в ряду последовательно формирующихся интрузивных фаз, что выражается в уменьшении зернистости от главной фазы через дополнительную к жильной фазе и что является достаточно геологическим обоснованием выделения чарашского комплекса в качестве самостоятельной единицы [8].

По составу различаются двуслюдяные, биотитовые и гранат-биотитовые разновидности плагиогранитов, при этом присутствие граната более характерно для мелкозернистых плагиогранитов, аплитов и пегматитов. В отличие от вмещающих пород таннунгского комплекса с характерными для них темными, шлировидными текстурами и обильными, в разной степени переработанными ксенолитами, «загрязняющими» их, породы чарашского комплекса редко содержат включения, имеют свежий вид и своеобразный физиографический облик, сохраняющийся во всех структурных разновидностях. Заслуживает особого внимания структура рассматриваемых пород. Макроскопически породы представлены массивными агрегатами со специфическим распределением минеральных зерен. Макро- и микроскопически наблюдается тенденция к формированию мономинеральных границ, обусловленных образованием мономинеральных субагрегатов в агрегате гранита. Такая направленность отличает не только индивиды породообразующих минералов, но и характерна для аксессуарных и рудных минералов. Структура минерального агрегата может быть условно определена как гипидиоморфнозернистая, но не гранитового типа. «Парадокс» ее состоит в том, что классический ряд последовательности идиоморфизма минеральных образований нарушен идиоморфизмом индивидов кварца и плагиоклаза. Кварц образует гломерозернистые субагрегаты, диаметром 5—8 мм, по

форме напоминающие незамкнутые ячейки или соты, внутри которых расположены гломерозернистые субагрегаты полевых шпатов. Среди них преобладает плагиоклаз, для индивидов которого характерны габитусные формы. Биотит и мусковит представлены одиночными монокристаллами, их сростками и субагрегатами. Индивиды биотита, находящиеся вне собственных популяций, т.е. в виде одиночных толстотаблитчатых кристаллов, весьма существенно хлоритизированы, тогда как субагрегаты отличаются сравнительно хорошей сохранностью. Именно к последним приурочено основное количество субагрегатов аксессуарных и рудных минералов, из которых только субагрегаты апатита тяготеют к границам зерен калишпата и плагиоклаза, к межзерновым границам в субагрегатах кварца. В минеральном агрегате не наблюдаются структурно равновесные границы, а структурно устойчивые фиксируются внутри мономинеральных субагрегатов, т.е. при обрастаниях типа кварц-кварц, плагиоклаз-плагиоклаз, обусловленных многократно проявленными процессами перекристаллизации.

Плагиограниты главной фазы преимущественно однородные породы, хотя изредка встречаются порфириовидные с относительно крупными (1—2 см) вкрапленниками калишпата, насыщенными в краевых частях включениями биотита и плагиоклаза. Состав пород (в %): плагиоклаз 50—60, калишпат 5—15, кварц 30—32, биотит 6—8, мусковит 1—2, гранат 0—3, рудные минералы, апатит, циркон, топаз, сфен в сумме 0,5—1. В мелкозернистых плагиогранитах дополнительной фазы и аплитах возрастает количество кварца до 40, калишпата до 25, граната до 5 %, а содержание слюд уменьшается до 2 %. В этих породах отдельные участки обнаруживают микрографические структуры, обусловленные взаимными прорастаниями кварца и калишпата. Основной минерал плагиогранитов — плагиоклаз-олигоклаз. Его ранняя генерация представлена нацело серицитизи-

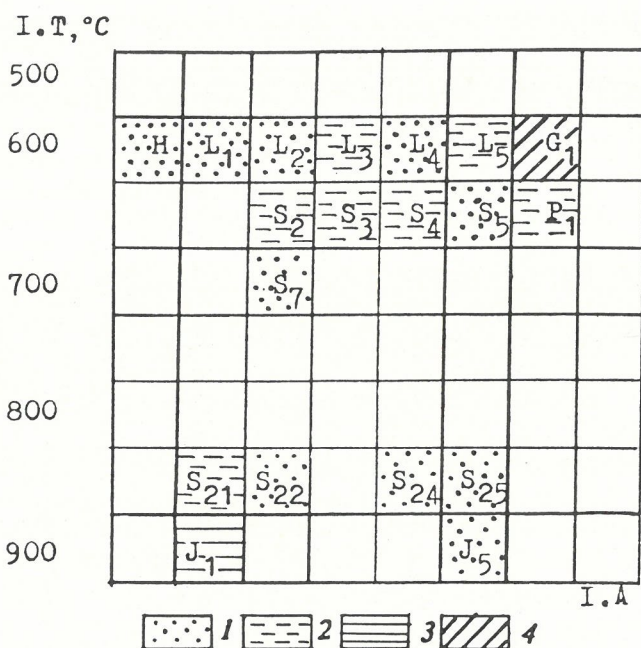


Рис. 2. Распределение морфотипов циркона в популяциях из плагиогранитов чарашского комплекса на диаграмме [14]:

частота встречаемости, %: 1 — 1, 2 — 2—5, 3 — 5—10, 4 — более 40

1. Химические составы минералов, %

Компонент	Плагноклаз		Калишпат	Биотит	Ильменит	Титанов агатит	Магнетит
SiO ₂	61,30	64,16	65,71	38,18	0,37	0	0,26
TiO ₂	0	0	0	3,53	44,84	17,75	4,75
Al ₂ O ₃	23,64	22,89	17,34	16,34	0	0	0,16
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	37,16	61,89
FeO	0,41	0	0	16,72	45,84	43,37	29,85
MnO	0	0	0	0,80	5,62	0,68	1,49
MgO	0	0	0	11,76	0,74	0	0,17
CaO	5,40	4,13	0	0,14	0	0	0,13
Na ₂ O	8,39	8,92	1,27	0,08	0,66	0,72	0,91
K ₂ O	0	0,18	15,59	9,39	0	0	0
Сумма	100,14	100,27	99,91	96,94	98,07	99,67	99,61
<i>n</i>	1	1	2	8	1	1	2

П р и м е ч а н и е: анализы выполнены во ВСЕГЕИ на микрозонде «Camebax» И.Г.Ляпичевым; n — число анализов.

рованными изометричными зернами, в контуре сечений которых диагностируются незначительной протяженности 1—2 грани формы {010}. Наблюдается многократная преимущественно реккурентная зональность (6—8 зон) при слабо меняющемся составе N 26-20. Плаггиоклаз следующей генерации всегда сдвоиникован, его зерна идиоморфны, но менее изометричны, чем в ранней генерации, в сечениях грани {010} встречаются значительно реже, отчетливо проявлены моноэдры, диэдры. На границе этого плаггиоклаза с калишпатом наблюдаются мирмеки-товые вростки кварца. Поздняя генерация плаггиоклаза представлена субагрегатами — сростками субиндивидов ранних генераций, в которых индивиды первой генерации отличаются тем, что их внешние контуры не совпадают с очертаниями внутреннего серицитизированного ядра. В химическом составе плаггиоклаза (табл. 1) калий обнаружен только в краевой части зерен и в незначительном количестве (Аб:Ан:Орт (74÷79):(26÷20):(0÷1)). Калишпат-ортотлаз развивается в интерстициях между остальными минералами, образует резко ксеноморфные зерна с хорошо выраженной спайностью по {001}. Более правильную форму имеют вкрапленники калишпата, в которых иногда наблюдается слабо выраженное решетчатое строение. Оба калишпата слабо пертитизированы. Альбит в виде мелких неправильных пятнышек и тонких черточек развивается по направлениям спайности {001} и {010}. В составе калишпата (см. табл. 1) устанавливается полное отсутствие анортитовой составляющей (Орт:Аб:Ан 89:11:0).

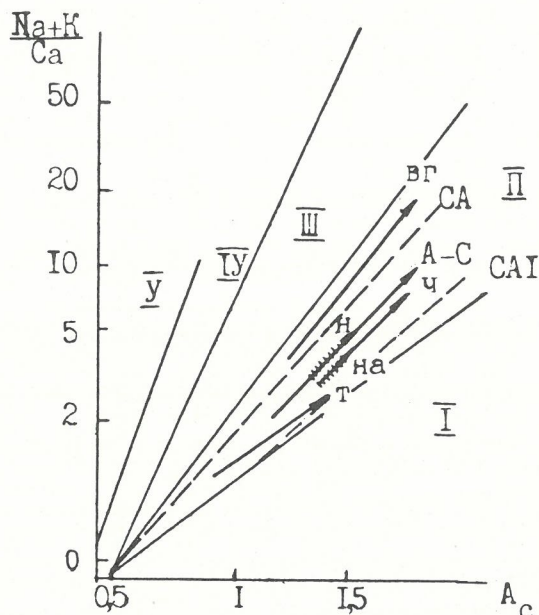


Рис.3. Положение тренда пород чарашского комплекса на диаграмме Л.С.Боролина:

I–V — поля известковистости-щелочности; СА — главный известково-щелочной тренд; СА1 — островодужный тренд; АВ — щелочно-базальтовый тренд; петрохимические тренды чарашского (Ч), таннульского (Т) комплексов высокоглиноземистых гранитов (ВГ), в т.ч. памиро-шугнанского, колымского, сихотэ-алинского, североветнамского, хунгарийской серии, нуямского комплекса (Н) Восточной Чукотки, плагиогранитов нижнеамурской серии (НА), плагиогранитов Алдано-Становой зоны (А-С).

Биотит обнаруживает ясный плеохроизм, изменяясь от коричневой окраски по n_e , буро-коричневой по n_m до светло-желтой по n_p , $n_g \approx n_m > n_p$. В его химическом составе (см. табл. 1) устанавливаются повышенные содержания Al_2O_3 и TiO_2 . Избыточный Al пополняет шестерную координацию. Вариации глиноземистости (21—22 %) и железистости (44—46 %) биотитов невелики, а по соотношению щелочности-глиноземистости они расположены в пограничной зоне II—III полей пониженной и нормальной щелочности, в то время как биотиты таннуольских плагиогранитов расположены в IV поле повышенной щелочности (по Маракушеву и Тарарину). По данным ИКС ($\nu_{OH_{max}} = 3610$, $I_{H_2O} / I_{OH_{max}} = 1,1$), выполненным Э.А.Липатовой во ВСЕГЕИ, биотит

2. Средние химические составы плагногранитов чарашского комплекса, %

Оксид	Главная фаза				Средние		Дополнительная фаза				Средние	
	$\bar{X}_1$	S_1	$\bar{X}_2$	S_2	$\bar{X}$	S	$\bar{X}_1$	S_1	$\bar{X}_2$	S_2	$\bar{X}$	S
SiO ₂	70,9	0,96	71,98	1,57	70,98	1,52	74,83	1,03	74,35	1,39	74,59	1,25
TiO ₂	0,23	0,05	0,19	0,09	0,21	0,07	0,11	0,05	0,10	0,02	0,11	0,03
Al ₂ O ₃	15,52	0,59	15,28	0,54	15,39	0,56	13,88	1,17	14,41	0,81	14,14	1,04
Fe ₂ O ₃	1,03	0,21	0,49	0,31	0,76	0,42	0,95	0,41	0,65	0,34	0,80	0,40
FeO	1,47	0,45	1,37	0,33	1,50	0,45	0,68	0,21	0,92	0,28	0,80	0,28
MnO	0,05	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,025	0,015	0,03	0,01	0,03	0,01
MgO	0,87	0,18	0,48	0,26	0,65	0,33	0,42	0,20	0,38	0,19	0,40	0,19
CaO	2,76	0,24	2,53	0,63	2,58	0,48	1,68	0,42	1,74	0,38	1,71	0,40
Na ₂ O	4,52	0,36	4,54	0,24	4,51	0,46	4,06	0,45	4,59	0,27	4,32	0,46
K ₂ O	2,12	0,18	2,56	0,21	2,23	0,27	2,79	0,82	2,24	0,56	2,52	0,72
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,11	0,10	0,08	0,06	0,055	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03

Примечание: средние содержания: $\bar{X}_1$ — Теректыг-Чедерский массив, $\bar{X}_2$ — Ожинский массив; S — стандартные отклонения; n — число анализов.

3. Геохимические характеристики гранитоидов

Компонент	Чарашский комплекс	Литтл-Порт, Канада	Ямайка
K	2,01	1,04	2,60
Rb	41	20	63
Sr	604	274	270
Ba	2500	81	750
Zr	125	73	104
Y	10,3	19	10
Th	7,2	—	4,3
K/Rb	490	520	413
Rb/Sr	0,07	0,07	0,23
Rb/Zr	0,33	0,27	0,61

Примечание: данные по островоджным гранитам приведены по работе [13].

обнаруживает «диоктаэдричность», т.е. в его структуре в диоктаэдрической позиции участвуют катионы Fe и Al, а также присутствует межслоевая вода в форме H_2O , что характерно для биотитов формации высокоглиноземистых (калиевых) гранитов и адамеллит-гранитовой формации [10]. Охарактеризованные особенности состава биотита плагиогранитов обусловлены их формированием из обводненных низкотемпературных расплавов, кристаллизовавшихся в условиях низкой фугитивности кислорода. Последним обстоятельством обусловлена ассоциация биотита с ильменитом. Мусковит наблюдается в параллельных сростках с биотитом, что позволяет предполагать его первичную природу, и в самостоятельных кристаллах. Из остальных минералов наиболее распространены циркон, апатит, сфен, а из рудных ильменит с существенной примесью марганца, свидетельствующей о повышенном давлении и соответственно глубинных условиях кристаллизации ильменита, титаномagnetит, установленный в ядрах ильменитовых зерен, и высокотитанистый, по-видимому, вторичный, magnetит (см. табл. 1). Циркон в 173 кристаллах при их очень мелких размерах (порядка 0,001 мм) наблюдается в виде разнообразных низкотемпературных морфотипов [14]: H , L_1 - L_5 , S_2 - S_5 , S_7 , P_1 и G_1 , среди которых преобладает G_1 (рис. 2), кристаллизовавшихся в узком температурном интервале порядка 100°C из гетерогенного, сильно обводненного и слабо флюидонасыщенного материнского расплава при отсутствии сколько-нибудь выраженной химической специализации в ходе его эволюции. Как установлено [2], близкие условия кристаллизации обнаруживают популяции циркона из слабо дифференцированных гранитов адамеллит-гранитовой и формации высокоглиноземистых (калиевых) гранитов. Наряду с упомянутыми, встречаются высокотемпературные морфотипы циркона (27 кристаллов): J_1 , J_5 , S_{21} - S_{22} , S_{24} - S_{25} (см. рис. 2). При исследовании этих цирконов в иммерсионной жид-

кости установлена регенерация морфотипов S_{21} и S_{22} морфотипом G_1 . Редкость высокотемпературных морфотипов циркона, а также указанный выше факт регенерации позволяют предполагать реликтовую (из субстрата) природу этих цирконов. Апатит образует единичные сростки с цирконом, а его монокристаллы в субагрегатах обнаруживают подобно циркону разнообразные морфологические черты, свидетельствующие об очень широком диапазоне условий кристаллизации и, видимо, достаточной продолжительности этого процесса.

По химическому составу плагиограниты главной фазы чарашского комплекса (табл. 2) относятся к наиболее основным разновидностям гранитов и близки к среднему составу роговообманкового гранита С.П.Соловьева, в то время как плагиограниты дополнительной фазы при более высоких содержаниях SiO_2 и примерно той же сумме щелочей, что и в главной фазе, более соответствуют среднему лейкократовому граниту. От типовых те и другие отличаются главным образом пониженными содержаниями щелочей и натриевой специализацией. Эволюция состава плагиогранитов чарашского комплекса, как видно на классификационной диаграмме (рис. 3), подчинена линейному тренду, отвечающему известково-щелочному типу магматической серии пониженной щелочности, что сближает его с островоджным трендом CA1. По сравнению с гранитоидами таннуольского комплекса рассматриваемые породы обнаруживают более высокую щелочность, а разнонаправленность трендов того и другого комплексов является свидетельством отсутствия генетической связи между ними. По соотношению щелочей и алюминия, выраженному коэффициентом глиноземистости $K = (2Ca + Na + K - Al)/2Ca$, чарашские плагиограниты относятся к высокоглиноземистому (плюмазитовому) генетическому типу ($K = -0,20$ в главной фазе и $K = -0,35$ в допфазе) с низким K/Na отношением (соответственно 0,32 и 0,39). Однако, как видно на рис. 3, чарашский комплекс занимает самостоятельное положение и относительно известных комплексов высокоглиноземистых (калиевых) гранитов, располагаясь по другую сторону главного известково-щелочного тренда СА, в чем проявляется специфика тех и других.

В геохимическом отношении плагиограниты чарашского комплекса по сравнению с кларком для богатых Са гранитоидов (по Таркьяну и Ведеполу) обеднены V, Ni, Co, Zr, Y, Yb, Rb при близких кларковым содержаниях P, Cr, Be, Li, Ga. При обогащенности Sr, Ba, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn и Ag плагиограниты, согласно космогеохимической классификации элементов [11], геохимически специализированы на малоподвижную группу сиалических гетерофилов — Mo и Sn в то время, как гранитоиды таннуольского комплекса (каахемский эталон [9]) типизированы на малоподвижную группу фемических гетерофилов, а именно Cr (рис. 4). Отсутствие явных признаков геохимической «унаследованности», наличие геохимического барьера между гранитоидами чарашского и таннуольского комплексов опровергают представления о чарашских плагиогранитах как дифференциатах таннуольского комплекса. В геохимическом плане чарашские плагиограниты близки к гранитам алашского (сютхольского) комплекса, геохимически типизированным в разной степени на Mo, Sn и Cu, Co, Ag. Металлогеническая специализация чарашского комплекса пока не ясна. Однако хорошие декоративные свойства плагиогранитов позволяют использовать их в качестве облицовочного материала.

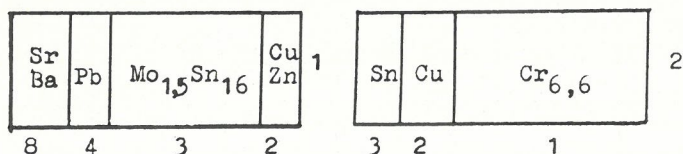


Рис. 4. Геохимическая типизация гранитоидов на основе космогеохимической классификации [11]:

1 — чарашский комплекс; 2 — таннуольский комплекс; цифры рядом с элементом — кларки концентраций, внизу — геохимические ассоциации элементов по работе [11]

По химическому составу, содержаниям K, Rb, Y, Zr, а также различным петро- и геохимическим параметрам (табл. 3) плагиограниты чарашского комплекса обнаруживают наибольшую близость с высококальциевыми островодужными М-гранитами при существенно более высоких содержаниях Ba и Sr, а от высокоглиноземистых S-гранитов их отличают резко пониженные содержания редких щелочей (Li, Rb). По классификации Чаппела и Уайта и по положению на дискриминантной диаграмме I, S и A типов гранитов [12], рассматриваемые плагиограниты относятся к I-типу и размещаются в поле гранитов вулканических дуг [13]. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7051—0,7054 (определения Ю.П.Шергиной, лаборатория ВСЕГЕИ) в плагиогранитах чарашского комплекса несколько выше, чем в породах океанической коры, но ниже, чем в таннуольских плагиогранитах [9] и тем более ниже, чем в высокоглиноземистых калиевых гранитах (соответственно 0,7063 и 0,706—0,708). Перечисленные выше данные позволяют полагать, что чарашские плагиограниты образовались при плавлении пород преимущественно мантийного происхождения из пересыщенной глиноземом магмы. Низкой щелочностью кислого расплава обусловлен его низкий окислительный потенциал и отсутствие первичного магнетита в породах. Самостоятельность чарашского комплекса подтверждена не только геологическими данными, но и комплексом петроминералогических и геохимических исследований. Подобные ему комплексы имеют место в подвижных областях эвгеосинклинального типа, формируясь после тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых комплексов, а также в зонах тектоно-магматической активизации. К гомологам чарашского комплекса могут быть отнесены плагиограниты нижне-амурской серии на Дальнем Востоке, находящиеся в аналогичных пространственно-временных соотношениях с предшествующими им породами тоналит-плагиогранит-гранодиоритового комплекса [5], а также плагиограниты нунямского комплекса на Восточной Чукотке, протерозойские плагиограниты Алдано-Становой зоны, обнаруживающие общие с чарашским

комплексом структурно-вещественные признаки, позволяющие объединять те и другие в единый формационный вид.

Исследования выполнены при поддержке Министерства образования РФ (проект 26/96).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. — Л.: Недра, 1979.
2. Бродская Р.Л., Идрисова Л.В., Шнай Г.К. Перспективы редкометалльности памиро-шугнанского комплекса // Магматизм и Геокарта-50 Средней Азии. Ленинабад, 1988. С. 231—232.
3. Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1981. С. 24—62.
4. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов — Новосибирск, 1965.
5. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. — М.: Наука, 1967.
6. Ковалев П.Ф., Бухаров Н.С. Сравнительная характеристика гранитоидных массивов таннуольского комплекса Центральной и Восточной Тувы // Мат. по геол. Тувы. АССР. Вып. IV. Кызыл, 1979. С. 71—85.
7. Магматические формации СССР. — Л.: Недра, 1979. Т. 2.
8. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). — СПб.: ВСЕГЕИ. 1995.
9. Хомичев В.Л., Кужельная Е.В., Хомичева Е.С. Каахемский массив — эталон таннуольского комплекса (Центральная Тува). — Новосибирск, 1992.
10. Шнай Г.К., Симороз Н.П., Липатова Э.А. Породообразование биотиты гранитоидных формаций // Зап. ВМО. 1990. Вып. 4. С. 32—38.
11. Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 77—84.
12. Hassan H.H., McAlister A.L. An integrated geochemical and geophysical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick // Geol. Surv. Canada. P. 91—15.
13. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discriminations of granitic rocks // Journ. of Petrology. 1984. Vol. 25. № 4. P. 956—983.
14. Pupin J.P., Turco G. Une typologie originale du Zircon accessoire // Bull. Soc. Mineral. Cristallogr. 1972. Vol. 95. P. 348—359.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.24:550.83 (470.21/.22)

© В.А.Полякова, В.С.Докучаева, Ю.А.Рисположенский, 1997

Новые данные о глубинном строении Центрально-Кольского района по результатам геофизических исследований и структурно-поискового бурения

В.А.ПОЛЯКОВА, В.С.ДОКУЧАЕВА, Ю.А.РИСПОЛОЖЕНСКИЙ
(Северный филиал Государственного предприятия ЭГТИ, г. Апатиты)

Район исследований находится на контакте двух крупных структурно-геологических подразделений Кольского полуострова — Имандра-Варзугского синклинария и Центрально-Кольского антиклинария (рис. 1). К контакту этих структур приурочены Федоровотундровский и Панский расслоенные интрузивы базитов, с которыми связаны проявления медно-никелевой минерализации. К северу от них располагаются Цагинский и Щучьеозерский массивы габбро-анортозитов. К югу и востоку от Цагинского массива развито поле щелочных гранитов Западных Кейв и Белых тундр. Все названные магматические образования находятся в обрамлении Верх-

непонойского блока архейских гнейсов Центрально-Кольского антиклинария [5].

Цагинский массив приурочен к глубинной Мунозерско-Цагинской зоне разломов. На современном эрозионном срезе он имеет овальную форму, вытянут в субмеридиональном направлении, сложен дифференцированным комплексом пород от габбро-анортозитов с титаномagnetитовым оруденением до оливиновых габброноритов. В породах широко распространена аксессуарная сульфидная вкрапленность. Вопрос о металлогенической специализации массива является дискуссионным. По мнению Е.К.Козлова [6], в нижних частях массива могут

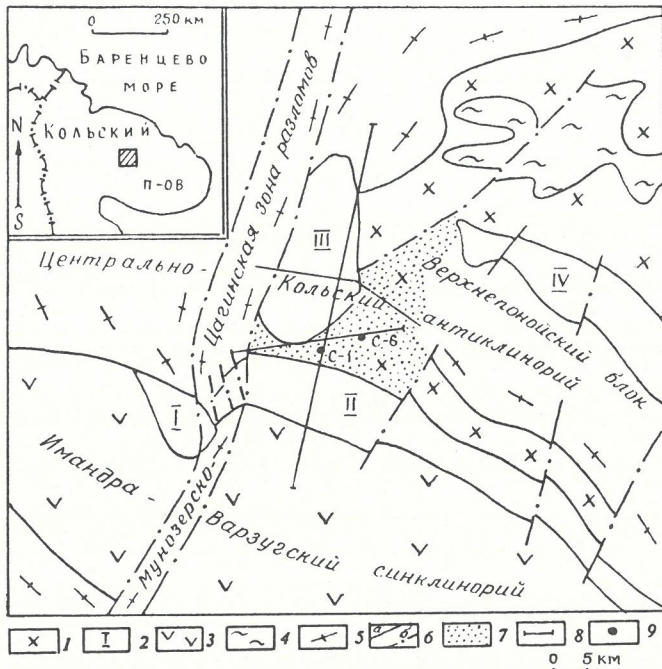


Рис. 1. Геологическое строение центральной части Кольского полуострова:

1 — щелочные граниты; 2 — интрузии базитов, массивы: I — Федоровотундровский, II — Панский, III — Цагинский, IV — Щучье-Медвежьеозерский; 3 — высокометаморфизованные эффузивно-осадочные породы серии имандра-варзуга; 4 — кянитовые сланцы свиты кейв; 5 — гранитоиднейсы архейского фундамента; 6 — геологические контакты (а), тектонические нарушения (б); 7 — зона предполагаемого по геофизическим данным распространения массива, вскрытого скв. С-1 и С-6; 8 — геофизические профили ГП ЭГГИ (1989—1994 гг.); 9 — заверочные структурно-поисковые скважины

существовать никеленосные дифференциаты пород ультраосновного состава.

О форме и морфологии Цагинского массива существуют различные представления. По данным одних исследователей, это лополит с подводящим каналом, расположенным под его осевой частью [15]. Другая точка зрения предполагает пластообразную форму массива и его продолжение на восток за пределы установленного с поверхности контура. Это предположение основано на результатах геофизических съемок м-ба 1:200 000, свидетельствующих о затягивании совмещенных гравитационной и магнитной аномалий за восточную границу массива.

Щучьеозерский и Медвежьеозерский массивы представляют собой непрерывный пояс габбро-анортозитов, в котором сочетаются пологозалегающие и крутопадающие пластообразные тела юго-восточного простираения протяженностью около 70 км и шириной до 9 км [11, 12]. Массивы обрамляют Верхнепонойский блок с севера и северо-востока (см. рис. 1).

На основании геологической интерпретации геофизических материалов еще в 70-х годах было высказано предположение о том, что Цагинский и Щучье-Медвежьеозерский массивы могут быть вскрытыми эрозией краевыми частями крупного пластообразного массива пород основного—ультраосновного состава [3]. Аномалия силы тяжести объединяет эти массивы. В работах геологов последующих лет [11, 12, 15] приведены данные, подтверждающие совпадение минералого-петрографических характеристик пород массивов. Они отнесе-

ны к верхнеархейской габбро-анортозитовой формации с железо-титановой металлогенической специализацией. Абсолютный возраст пород по U-Pb составляет 2668 ± 2 млн. лет для Цагинского массива [7] и 2610 ± 12 млн. лет для Щучьеозерского и Медвежьеозерского [16].

Федорово-Панский расслоенный интрузив относится к перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации с изотопным возрастом $2491 \pm 1,5$ млн. лет [1]. Рудная минерализация в интрузиве представлена комплексной сульфидной медно-никелевой и платино-палладиевой. Оруденение приурочено к нижней и средней частям разреза интрузива и связано с наиболее контрастно расслоенными его горизонтами [4].

Щелочные гранитоиды массивов Белых тундр и Западных Кейв представлены пологозалегающими пластообразными телами. Для них характерны интрузивные контакты как с архейскими гнейсами, так и с породами габбро-анортозитовых массивов района и Федорово-Панского интрузива [2]. Изотопный возраст щелочных гранитов геохронологическими методами однозначно не определен. Он колеблется от 2060 млн. лет по циркону (U-Pb метод) до 2100 ± 50 млн. лет по Sm-Nd методу [8]. В последнее время по циркону Pb-Pb методом была получена датировка в 2440 ± 50 млн. лет.

Вопрос о металлогенических перспективах Центрально-Кольского района в целом связан с определением его общей структуры и последующей оценкой рудоносности глубоких горизонтов всех перечисленных сближенных массивов основных—ультраосновных пород. Идея о вероятном генетическом единстве массивов, возможно, являющихся фрагментами единого гигантского расслоенного интрузива (типа Бушвелд), по-разному выведенными на современный эрозионный срез, существенно расширяла перспективы рудоносности Панско-Цагинского магматического узла [14]. Решение этой задачи потребовало построения структурно-геологической модели района, опирающейся на «жесткий» каркас геофизических профилей. Для этого в 1989—1994 гг. Государственным предприятием ЭГГИ в рамках опытно-методических работ по созданию технологии изучения расслоенных интрузий был проведен комплекс глубинных геофизических исследований по сети профилей, пересекающих в различных направлениях район Панского и Цагинского массивов (рис. 2). Комплекс работ включал невзрывную сейсморазведку методом общей глубинной точки (МОГТ), тотальную сейсморазведку (ТС) [13], электроразведку, магниторазведку, объемное геофизическое моделирование, заверочное структурно-поисковое бурение. По результатам геофизических исследований были определены глубина распространения и форма Панского и Цагинского массивов в нескольких сечениях.

Профиль 3 пересек Панский и Цагинский массивы в направлении с юга на север. В сечении разреза по этому профилю Панский массив моноклинально погружается в южном направлении, а Цагинский представляет собой горизонтальную пластину мощностью около 2 км, разблокированную серией тектонических нарушений северного падения. В области сопряжения Панского и Цагинского массивов (пикеты 15—20 профиля 3) на глубине 2—3 км зафиксированы субгоризонтальные отражающие границы,

предположительно связанные с невыходящим на поверхность массивом базитов (см. рис. 2).

Профиль 8 пересекает Цагинский массив в центральной его части в субширотном направлении. В сечении этого профиля Цагинский массив имеет форму клина с субвертикальным западным контактом. Максимальная глубина массива около 3 км. Отражающая граница, отождествляемая с подошвой массива, полого воздымается к востоку. За пределами восточного контакта Цагинского массива эта граница не обрывается, а протягивается горизонтально до пикета 16 профиля 8. Крайний восточный блок разреза по профилю 8 (пк 16—22) характеризуется субгоризонтальным залеганием отражающих границ в интервале глубин до 5 км.

Достоверность полученной по профилю 8 структурной картины подтверждается разрезом по субпараллельному профилю 5 (см. рис. 2), хотя он и не пересекает непосредственно Цагинский массив, а проходит через его южное обрамление. В разрезе профиля 5 наблюдаются те же особенности: подъем к востоку отражающих границ в центральной части разреза (пк 9—17) и субгоризонтальные отражающие границы в его восточном блоке (пк 18—26).

Полученные данные позволили сделать вывод о том, что в глубинном разрезе района залегает разблокированная, акустически жесткая пластина, возможно, базит-гипербазитового состава, одним из фрагментов которой, выведенным на поверхность, является Цагинский массив, а наиболее глубокие ее части (предполагаемые ультраосновные дифференциаты) могут быть обнаружены к востоку от него.

Для проверки геофизических построений была пробурена заверочная структурно-поисковая скв. С-1 глубиной 2200 м между Цагинским и Панским массивами, в поле распространения на поверхности щелочных гранитов (см. рис. 1—3). Данные бурения подтвердили правильность структурных выводов,

сделанных по результатам геофизических работ. Скважина вскрыла, начиная с поверхности и до глубины 930 м, интрузивные породы ряда щелочных граниты — сиениты, а с глубины 930 м — породы диорит-монцит-метагабброидного состава. В нижней части разреза скв. С-1 на глубинах 1800—2200 м выявлены рудные интервалы, содержащие сульфидную, титаномагнетитовую и апатитовую минерализацию (табл. 1).

Иначе говоря, скв. С-1 вскрыт комплекс пород, близкий по составу и химизму верхней зоне Бушвелдского комплекса. Это позволяло обоснованно рассматривать протерозойские проявления базит-гипербазитового магматизма Центрально-Кольского района и щелочных гранитов Белых тундр в ранге единого расслоенного интрузива, перспективного на платинометалльный, медно-никелевый, хромитовый, титаномагнетитовый и апатит-титаномагнетитовый типы оруденения.

Проведенные одновременно с бурением сейсмические исследования МОГТ по профилю 5 показали, что в северо-восточном направлении от скв. С-1 (см. рис. 2) возможны воздымание к поверхности нижних частей вновь обнаруженного интрузивного образования, подход наиболее перспективных (придонных) интервалов его разреза ближе к поверхности (на глубины, представляющие поисковый интерес). Для подтверждения этого в 4 км к северо-востоку от скв. С-1 на пикете 16,75 сейсмического профиля 5 была пробурена скв. С-6 глубиной 1500 м. Основанием для ее бурения послужил сейсмический разрез МОГТ по профилю 5, а также результаты геоэлектрического и плотностного моделирования разреза по профилю 5, из которых следовало, что объект, обладающий сейсмической контрастностью, пониженным кажущимся сопротивлением и повышенной плотностью, может быть подсечен скв. С-6 на глубинах от 1000 до 1500 м.

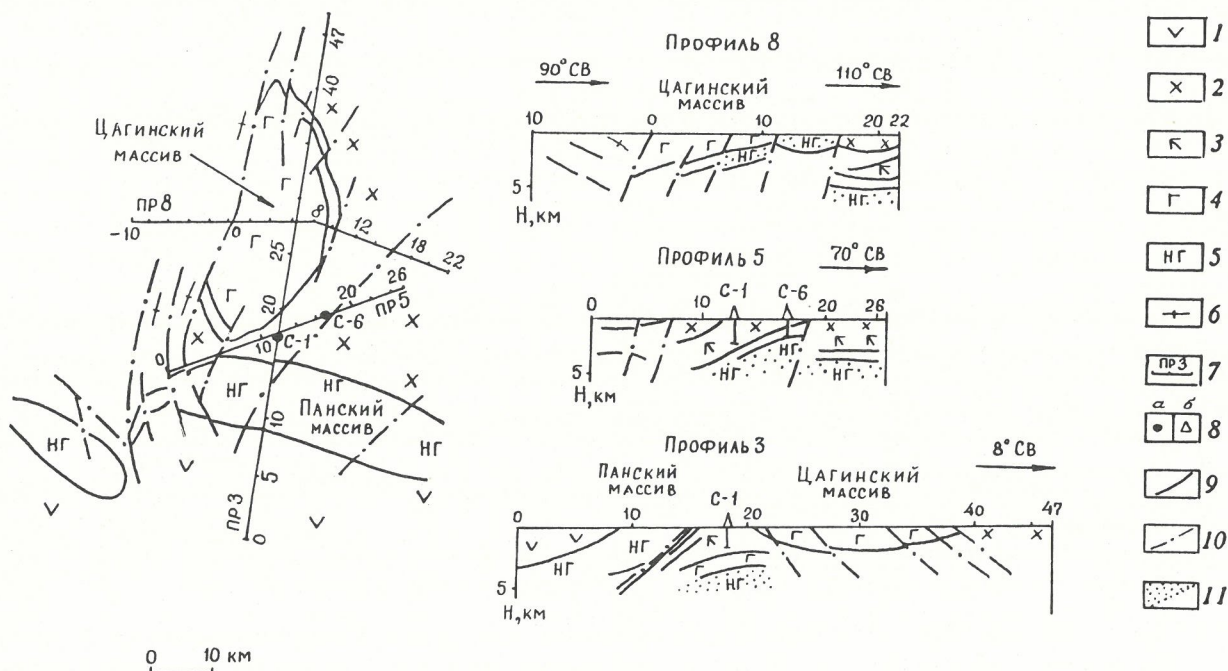


Рис. 2. Глубинное строение района по данным незыривной сейсморазведки МОГТ:

1 — высокометаморфизованные эффузивно-осадочные породы серии имандра-варзуга; 2 — щелочные граниты; 3 — монцитониты; 4 — габбро-анортоситы; 5 — габбро-нориты; 6 — гранито-гнейсы архейского фундамента; 7 — геофизические профили; 8 — структурно-поисковые скважины (а — в плане, б — на разрезах); 9 — сейсмические отражающие границы; 10 — тектонические нарушения; 11 — придонные части массива, вскрытого скв. С-1 и С-6

Геологический разрез скв. С-1 и С-6 характеризует глубинное строение зоны сочленения Панского и Цагинского массивов, представленной с поверхности щелочными гранитами Белых тундр (см. рис. 2, 3). Корреляция разрезов скважин, выполненная с учетом результатов геофизических исследований по профилю 5, приведена на рис. 3.

1. Верхняя часть разреза, ниже морены (около 20 м), сложена щелочными гранитами мощностью до 120 м, которые присутствуют в разрезе скв. С-1 и отсутствуют в скв. С-6, возможно, из-за различий в глубине эрозионного среза.

2. Ниже по разрезу породы представлены чередованием гранодиоритов, кварцевых диоритов и сиенитов. Переход от щелочных гранитов хорошо фиксируется на графике магнитной восприимчивости пород. С глубиной появляются и постепенно увеличиваются интервалы пород, соответствующих по составу сиенитам, что отчетливо наблюдается в разрезе скв. С-1. Мощность этой толщи пород уменьшается в северо-восточном направлении от приблизительно 800 м (скв. С-1) до 280 м (скв. С-6).

3. Мощность зоны развития монцонитов и кварцевых монцонитов сокращается от 1280 м в разрезе скв. С-1 (интервал 920—2200 м) до 200 м в разрезе скв. С-6. Это объясняется тектонической блокировкой разреза скв. С-6, в результате которой «клин» архейских гнейсов осложнил контакт между сиенитами и монцонитами. Верхний контакт монцонитов по скв. С-1 с вышележащим горизонтом пород, судя по геолого-геофизическим данным, может быть тектоническим. По скв. С-6 горизонт монцонитов задокументирован ниже блока архейских гнейсов. Монцониты по скв. С-1 в начале интервала содержат небольшое количество оксидного апатит-ильменит-титаномагнетитового оруденения, содержание которого с глубиной увеличивается, и в интервале 1850—2000 м по скв. С-1 выделен горизонт оруденелого монцонита. С глубиной среди монцонитов появляются прослои, отвечающие по составу субщелочному габбро-эссекситу. Вниз по разрезу скв. С-6 монцониты сменяются субщелочными габброидами, безрудными и оруденелыми, которые ниже сменяются габбро-норитами.

4. Монцониты с прослоями эссекситового (субщелочного) габбро в разрезе скв. С-1 сменяются зоной чередования лейкократовых монцонитов, плагиоклазитов и лейкократовых монцогаббро, которые не были обнаружены в разрезе скв. С-6. Переход между зонами постепенный.

5. Субщелочные габброиды в разрезе скв. С-6 сменяются двумя интервалами мезократовых габбро-норитов, в разной степени оруденелых, суммарной мощностью их 160 м. Ниже второго прослоя габбро-норитов и до забоя скв. С-6 продолжается толща субщелочных габбро, среди которых встре-

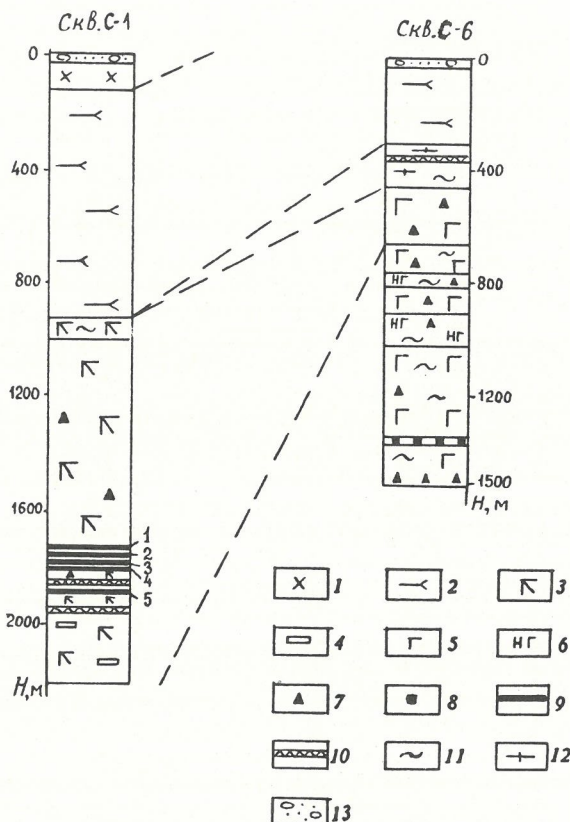


Рис. 3. Корреляция разрезов скв. С-1 и С-6:

1 — щелочные граниты; 2 — гранодиориты, диориты, сиениты; 3 — монцониты; 4 — плагиоклазиты (лейкократовые эссекситы); 5 — кварцевое габбро; 6 — габбро-нориты; 7 — титаномагнетит; 8 — сульфиды; 9 — опробованные зоны оруденения (1—5) в разрезе скв. С-1, вне масштаба; 10 — дайки; 11 — зоны амфиболизации; 12 — двуслюдяные гранито-гнейсы; 13 — четвертичные отложения

ны отдельные прослои монцонитов, а также участки грубозернистого пегматоидного габбро. Породы разреза скв. С-6 в различной степени заражены интенсивной рудной минерализацией, на забое скв. С-6 встречены сплошные Ti-Mgt руды. На глубине 1350 м пересечена зона сульфидной пирит-пирротиновой минерализации с примесью халькопирита.

По данным измерений физических свойств пород на образцах из керна скв. С-1 и С-6, разрезы характеризуются однонаправленным градиентным изменением свойств основных петрофизических групп пород с глубиной, что выражается в постепенном увеличении плотности (для скв. С-1 с 2,66 г/см³ близ поверхности до 2,85 г/см³ вблизи забоя, для скв. С-6 с 2,80 до 3,14 г/см³ от устья до забоя). Такая же тенденция в целом отвечает и характеру изменения скорости распространения продольных волн и маг-

нитной восприимчивости с глубиной — наиболее магнитные и высокоскоростные породы вскрыты вблизи забоя скважин. По характеру изменения плотности и магнитной восприимчивости можно предположить, что породы разреза скв. С-1 нарастают сверху разрез, вскрытый скв. С-6 (табл. 2).

Таким образом, скв. С-1 и С-6 вскрыт до глубины 2200 м

1. Характеристика зон оруденения скв. С-1

Рудная зона	Число проб	Интервал, м	Мощность, м	TiO ₂ , %	P ₂ O ₅ , %	Fe _{вал} , %	S, %
1	2	1734,3—1736,8	2,5	4,27	2,04	15,52	0,26
2	1	1748,9—1750,5	1,6	4,11	2,01	15,24	0,25
3	9	1775,3—1793,5	18,2	4,46	2,09	16,45	0,25
4	3	1801,3—1806,7	5,4	4,6	2,67	16,38	0,31
5	16	1877,0—1904,3	27,3	4,18	2,08	14,89	0,26
Всего	31		55	4,32	2,18	15,70	0,26

Примечание. С, % — средневзвешенное содержание.

2. Сопоставление петрофизических параметров пород

Порода	Скв. С-1					Скв. С-6				
	Интервал, м	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\chi}$, п·10 ⁻³ , ед. СИ	$\bar{v}_p$, км/с	$\bar{\eta}$, %	Интервал, м	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\chi}$, п·10 ⁻³ , ед. СИ	$\bar{v}_p$, км/с	$\bar{\eta}$, %
Щелочные граниты	24—120	2,66	11,6* (0,49;20)	5,60	2,9	—	—	—	—	—
Гранодиориты, кварцевые диориты	120—620	2,73	0,50	5,79	3,0	—	—	—	—	—
Сиениты, диориты	620—920	2,82	1,86* (0,5;12,5)	6,35	2,2	20—306	2,83	56,0	5,87	1,8
Монцониты	920—2200	2,85	14,0 (0,79;20)	6,72	3,5	438—650	2,88	92,6	5,96	2,7
Метагаббро, габбро-амфиболиты	—	—	—	—	—	650—750	2,88	46,8	5,89	2,4
Габбро, амфиболитизированное габбро с Ti-Mgt	—	—	—	—	—	685—750	3,04	100,2	6,01	3,0
Габбро-нориты с Ti-Mgt	—	—	—	—	—	900—954	3,14	143	6,21	6,4

Примечание. * — двуимодальный характер распределения параметра; — среднеарифметическое значение параметра; — средневзвешенное значение.

крупный магматический комплекс. В его строении участвуют породы кислого, среднего и основного состава. Учитывая геофизические данные и характер смены пород в разрезе (см. рис. 3), можно предполагать наличие в глубоких его частях ультраосновных разновидностей пород. По имеющимся к настоящему времени геолого-геофизическим данным возможны два варианта генетических взаимоотношений пород комплекса.

Согласно первому варианту, породы в разрезе скважин образуют одну серию (или сингенетичный ряд) от щелочных гранитов до габбро-норитов. Это предположение основано на отсутствии видимых по керну секущих интрузивных контактов и процессов метасоматического взаимодействия между породами. На петрохимической диаграмме (рис. 4) породы разреза образуют непрерывную серию, объединяемую общей повышенной щелочностью, которая закономерно возрастает с увеличением их сиаличности.

Второй вариант предполагает, что породы в разрезе

скважин могут быть отнесены к двум сериям: щелочные граниты — гранодиориты — кварцевые диориты — диориты — сиениты; кварцевые монцониты — монцониты — эссекситы (субщелочные габбро) — лейкократовые габбро — габбро-нориты.

Первая серия развита в верхней части разреза, вторая — в средней и нижней. Если учесть, что по скв. С-1 на контакте диорит-сиенитов с монцонитами имеется тектоническая зона (966—975 м), то не исключено, что между упомянутыми сериями пород может быть и интрузивный контакт. Это подтверждается и тем, что в разрезе скв. С-6 переход от зоны переслаивания гранодиоритов, диоритов и сиенитов к монцонитам и габброидам осложнен наличием «тектонического клина» архейских гнейсов и интенсивным рассланцеванием пород. Об этом свидетельствует также некоторый перерыв в составах пород на петрохимической диаграмме (см. рис. 4) между сиенитами и монцонитами.

Образование единого комплекса пород разреза скв.

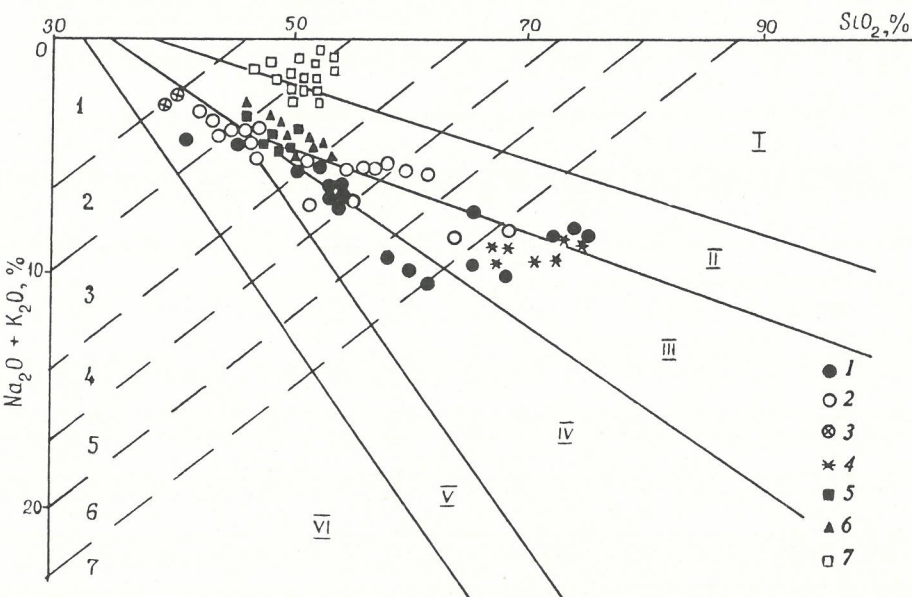


Рис. 4. Состав пород разреза скв. С-1 и С-6 (на петрохимической диаграмме по А.А. Марашеву и Н.И. Безмену [9]) в сопоставлении с другими интрузивными образованиями Центрально-Кольского района:

1 — породы разреза скв. С-1; 2 — породы разреза скв. С-6; 3 — дайки пикритов в разрезе скв. С-1 и С-6; 4 — щелочные гранитоиды Белых тундр и Западных Кейв [2]; 5 — габбро и габбро-нориты Цагинского массива [10, 15]; 6 — габбро массивов Щучье- и Медвежьеозерского [13]; 7 — габбро, габбро-нориты и нориты Федорово-Панского интрузива [4]; I—VI — ряды щелочности; 1—7 — ряды сиаличности; сочетаниями их обозначены петрохимические группы: I — низкой, II — нормальной, III — повышенной щелочности, IV — щелочных безфельдшпатоидных пород, V — шпатоидных пород, VI — щелочных фельдшпатоидных пород

С-1 и С-6 могло быть разорвано во времени. По предварительным данным, полученным U-Pb методом, изотопный возраст монцонитов из разреза скв. С-1 (глубина 1950 м) 2640 ± 30 млн. лет, что говорит о временном единстве названного комплекса пород с Цагинским и Щучьеозерским массивами в отличие от более молодых щелочных гранитов Белых тундр.

Независимо от первого или второго варианта в Центрально-Кольском районе установлено и заверено бурением наличие крупного, возможно, многофазного интрузива. Такая общность в составе пород, как повышенная щелочность, отражающаяся даже в составе дайковых пород (пикриты повышенной щелочности, см. рис. 4), свидетельствует о том, что весь комплекс пород может быть связан единым магматическим очагом и отношения между серией «граниты—диориты—сиениты» и «монцониты—габбро—габбро-нориты» могут рассматриваться как парагенетические. Подобная ситуация пространственного и парагенетического совмещения серий пород

наблюдается в многофазном массиве Гремяха-Вырмес [10].

Для сопоставления комплекса пород, вскрытого скв. С-1 и С-6, с расслоенными интрузивами перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации на петрохимическую диаграмму (см. рис. 4) нанесены составы пород Федорово-Панского интрузива [4]. Они образуют компактную область, расположенную в полях петрохимических групп низкой (поле I) и нормальной (поле II) щелочности. Эта область практически не перекрывается областью распространения пород разреза скв. С-1 и С-6. Тренд дифференциации пород Федорово-Панского интрузива характеризуется отсутствием закономерного увеличения содержания щелочей с увеличением кислотности пород. Кроме того, габбро-нориты и габбро указанного интрузива отличаются резким преобладанием натрия в сумме щелочей, более низкой относительной железистостью и более высокими фоновыми значениями Cr, Ni, Cu.

Таким образом, полученные по данным глубинных геофизических методов новые сведения о закономерностях глубинного строения Центрально-Кольского района, подтвержденные результатами глубокого структурно-поискового бурения скв. С-1 и С-6, позволяют сделать вывод о наличии в зоне сочленения Панского и Цагинского массивов под щелочными гранитами Белых тундр расслоенного массива, представленного непрерывным рядом пород от диоритов до габбро-норитов, возможно, объединяющего глубинные части Цагинского и Щучьеозерско-Медвежьеозерского массивов. Его металлогеническая специализация расширяет перспективы района на железо-титановое и фосфорное сырье. Показана эффективность применения невзрывной сейсморазведки МОГТ для изучения глубинного строения докембрийских структурно-вещественных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Возраст габбро-норитов «нижнего» расслоенного горизонта (риффа) Федорово-Панско-

го массива (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 95–97.

2. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1976.
3. Гринченко Б.М., Скопенко Н.Ф. Перспективы никеленосности краевых частей Имандра-Варзугской структурной зоны по геофизическим данным // Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1976. С. 59–63.
4. Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве (Кольский полуостров) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 87–100.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1983.
6. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. — Л.: Наука, 1973.
7. Лиферович Р.Т., Баянова Т.Б. Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Мат-лы 9-й молодежной научной конференции. Апатиты, 1995. С. 20–25.
8. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.Б.Белькова. — Л.: Наука, 1985.
9. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. — М.: Недра, 1992.
10. Полканов А.А., Елисеев Н.А. Петрология массива Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов). — Л., 1941.
11. Радченко М.Н. Геологическое строение и положение габбро-анортозитовых массивов в структуре Верхнепонойского блока // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского п-ова. Апатиты, 1984. С. 33–38.
12. Радченко М.К. Габбро-анортозитовый комплекс озер Большое и Малое Ельское — Медвежье (Верхне-Понойский блок) // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1987. С. 40–48.
13. Распоженский Ю.А., Полякова В.А. Тотальная сейсморазведка в высокоскоростных средах // Мат-лы международного совещания по геотомографии. Апатиты, 1992. С. 16–19.
14. Скопенко Н.Ф., Павловский В.И. Структурные геофизические исследования при поисках глубокозалегающих медно-никелевых руд в центральной части Кольского полуострова // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. Апатиты, 1985. С. 84–90.
15. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. — Л.: Наука, 1980.
16. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова / Ф.П.Митрофанов, В.В.Балаганский, Ю.А.Балашов и др. // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

Принята редколлегией 27 мая 1996 г.

УДК 550.83

© В.Т.Филатова, 1997

Особенности глубинного строения Федорово-Панского интрузива по результатам анализа гравитационного поля

В.Т.ФИЛАТОВА (Геологический институт КНЦ РАН)

Имандра-Варзугская структурная зона и известный в области ее контакта с архейскими образованиями массив Федорово-Панских тундр в течение длительного времени изучаются широким комплексом геолого-геофизических методов. Данный район считался никеленосным, однако месторождений, пригодных для промышленной эксплуатации, до сих пор не выявлено. К настоящему времени форма интрузива в целом не была установлена, т.к. неизвестно его распространение по падению под покровом метасадков и метавулкаников. Не известна, в частности, и мощность слоев, выделяемых в сводном разрезе интрузива. Выявление в последние годы широкого распространения металлов платиновой группы в Федорово-Панском интрузиве дало новый толчок к изучению его глубинного строения. Поэтому первоочередной задачей при оценке перспектив района

является изучение его глубинного строения на основе геофизических данных и последующее составление структурно-геологической модели района.

Здесь приведены результаты впервые проведенной для изучаемого рудного района интерпретации гравитационного поля в трехмерном варианте. В качестве исходных данных использовалось поле Δg , снятое с карты масштаба 1:50 000. Путем обращения поля Δg в значения плотности в заданном объеме среды была получена объемная плотностная модель района. Построение вероятностного распределения аномалиеобразующих тел под поверхностные наблюдения проводилось с помощью предложенных ранее алгоритмов [10] и с учетом имеющихся геолого-геофизических данных о строении массива, что позволяло вводить ограничивающие условия для сужения класса эквивалентных решений.

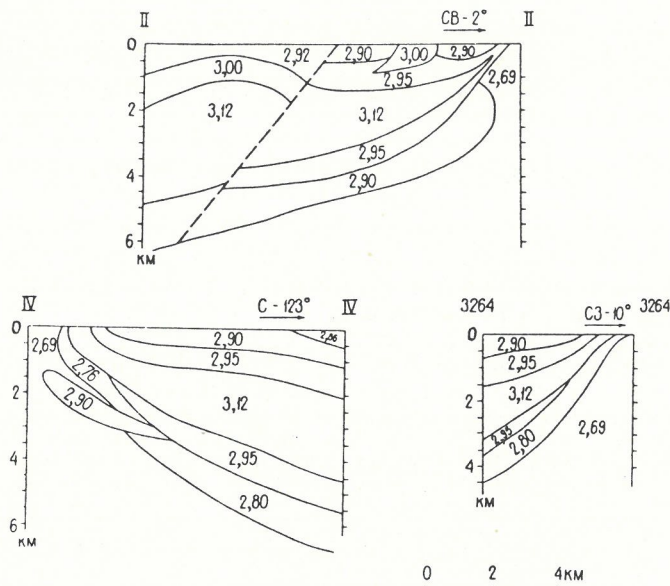


Рис. 4. Плотностные разрезы по профилям II, IV, 3264:

цифры на рисунке — плотность, г/см³

По результатам проведенных практических вычислений, представляющих собой погоризонтные схемы плотностных аномалий с шагом вертикальной и горизонтальной дискретизации 0,5 км, была построена объемная плотностная модель Федорово-Панского массива.

Достаточно хорошие совпадения расчетных и установленных для отдельных участков геологических, петрофизических, сейсмических и данных бурения свидетельствуют о справедливости принятых допущений о градиентном изменении плотности с глубиной. При модельных построениях учитывалась вся имеющаяся геолого-геофизическая информация на данный район. Плотностные разрезы по профилям, привязка которых показана на рис. 1, приведены на рис. 2—4. Линии профилей выбирались по тем участкам, где имеется максимум информации (данные бурения, петрофизики, сейсморазведки и др.) по изучаемому разрезу. Структурно-геологическая модель Федорово-Панского интрузива представлена на рис. 5, при построении блок-диаграмм ориентирами служили приведенные выше разрезы.

По данным плотностной модели, массив прослеживается на Федоровой тундре до глубины 4,5 км, а на Панских тундрах — до 7 км. Падение массива в целом юго-западное. Расчетные данные подтверждают его слоистое строение, при этом взаимоотношения массива с вмещающими породами и внутреннее строение существенно различаются в разных интрузивно-тектонических блоках.

На Федоровой тундре контакт массива с архейскими породами очень неровный: до глубины 0,8 км он падает под углом 30—35°, затем угол увеличивается до 65°, а с глубиной постепенно выполаживается. Расчеты показывают, что на современной геологической карте положение нижнего контакта нанесено недостаточно четко. Массив продолжается в северо-

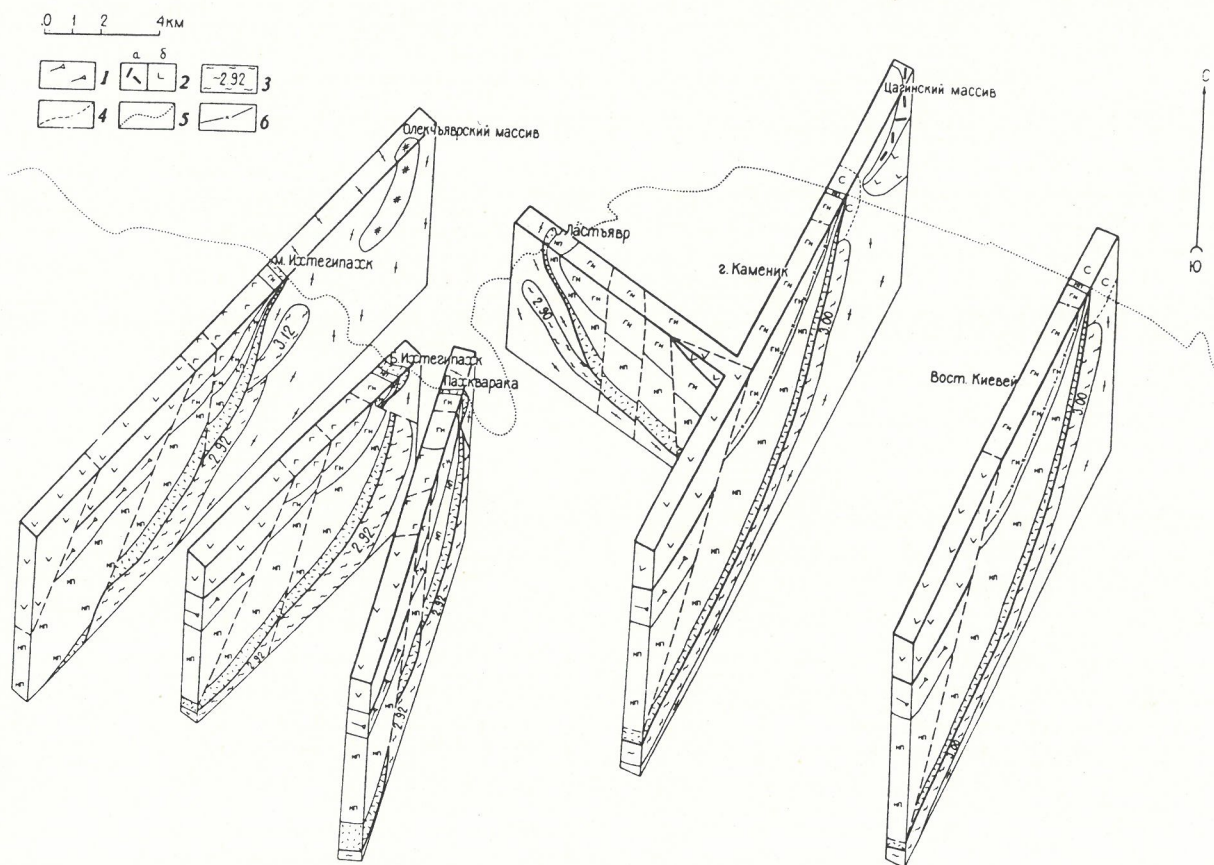


Рис. 5. Структурно-геологическая модель глубинного строения Федорово-Панского интрузива:

1 — амфиболитизированные основные породы; 2 — лабрадориты (а) и габбро и габбро-нориты (б) Цагинского массива; 3 — слой с плотностью 2,92 г/см³, не выходящий на поверхность и полученный по расчетным данным; 4 — условные границы; 5 — проекция северного контакта Федорово-Панского интрузива, выделенного по расчетным данным; 6 — нижний расслоенный горизонт с зонами платинометаллической минерализации; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

западном направлении на расстояние 1 км. На юго-востоке его кровля погружается под вулканы протерозоя. По данным плотностной модели, в строении интрузива выделяются четыре главных слоя. Непосредственно в лежачем боку массива прослеживается слой с плотностью $2,98 \text{ г/см}^3$, мощность которого достигает 0,5 км. Нижняя часть его, вероятно, соответствует породам такситовой зоны. Ниже контакта прослеживается еще один слой с плотностью $2,92 \text{ г/см}^3$ и мощностью до 2 км, геологическая природа которого не установлена.

К северу от Федоровотундрового блока под гнейсами на глубине 1,6 км отчетливо выделяется слой пород с плотностью $3,12 \text{ г/см}^3$ и мощностью 0,5—1 км, который примыкает к контакту массива с гнейсами и протянулся на северо-восток по восстанию на расстояние около 3,5 км (см. рис. 2, профиль 1). Возможно, породы этого слоя адекватны оливинным габброидам Олекчявского массива. Последний, по расчетным данным, имеет юго-западное падение под углом 45° , мощность порядка 2 км, плотность $3,12 \text{ г/см}^3$.

На участке Ластьявр, имеющем сложное блоковое строение, контакт массива с архейскими образованиями до глубины 0,8—1 км имеет крутое падение, затем выполаживается. Контакт массива Панских тундр с щелочными гранитами довольно крутой — $50\text{--}60^\circ$, но на глубине около 4 км он выполаживается. Вблизи этого контакта на глубине около 1,5 км наблюдается гравитирующий объект с плотностью 3 г/см^3 и мощностью до 3 км, который прослеживается вдоль всего массива. В строении массива Панских тундр, по данным плотностной модели, выделяются три слоя.

Южный контакт Федорово-Панского интрузива с породами серии имандра-варзуга как на Федоровой, так и на Панских тундрах глубже 0,5—0,7 км не прослеживается из-за близости значений плотности. Один из наиболее мощных (3,5—4,5 км) слоев с плотностью $3,12 \text{ г/см}^3$ (зона норит-пироксенитов) на протяжении всего массива без перерыва распространяется на юго-запад под породами серии имандра-варзуга. Глубина залегания верхней границы этого слоя увеличивается от 0,8 км на Федоровой тундре до 2 км на Панских тундрах при угле падения $10\text{--}20^\circ$ на юго-запад.

Выделенный слой может быть увязан с вулканитами сейдореченской свиты, внутри которых известны интрузивы метагаббро и метапироксенитов. Плотность перечисленных пород находится в указанных пределах. Кроме того, не исключено, что она с глубиной увеличивается. Нижняя часть выделенного слоя, по-видимому, включает амфиболизированные основные породы Федорово-Панского интрузива, что подтверждается результатами бурения единичных скважин, вскрывших зону контакта пород имандра-варзугской серии с интрузивом. Вследствие близости плотностных характеристик метавулканитов и пород интрузива вопрос о мощности первых остается открытым.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что изученные на современной поверхности тундр основные породы представляют собой сравнительно небольшую часть очень крупного интрузива, сложенного основными и ультраосновными породами с широким распространением последних. По данным плотностной модели, интрузив представляет собой плитообразное тело, в целом полого погружающееся

на юго-запад под породы имандра-варзуги, разбитое разломами на крупные блоки. При этом не исключено, что Федорово-Панский интрузив является расчлененным лополитом, прорывающим породы сейдореченской свиты. В пользу такой версии служит форма массива, полученная по расчетным данным.

Таким образом, имеющиеся данные о форме, условиях залегания, особенностях глубинного строения, с одной стороны, и рудная специализация — с другой, свидетельствуют о сходстве Федорово-Панского и Стиллоутерского интрузивов. В отличие от последнего в рассматриваемом интрузиве ультраосновные породы залегают на больших глубинах, и пока не установлена бронзитит-гарцбургитовая зона, с которой связано платино-хромитовое оруденение, залегающее в самой нижней части ультраосновных пород. Из построенной модели следует, что глубина залегания пород, наиболее перспективных на платинометалльное оруденение, на некоторых участках составляет 0,7—1 км, что доступно для современного бурения.

Выполненные модельные расчеты не подтвердили наличие пластообразного массива плотных пород, пространственно сопрягающего нижние горизонты Панского и Цагинского массивов. Из результатов моделирования следует, что массивы разделены щелочными гранитами и гнейсами на расстояние до 1,5 км (см. рис. 3, профиль 5).

Проведенные модельные расчеты в итоге позволили построить структурно-геологическую модель Федорово-Панского интрузива, что имеет особое значение для понимания механизма формирования месторождения и дает возможность решать задачи изучения общей структуры и тектоники района, структурно-картировочные и задачи ориентировки поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берман М.И. О строении и перспективах никеленосности Федоровотундровской интрузии основных и ультраосновных пород по геофизическим данным // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, 1972. С. 133—135.
2. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). — Л.: Наука, 1982.
3. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. — Л.: Наука, 1973.
4. Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н. и др. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинойной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968. С. 96—103.
5. Меламуд М.Е. Результаты изучения сейсморазведкой МОВ центральной части Имандра-Варзугской структуры и зоны ее сочленения с интрузиями Федоровой и Панских тундр // Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1976. С. 45—49.
6. Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. — Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989.
7. Петрофизика кристаллических пород рудных районов Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1982.
8. Скопенко Н.Ф., Павловский В.И. Структурные геофизические исследования при поисках глубокозалегающих медно-никелевых руд в центральной части Кольского полуострова // Структурный контроль оруденения в магматических комплексах Кольского полуострова. Апатиты, 1985. С. 84—90.
9. Тельнов В.А. Геологическое строение и никеленосность Федоровотундровского массива основных-ультраосновных пород (Кольский полуостров). Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1985.
10. Филатова В.Т. Объемная модель Мончегорского рудного района на основе гравимагнитных данных // Отечественная геология. 1995. № 10. С. 65—72.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г.

Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса

Ю.А.ЗОРИН, В.Г.БЕЛИЧЕНКО, Е.Х.ТУРУТАНОВ, А.М.МАЗУКАБЗОВ, Е.В.СКЛЯРОВ, В.В.МОРДВИНОВА (ИЗК СО РАН)

В статье рассматривается секция С—D Восточно-Сибирского трансекта (рис. 1), которая пересекает Восточно-Забайкальский сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса (секции А—В и В—С, относящиеся к Сибирской платформе и Байкальской складчатой области, рассмотрены в работе [11]). При анализе геодинамики западной части Монголо-Охотского пояса наряду с материалами, излагаемыми ниже, нами используются данные по Центрально-Монгольскому [9, 25] и Байкало-Монгольскому [10] трансектам. Описание структурно-формационных зон с их палеогеодинамическим ана-

лизом ведется в направлении с северо-запада на юго-восток.

Даурская зона (рис. 2) пересекается трансектом в ее северо-восточном замыкании, где она лишена ряда своих типичных черт, хорошо проявленных в ее южной половине. Большая часть зоны сложена гранитоидами, среди которых выделяются раннепалеозойские, среднепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские и позднемезозойские. Судя по наличию в провесах кровли гранитоидов сильно метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, которые датируются венд-кембрием и прорываются

раннепалеозойскими габбро, диоритами, тоналитами и гранитами [3, 4], основание большей части Даурской зоны представляет собой южную окраину Икат-Еравнинского [11] раннепалеозойского островодужного террейна, прицелившегося перед девонем к Сибири.

Специфическая особенность зоны — широкое развитие в ее пределах среднепалеозойских и позднепалеозойско-раннемезозойских известково-щелочных гранитов и гранодиоритов [4, 13], что говорит о принадлежности ее в указанные интервалы времени к магматической дуге андийского типа (рис. 3), тыловые части которой (Хилокская зона и др.) описаны ранее [11].

На юге Даурской зоны картируются сложно дислоцированные девонские и ниже-среднекаменноугольные толщи, сложенные граувакковыми песчаниками, филлитовидными и кремнистыми сланцами, яшмоидами, линзами базальтов и известняков [4]. Состав этих толщ соответствует образованиям желоба (аккреционно-субдукционного клина) и преддугового бассейна. Следы существования пермско-раннеюрского желоба на юге зоны не обнаружены: аккреционно-субдукционные клинья в указанный интервал времени могли не формироваться из-за большой скорости субдукции. Обнажающиеся в эрозионных окнах из-под аллохтонов песчаниково-сланцевые пермо-триасовые отложения относятся к пассивной окраине Монголо-Китайского континента, на которые надвинуты образования Даурской зоны.

Средне-верхнеюрские субщелочные и щелочные эффузивы (андезиты, базальты, дациты, риолиты), преимущественно тяготеющие к юго-восточной границе Даурской зоны, и комагматичные им интрузивные породы (граниты, гранодиориты, гранит- и гранодиорит-порфиры) соответствуют коллизийному магматизму. В средней и поздней юре по Онон-Туринскому разлому, являющемуся фрагментом Монголо-Охотского структурного шва, произошло надвигание образований Даурской зоны на породы Ага-Борзинской и Ононской зон (см. рис. 2, 3). К структурным проявлениям

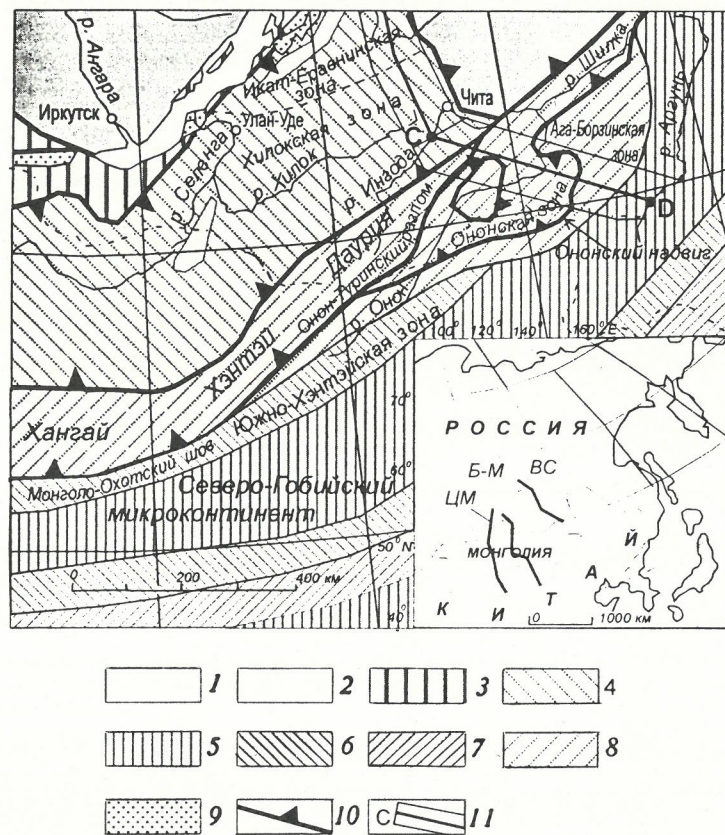


Рис. 1. Схема тектонического районирования Забайкалья и сопредельных районов Сибири и Монголии:

тектонические подразделения Сибирского континента в его границах с девона по раннюю юру: 1 — дорифейская Сибирская платформа, 2 — дорифейские глыбы (блоки) в Байкальской складчатой области, 3 — рифейский пояс Байкальской складчатой области, 4 — раннепалеозойский (каледонский) пояс Байкальской складчатой области; тектонические подразделения Монгольского континента в его границах со среднего карбона по ранний триас: 5 — микроконтиненты с довендским основанием, 6 — раннепалеозойский складчатый пояс, 7 — средне-позднепалеозойский складчатый пояс, 8 — Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский складчатый пояс; 9 — позднекайнозойские рифтовые впадины; 10 — главные надвижки; 11 — Восточно-Сибирский трансект (тонкой линией околнута площадь полосовой карты геодинамических формаций); на врезке — географическое положение трансектов: ЦМ — Центрально-Монгольского, БМ — Байкало-Монгольского, ВС — Восточно-Сибирского

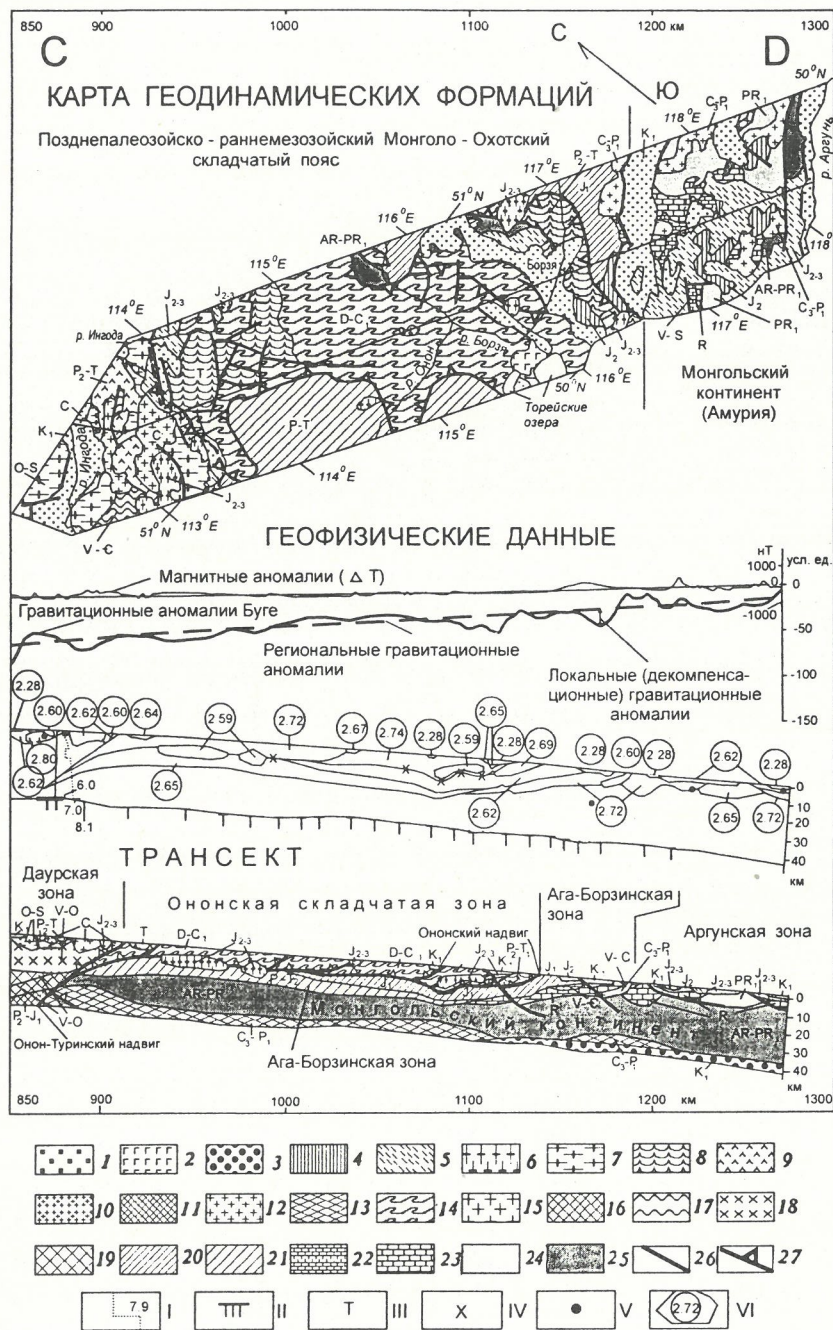


Рис. 2. Восточно-Сибирский трансект, секция C-D:

Формация раннемеловых континентальных рифтов: 1 — осадочные породы, 2 — базальты, риолиты, 3 — габброиды. Коллизионные формации: 4 — среднеюрская моласса, 5 — средне-позднеюрские наземные вулканиты, 6 — средне-позднеюрские гранитоиды (коллизия Сибирского и Монголо-Китайского континентов), 7 — ордовикско-силурийские гранитоиды (коллизия Сибирской платформы с системой островных дуг Палеоазиатского океана). Субдукционные формации (формации магматических дуг, включая активные окраины андийского типа, островные дуги, желоба, преддуговые и задуговые бассейны). Позднепермско-раннеюрская субдукция под южную окраину Сибирского континента и под Ононскую островную дугу: 8 — морские вулканогенно-осадочные и осадочные образования, 9 — континентальные эффузивно-осадочные образования, 10 — тоналиты, гранодиориты, 11 — габброиды. Позднекаменноугольно-раннепермская субдукция под северную окраину Монгольского континента: 12 — тоналиты, гранодиориты, 13 — габброиды. Девонско-раннепермская субдукция под южную окраину Сибирского континента и девонско-каменноугольная субдукция под Ононскую островную дугу: 14 — морские эффузивно-осадочные образования, 15 — тоналиты, гранодиориты, 16 — габброиды. Венд-ордовикская субдукция под островные дуги Палеоазиатского океана: 17 — морские эффузивно-осадочные и осадочные образования, 18 — тоналиты, гранодиориты, 19 — габброиды. Формации континентов и микроконтинентов: 20 — раннеюрские осадочные образования пассивной окраины Монгольского континента (континентальный склон и его подножие), 21 — позднепермско-триасовые осадочные образования пассивной окраины Монгольского континента, 22 — венд-силурийский шельфовый осадочный чехол Монгольского континента, 23 — рифейский шельфовый осадочный чехол Монгольского континента, 24 — раннепротерозойские гранитоиды, 25 — архейско-раннепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы тоналитового и гранодиоритового состава. Разрывные нарушения: 26 — сбросы и разломы с неустановленной кинематикой, 27 — надвиги. Наименование «габброиды» (3, 11, 13, 16, 19) относится к основным породам, подстилающим земную кору под задуговыми областями и рифтовыми зонами (см. [11]). I — сейсмические разрезы [14], цифры — скорость Р-волн, км/с; II — раздел Мохоровичича по данным ГСЗ [14]; III — раздел Мохоровичича по данным сейсмических обменных волн [2]; IV — аномальная граница обмена сейсмических волн в земной коре [2]; V — центры тяжести магнитоактивных тел; VI — контуры тел, создающих декомпенсационные аномалии — разности между аномалиями Буге и региональным фоном (способ вычисления этих аномалий изложен в [12, 19]), цифры в кружках — средневзвешенные значения плотностей в г/см³ (см. [9, 10])

коллизии относится, по-видимому, и некоторое утолщение земной коры под Даурской зоной [8, 17] по сравнению с Хилокской и Ононской зонами.

По юго-восточной границе зоны вдоль Онон-Туринского разлома протягиваются раннемеловые рифтовые впадины, заполненные толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов общей мощностью до 1,5 км [7].

Ононская зона, как мы полагаем, образует сложный по структуре громадный аллохтон, сложенный средне-позднепалеозойскими образованиями и надвинутый на пермо-триасовые и нижнеюрские отложения (см. рис. 2). Восточное ее ограничение представлено довольно хорошо изученным Ононским надвигом [16], западная же граница картируется как ломаная линия, образуемая соединяющимися между собой разломами, геометрия большей части которых из-за плохой обнаженности остается неясной [4]. Наше заключение об аллохтонном характере зоны

основывается на следующих фактах и соображениях. Сложные, запрокинутые в восточных румбах складки слагающих ее палеозойских пород образуют в плане резкий S-образный изгиб, более или менее согласный с линией восточного надвига. В менее дислоцированных породах раннего мезозоя (в автохтоне) подобное изменение простирания гораздо менее выражено, в связи с чем оси складок юрских толщ подходят с востока под большим углом к Ононскому надвигу. Такие же соотношения характерны для осей складок пермо-триасовых толщ с разломами, ограничивающими зону с запада. При этом отмечается параллельность осей складок, в которые смяты раннемезозойские отложения как восточнее, так и западнее Ононской зоны [4].

В пределах рассматриваемой зоны на глубине 6—8 км обнаружена аномальная сейсмическая граница, на которой обменная волна приобретает обратную полярность [2]. Такие границы обычно связываются

с инверсией сейсмических скоростей (т.е. с их уменьшением под границей), что хорошо согласуется с предполагаемым надвиганием палеозойских умеренно метаморфизованных пород на неметаморфизованные мезозойские осадочные толщи (см. рис. 2). На это же указывает весьма небольшая интенсивность положительной локальной гравитационной аномалии над восточной частью зоны (см. рис. 2), где плотность толщ, слагающих аллохтон, существенно повышена из-за наличия в них зеленокаменных ортосланцев. Значительная часть положительной аномалии компенсируется влиянием осадочных пород автохтона, обладающих пониженной плотностью.

Большая часть площади Ононской зоны сложена среднепалеозойскими стратифицированными образованиями, крайне бедно фаунистически охарактеризованными. Девонская фауна найдена только в нижнем течении р. Борзя (см. рис. 2) в толще, слагающей крупную синклиналию складку с восточной вергентностью (усть-борзинская свита [4]). В состав толщ входят филлиты, кремнисто-глинистые сланцы, граувакковые песчаники, яшмы и крупные линзы базальтов и известняков. Такое сочетание пород характерно для аккреционно-субдукционного клина [22].

В низах серии пород, как бы «надстраивающей» усть-борзинскую толщу с севера по простираению синклинали, при таком же в принципе наборе пород преобладают зеленокаменно измененные базальты (кулиндинская свита). В ее составе обнаружены глаукофановые сланцы [5]. В верхней части этой же серии (ононская свита) преобладают филлиты и граувакковые песчаники [4]. Таким образом, рассмат-

риваемая серия также может быть отнесена к аккреционно-субдукционному клину. Никаких структурных несогласий между этой серией пород и девонской толщей нижнего течения р. Борзя не установлено. К.К. Анашкина (персональное сообщение) считает, что они относятся к одному стратиграфическому уровню, хотя некоторые исследователи полагают, что возраст этой серии может быть силурийским [1] и даже рифейским [4].

Менее метаморфизованные условно девонские породы центральной (субмеридиональной) части зоны, представленные глинистыми сланцами и песчаниками с редкими линзами карбонатов, формировались, по-видимому, в условиях преддугового бассейна. Развитая несколько западнее серия (зуншивинская свита), сложенная граувакковыми песчаниками, алевролитами, риолитами, дацитами и их туфами, соответствует островной дуге и ее непосредственным окрестностям. Необходимо отметить, что последняя серия относится к девону — карбону [4]. Она прорвана каменноугольными габбро и диоритами. Девонская толща западных районов зоны (ундургинская свита) сложена преимущественно песчаниками, филлитовидными сланцами и могла накапливаться в условиях задугового бассейна. Таким образом, мы полагаем, что в пределах Ононской зоны присутствуют все элементы островной дуги при субдукции, которая (в современной системе координат) была направлена на северо-запад (см. рис. 3).

Девонский возраст соответствует лишь начальному этапу развития рассматриваемой дуги. К описанному полю пород с востока примыкает полоса раннекаменноугольных образований, представленных песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтами, яшмоидами и известняками (уртуйская свита). Очевидно, аккреционно-субдукционный клин продолжал формироваться здесь и в раннем карбоне, что согласуется с предполагаемым возрастом охарактеризованной выше островодужной серии. Каменноугольные неметаморфизованные алевролиты, песчаники и конгломераты, развитые в северо-восточной части Ононской зоны (за пределами полосовой карты), образовались, возможно, в условиях задугового бассейна.

После позднекаменноугольно-раннепермского перерыва формирование аккреционно-субдукционного клина возобновилось, о чем свидетельствует наличие узкой синклинали, образованной позднепермскими — раннетриасовыми турбидами (песчаниками, алевролитами, аргиллитами) с горизонтами туфов (см. рис. 2, район г. Борзя). Мы полагаем, что субдукция под Ононскую дугу продолжалась до конца ранней юры (см. рис. 3). Отсутствие позднепермско-раннеюрского аккреционно-субдукционного клина связано либо с увеличением скорости субдукции (осадки в объеме, достаточном для образования такого клина, не успевали накапливаться), либо с тем, что отложения желоба, который существовал в указанный интервал времени, не были интегрированы в аллохтон Ононского надвига, а были им перекрыты. На севере Ононской зоны на палеозойских породах залегают морские верхнетриасовые песчаники, алевролиты, ар-

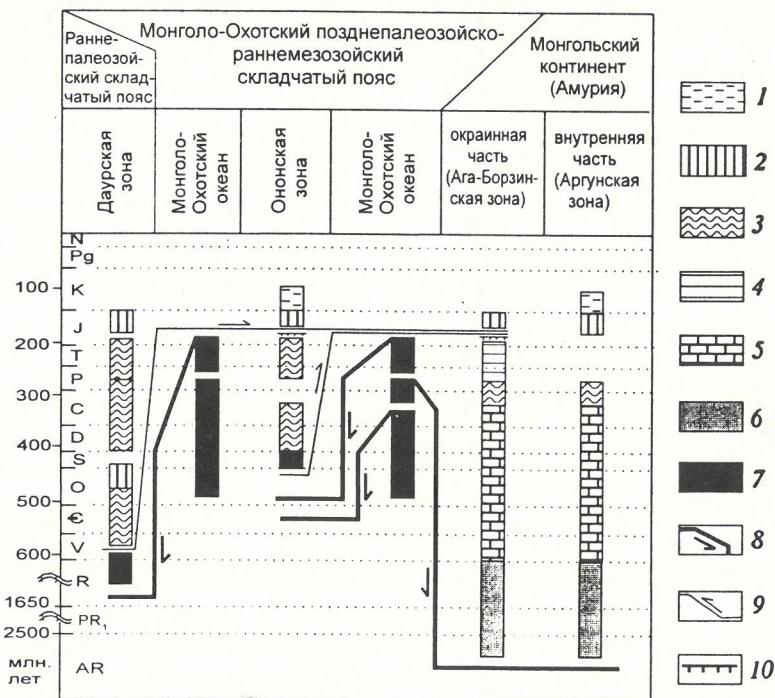


Рис. 3. Пространственно-временная диаграмма структурно-формационных зон и террейнов для секции С—D Восточно-Сибирского трансекта:

палеогеодинамические обстановки: 1 — рифты, 2 — коллизии континент — континент и континент (микроконтинент) — островная дуга, 3 — субдукции (активные окраины андийского типа и островные дуги, включая желоба, преддуговые и задуговые бассейны), 4 — пассивные континентальные окраины (континентальные склоны и их подножия), 5 — шельфы (платформы); 6 — дорифейская континентальная земная кора; 7 — океаническая кора; 8 — главные фазы метаморфизма; 9 — зоны субдукции (наклонные части линий соответствуют продолжительности субдукции); 10 — главные надвиги

гиллиты, конгломераты с прослоями туфов. На правобережье р. Ингода (за пределами полосовой карты) они сменяются андезитами, андезитобазальтами, дацитами, их туфами и конгломератами. Толща эффузивов прорывается основными расслоенными интрузиями и плагиогранитами с возрастом 196 ± 7 млн. лет (Rb-Sr метод [4]). Вслед за Л.П.Зоненшайном и др. [6], магматические породы позднего триаса — ранней юры относятся нами к островодужной серии. Осадочные же породы позднего триаса образовались в условиях преддуговой террасы или междуготового бассейна.

Таким образом, специфика Ононской зоны заключается в том, что в отличие от Даурской и Хэнтэйской зон [9, 10] в среднем палеозое и позднем палеозое — раннем мезозое она представляла собой не активную окраину континента андийского типа, а островную дугу (см. рис.3). Предполагаемое наличие в ее пределах додевонских (рифейских и более древних) пород [4] в принципе не исключено. Они могли слагать основание отдельных островов. Судя по отсутствию среднепалеозойских интрузий к востоку от северо-восточного продолжения Онон-Туринского разлома (в Становой зоне) [4] и по палеомагнитным данным для карбона — перми [15], Ононская дуга была далеко выдвинута в Монголо-Охотский океан.

Среднеюрские конгломераты и песчаники, развитые вдоль долины р. Ингода, представляют собой молассу, отражающую коллизию Сибири с Монголо-Китайским континентом. К этому времени относится формирование пластин Ононского и Онон-Туринского надвигов. Длина аллохтона Ононского надвига на разрезе (см. рис. 2) составляет около 240 км. Однако линия разреза сечет S-образно деформированную пластину аллохтона под сравнительно острым углом к простиранию. Поэтому длина аллохтона в данном сечении может существенно превышать величину надвигания.

На юго-востоке Ононской зоны в районе г. Борзя к узкой тектонической депрессии приурочена средне-верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща, сложенная субщелочными андезитами, базальтами, латитами, дацитами, риолитами, туфами, конгломератами, песчаниками и алевролитами (см.рис. 2). Перечисленные выше образования зоны прорываются гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми монцонитами, гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами с возрастом 156 ± 3 млн. лет [4]. Средне-позднеюрские эффузивные и интрузивные породы следует, очевидно, отнести к коллизионному магматизму. Судя по геофизическим данным, позднемезозойские интрузии формируют караваеобразные тела, в какой-то степени тяготеющие к поверхности Ононского надвига (см. рис. 2).

В районе г. Борзя расположена раннемеловая рифтовая Тургино-Харанорская впадина, которая частично наследует средне-позднеюрскую депрессию (см. рис. 2). Она заполнена алевролитами, аргиллитами и песчаниками с пластами бурых углей. По геофизическим данным, толщина осадков в рифтовой впадине достигает 1,5 км [7]. Более крутым является ее западный борт, который образован, очевидно, разломом. С раннемеловым рифтогенезом связаны излияния щелочных базальтов и небольших объемов риолитов (бимодальная серия) в районе Торейских озер на юге Ононской зоны (см. рис. 2).

Ага-Борзинская зона представляет собой северную

окраину Монгольского континента (Амурии), перекрытую осадочными отложениями поздней перми — триаса и ранней юры (см. рис. 2). Этот континент сформировался к среднему карбону в результате многоэтапной аккреции Северо-Гобийского микроконтинента и островных дуг [9, 10]. В поздней перми — раннем триасе он коллидировал с Китайской платформой, в результате чего образовался единый Монголо-Китайский континент [6, 9, 10]. Фундамент северной части Монгольского континента хорошо экспонирован в *Аргунской зоне* (см. рис.2). Здесь он сложен архейскими — раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, которые прорываются раннепротерозойскими гранитами. Первичный чехол континента представлен позднепротерозойскими песчаниками, сланцами, карбонатами. С венда до ордовика включительно здесь также накапливался осадочный чехол, низы которого сложены кластическими породами, а в средней и верхней частях преобладают карбонаты при подчиненном значении сланцев и песчаников. Чехол прорван раннепалеозойскими гранитами, которые, по-видимому, отражают коллизию Северо-Гобийского микроконтинента с венд-раннепалеозойской островной дугой [9, 10, 25]. С конца силура по карбон включительно на Монгольском континенте формировался осадочный чехол, сложенный алевролитами, аргиллитами, песчаниками, известняками, доломитами и мергелями [1, 4].

В позднем карбоне — ранней перми имела место субдукция с севера (в современной системе координат) под Монгольский континент (см. рис.3), на что указывает накопление на северной окраине последнего (в Южно-Хэнтэйской и Северо-Гобийской зонах) известково-щелочных раннепермских риолитов, дацитов и андезитов [6, 10], а также внедрение в Ага-Борзинской и Аргунской зонах крупных интрузий ундинского комплекса, представленных главным образом плагиогранитами и гранодиоритами (см. рис. 2). По отдельным плутонам, относимым к ундинскому комплексу, U-Pb методом получены оценки возраста в 270 ± 5 млн. лет (сообщение Е.А.Шивохина), что соответствует ранней перми. Именно данные о возрасте ундинского комплекса с учетом ареала его распространения и позволяют нам принять точку зрения Л. П. Зоненшайна и др. [6] о позднекаменноугольной — раннепермской субдукции литосферы Монголо-Охотского океана под Монгольский континент. Ранее мы допускали, что эффузивы Южно-Хэнтэйской зоны связаны с субдукцией океанической плиты, относящейся к Палеотетису [10].

В поздней перми северная окраина Монголо-Китайского континента превратилась в пассивную. Довольно мощная речная система, сформировавшаяся на последнем континенте (уже сравнительно обширном по площади), создала условия для лавинной седиментации на его северной окраине в поздней перми, триасе и ранней юре. К востоку от Ононского аллохтона расположено Агинское поле пермo-триасовых осадочных образований (западная часть Ага-Борзинской зоны, см. рис. 2). Их низы, относимые к поздней перми — раннему триасу [4], сложены преимущественно полимиктовыми песчаниками. Выше залегает толща переслаивания песчаников, алевролитов, гравеллитов, конгломератов. Она датируется ранним триасом, но возможность присутствия элементов среднего триаса здесь не исключается (сообщение И.Г.Рутштейн). Осадки накапливались в

условиях мелкого моря, которое эпизодически осушалось.

На юге Ононской зоны, по-видимому, в эрозионных окнах, экспонируются морские отложения позднего триаса (см. рис. 2), представленные песчаниками, алевролитами, конгломератами [4]. Их соотношение с нижележащей толщей не установлено, но, судя по простирацию пластов, они должны залегать на ней согласно.

К востоку от Ононского аллохтона на обширной территории в восточной части Ага-Борзинской зоны развиты раннеюрские морские (на севере) и прибрежно-континентальные (на юге) отложения (см. рис. 2). Они с размывом залегают на разновозрастных породах, начиная с докембрийских метаморфических образований и кончая раннепермскими гранитами. Взаимоотношения раннеюрских отложений с триасовыми непосредственно не установлены, но, судя по упомянутой выше параллельности их складок, резкого несогласия между ними существовать не должно. Морская фация ранней юры представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, а прибрежно-континентальная — песчаниками, конгломератами при подчиненном значении алевролитов [16]. Необходимо отметить, что Ононский надвиг сечет границу между этими фациями. Он срезает также область максимальных (около 6 км) мощностей морских юрских отложений в окрестностях пос. Оловянная [16].

Отмечается как бы «трансгрессивное» распространение зоны лавинной седиментации, связанной, по-видимому, с дельтами и авандельтами крупных рек, с поздней перми по раннюю юру включительно на Монголо-Китайский континент в юго-восточном направлении (в современной системе координат). Такое смещение зоны седиментации можно объяс-

нить прогибанием края континента под действием нагрузки самих осадков [6]. Отсутствие пермо-триасовых и раннеюрских морских отложений в районе Хэнтэя [10] может быть связано как с ограниченностью площади дельтовых отложений, так и с перекрытием их фрагментами Монголо-Охотского надвига.

Среднеюрские конгломераты и гравелиты (см. рис. 2) представляют собой коллизионную молассу, накопление которой происходило уже одновременно с деформацией более древних отложений. В синклиналях среднеюрские грубообломочные отложения залегают на раннеюрских породах согласно, но обнаруживают несогласие в антиклиналях [16]. Ранне-среднеюрские отложения смяты в складки с преобладающим северо-восточным простираем, что соответствует, по-видимому, первичной конфигурации фронта Ононского аллохтона. Сам аллохтон в процессе последующего движения подвергся сильной деформации в плане, в результате чего он пересекает под значительным углом складки, в которые смяты раннеюрские отложения в нижнем течении р. Онон (см. рис. 2). Вместе с тем, в районе г. Борзя складки, в которых участвует среднеюрская моласса, явно приспособляются к фронту аллохтона. Здесь в конгломератах средней юры встречаются крупные глыбы пермских пород с фауной [16], т.е. аллохтон частично разрушался при надвигании.

Раннемезозойские породы прорваны коллизионными интрузиями, представленными субщелочными гранитами, сиенитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, редко диоритами и габбро. Возраст этих пород варьирует от 156 ± 3 до 173 ± 3 млн. лет [4]. Им комагматичны субщелочные эффузивы (андезиты, базальты, латиты, дациты, риолиты), переслаивающиеся с континентальными песчаниками, алевролитами и конгломератами.

Раннемеловые континентальные рифтовые образования не имеют существенного распространения в районах, где триасовые и ранне-среднеюрские породы обладают большими мощностями, но широко представлены в Аргунской зоне, где экспонируются более древние породы (см. рис. 2). В этой части Монголо-Китайского континента раннемеловой рифтогенез обладал теми же чертами, что и на юге Сибирского континента [11]: при растяжении здесь также образовывались узкие полутрабыны, сопряженные со стороны разлома с комплексами метаморфических ядер (metamorphic core complexes [20]). Примером может служить Урулунгуйская впадина, расположенная на границе Ага-Борзинской и Аргунской зон (см. рис. 2). На северо-западном ее борту обнажается Цаган-Олуевский массив милонитизированных и гнейсированных тоналитов [18]. Время его внедрения, судя по Rb-Sr датировкам по акцессорным минералам, соответствует ранней перми, а время «экзугмации», определенное К-Аг методом [4], является раннемеловым.

Ниже приведены схематические палинспастические реконструкции, иллюстрирующие наши представления о формировании западной части Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 4). Можно ут-

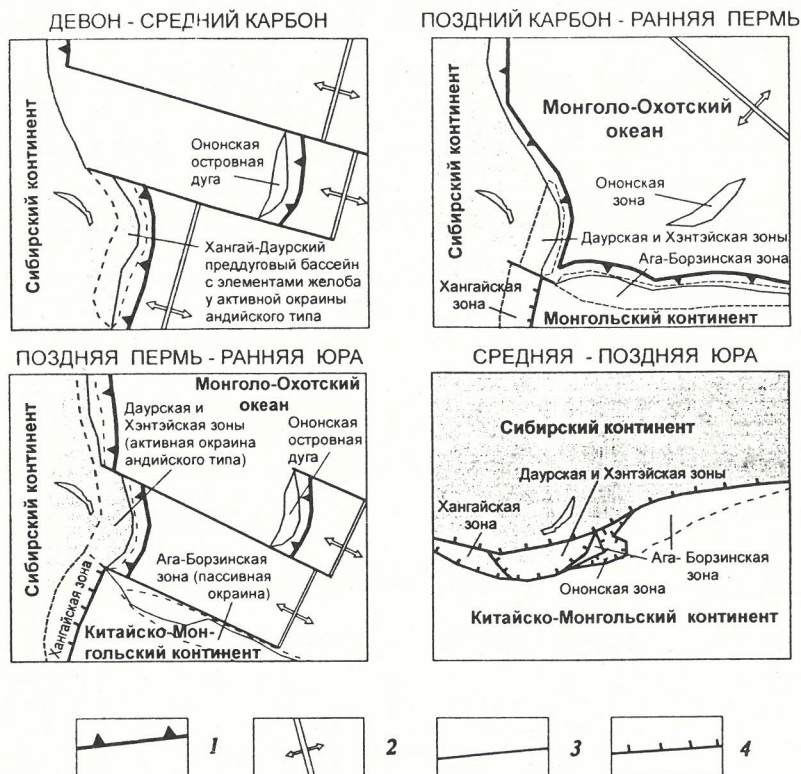


Рис. 4. Схематические палинспастические реконструкции для западной части Монголо-Охотского складчатого пояса:

1 — зоны субдукции; 2 — рифты; 3 — трансформные разломы; 4 — главные надвиги

верждать, что предлагаемые реконструкции в принципе не противоречат палеомагнитным данным [15, 23, 24], если учесть, что эти данные плохо ограничены по палеодолготам, а их доверительные интервалы по палеоширотам (например, для слабо магнитных пород Ононской зоны [15]) составляют около 10°.

Даурская и Хилокская [11] зоны подверглись в среднем — позднем палеозое и раннем мезозое интенсивной переработке в режиме активной окраины андийского типа. Широкая область проявления девонско-раннепермского магматизма на юге Сибири (юго-западнее продолжения Онон-Турунско-го разлома на север—северо-восток) свидетельствует о пологом и протяженной (по падению) зоне субдукции [11, 14]. Это могло быть связано с близостью к этому континенту океанического хребта, продуцировавшего горячую литосферу с небольшой отрицательной плавучестью. Северо-восточнее разлома с начала девона появилась Ононская островная дуга (см. рис. 4).

Замыкание Хангайского преддугового прогиба произошло в конце карбона — начале перми в связи с тем, что Монгольский континент своей западной оконечностью уже причленился к Сибири [6, 25]. Однако, судя по палеомагнитным данным [23, 24], он был развернут относительно Сибири на угол около 120° в направлении по часовой стрелке (см. рис. 4). Между ним и восточной частью Сибири существовал так называемый Монголо-Охотский океан, представлявший обширнейший залив Тихого океана [6].

По-видимому, в результате такой («частичной») коллизии произошла перестройка ансамбля плит и с конца позднего карбона до конца ранней перми имела место субдукция литосферы этого океана как под Сибирский, так и под Монгольский континенты (см. рис. 4). Одновременно в районе Хангая происходило поддвижение земной коры Монгольского континента под кору Сибири, что привело к широкому развитию здесь пермских гранитоидов [6]. Ононский террейн в позднем карбоне — ранней перми находился на значительном удалении от Сибирского континента (см. рис. 4).

На рубеже ранней и поздней перми после коллизии Монгольского континента с Китайским возобновилась субдукция под Ононский террейн. Она (как и субдукция под Сибирский континент) продолжалась до ранней юры включительно (см. рис. 4). Северная краевая часть теперь уже единого Монголо-Китайского континента в этот интервал времени была пассивной окраиной. Судя по проявлениям специфического магматизма в Даурской и Хилокской зонах, субдукция океанической литосферы под Сибирь в поздней перми — ранней юре происходила довольно интенсивно. Вместе с тем, палеомагнитные данные говорят о том, что размеры Монголо-Охотского океана (залива Тихого океана) за это время изменились незначительно [15, 24]. Следовательно, внутри рассматриваемого залива должна была существовать система рифтов, в которых генерировалась океаническая литосфера (см. рис. 4). Одновременно с последним эпизодом субдукции продолжалось поддвижение западной части Монголо-Китайского континента под Сибирский, на что указывают проявления позднепермского и триасово-раннеюрского гранитоидного магматизма в районе Хангая [25].

Полное закрытие Монголо-Охотского океана в рассматриваемом его сегменте произошло на рубеже ранней и средней юры в результате вращения Сибири в направлении по часовой стрелке. К средней и

поздней юре относятся главные (коллизийные) деформации, сформировавшие покровно-складчатую структуру Монголо-Охотского пояса, в который нами включаются (см. рис. 1) Даурская зона (магматическая дуга андийского типа с аккреционно-субдукционными клиньями, существовавшая с девона по раннюю юру), Ононская зона (островная дуга, активная в девоне — карбоне, а затем — в поздней перми — ранней юре) и Ага-Борзинская зона (активная окраина Монгольского континента в позднем карбоне — ранней перми и пассивная окраина Монголо-Китайского континента в поздней перми — ранней юре). Мы не включаем в Монголо-Охотский складчатый пояс Хилокскую зону (тыловую часть активной окраины Сибири) лишь потому, что ее эффузивно-осадочные толщи деформированы весьма умеренно, хотя генетическая ее связь с развитием этого пояса вполне очевидна.

В свете сказанного выше нет оснований для выделения в Монголо-Охотском поясе самостоятельных герцинид. Большая напряженность складчатости и метаморфизм девонских и ранне- и среднекаменноугольных отложений могут быть связаны с их принадлежностью к аккреционно-субдукционным клиньям, а не с каким-либо дополнительным тектоническим эпизодом.

Средне-позднеюрский коллизийный магматизм проявился на обширной территории, охватившей южную часть Восточной Сибири и северную Монголо-Китайского континента. Этот магматизм мог быть связан как с частичным плавлением сильно утолщенной при коллизии земной коры, так и с влиянием горячих пятен бывшего океанического пространства, перекрытого толстой континентальной литосферой. Активностью горячих пятен можно объяснить и раннемеловое растяжение, которое в отдельных зонах привело к рифтогенезу и «экструзии» средней части коры с образованием комплексов гнейсовых ядер, и даже позднекайнозойский рифтогенез [21].

Работа выполнена при поддержке Международного научного фонда (грант RLN000) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-5-64006). Авторы искренне благодарны Н.А. Логачеву, М.И. Кузьмину и В.В. Ярмолюку за конструктивное обсуждение исходных данных и результатов работы. Мы чтим память Л.П. Зоненшайна, который был одним из инициаторов проведения исследований на Российско-Монгольских трансектах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А., Благоврагов В.А., Борзаковский Ю.А. и др. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. — М., 1970. С. 8—62.
2. Аргутин Т.А., Булавко Л.Ф., Булин Н.К., Юдборовский И.Х. Глубинное геологическое строение Забайкалья // Советская геология. 1974. № 11. С. 103—117.
3. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. — М.: Наука, 1969.
4. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1:500 000 / Ред. И.Г. Рутштейн. — М.: МПГИТ, 1992.
5. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. — Новосибирск: Наука, 1989.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.
7. Зорин Ю.А. Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье) // Советская геология. 1964. № 6. С. 32—43.
8. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — М.: Наука, 1971.
9. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Центральный

- Сибирско-Монгольский трансект // Геотектоника. 1993. № 2. С. 3—19.
10. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. № 7—8. С. 94—110.
 11. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37—44.
 12. Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 104—108.
 13. Коваль П.В. Эволюция зональности ареалов внутриконтинентального магматизма запада Монголо-Охотской зоны // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1211—1215.
 14. Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных режимов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 120—127.
 15. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 54—62.
 16. Мушников А.Ф., Анашкина К.К., Олексив Б.И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. II. М., 1966. С. 57—99.
 17. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Ред. Н.Н.Пузырев. — Новосибирск: Наука, 1981.
 18. Сеница С.М., Зорин Ю.А. О природе магнитной аномалии над Цаган-Олуевским массивом гнейсированных гранитоидов // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. II. М., 1966. С. 230—236.
 19. Cordell L., Zorin Yu.A., Keller R. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. № B4. P. 6557—6558.
 20. Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults in the northern Colorado River region, U.S.A. // Journal of Structural Geology. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 65—94.
 21. Logatchev N. A., Zorin Yu. A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. P. 273—286.
 22. Miyashiro A., Aki K., Sengor F.M. Orogeny.—Chichester: John Wiley and Sons Limited, 1982.
 23. Pruner P. Palaeomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous — final report // Physics of the Earth and Planet Interior. 1992. Vol. 70. P. 169—176.
 24. Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. Vol. 181. P. 43—81.
 25. Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh. a.o. The South Siberia-Central Mongolia transect // Tectonophysics. 1993. Vol. 225. P. 361—378.

60-летие Анатолия Александровича Шпака

29 ноября 1997 г. исполнилось 60 лет Анатолию Александровичу Шпаку, известному ученому-гидрогеологу, прекрасному руководителю и замечательному человеку.

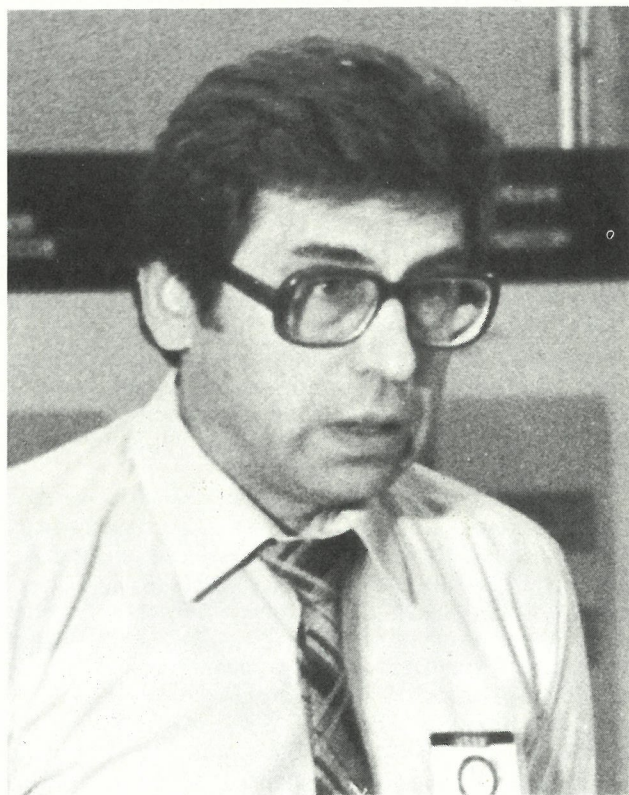
Вся научная и практическая деятельность Анатолия Александровича связана с вопросами поисков, разведки и оценки прогнозных ресурсов и эксплуатационных запасов термальных вод и парогидротерм. Он принимал непосредственное участие и руководил поисково-разведочными работами на таких крупных объектах, как Ханкальское, Мостовское месторождения на Северном Кавказе и др. Значителен вклад Анатолия Александровича и в изучение региональных закономерностей формирования подземных вод Забайкалья, мерзлотно-гидрогеологических условий Удоканского месторождения медистых песчаников. Он является первооткрывателем Ингамакитского месторождения пресных подземных вод.

Научные заслуги А.А.Шпака оценены по достоинству. Он избран действительным членом Академии минеральных ресурсов, ему присвоено звание «Почетный разведчик недр», имеет правительственные награды.

Как высококвалифицированный специалист и эксперт А.А.Шпак оказывал и оказывает методическую помощь и консультации по вопросам освоения ресурсов термальных вод геологам Чехии, Словакии, Венгрии, Никарагуа, Южной Кореи.

Научная деятельность Анатолия Александровича получила мировое признание, он достойно представляет отечественную науку в международных научных организациях, являясь членом Российской и международной гидротермальных ассоциаций, членом международной ассоциации гидрогеологов.

Отзывчивый, чуткий, интеллигентный человек, прекрасный ученый и руководитель, пользующийся уважением и любовью в коллективе, Анатолий Алек-



сандрович встречает свой юбилей в полном расцвете творческих сил.

От всего сердца желаем юбиляру здоровья, долгих и плодотворных лет работы на благо России.

Ученый совет ВСЕГИНГЕО
Редколлегия журнала

О чем писал наш журнал

40 лет назад *Я.Я.Яржемский* установил приуроченность боратов к галопелитовым, гипсоангидритовым, полигалит-сильвинитовым образованиям каменной соли и показал отсутствие промышленных скоплений бора в карналлитовых и бишофитовых породах. Опираясь на многочисленные наблюдения, автор предполагал, что кунгурские галогенные отложения Прикаспия содержат в толщах туфогенные образования, которые совместно с имевшимися гидротермальными и фумарольными проявлениями способствовали привносу бора в нижепермские соленосные бассейны.

Генетическая сущность формирования боратов Прикаспия, по *Я.Я.Яржемскому*, заключается в том, что первоисточник бора в них имеет вулканогенное происхождение, а катионы (стронций, кальций, магний, калий) и некоторые анионы (например, хлор) заимствованы из солеродных бассейнов.

Поисковые работы, следовательно, целесообразно проводить преимущественно в тех солеродных бассейнах, которые граничат с подходящими по возрасту вулканогенными образованиями, в особенности если последние в какой-то степени являются бороносными или находятся по соседству с широко развитыми бороносными скарновыми породами.

Интересный и перспективный подход к определению палеоклиматических условий на основе геохимии стабильных изотопов обосновал *Д.П.Найдин*. По его мнению, традиционные качественные определения палеоклиматической зональности на основе распространения определенных видов осадочных пород, флоры и фауны могут быть эффективно дополнены данными отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в органогенном кальците. На основе определения палеотемператур при формировании кальцитсодержащих организмов возможны важные палеогеографические выводы, как например, о простирации климатических зон, направлении и характере водных течений, о появлении или, наоборот, об утрате связи между двумя бассейнами и т.п.

30 лет назад *П.Д.Яковлев* предложил структурную типизацию месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам крупных и уникальных месторождений меди, свинца и цинка, золота и серебра, бериллия, олова, редкометалльных карбонатов.

Как установил *П.Д.Яковлев*, рудоносны чаще всего жерла, в строении которых участвуют эффузивно-экструзивные и субвулканические фации пород с резко проявленной дифференциацией состава — от кислого до основного и щелочно-го.

Строение вулканических жерл и морфология рудных тел находятся в отчетливой связи. Рудоконтролирующие и магмовыводящие нарушения имеют унаследованный характер и обусловлены древними дислокациями основания.

В.И.Никулин на основе анализа региональных геологических и геофизических данных выделил палеоблоки Байкало-Патомского нагорья и проанализировал их металлогению. Он показал, что фундамент

области Байкало-Патомского нагорья и примыкающей территории состоит из гетерогенных блоков, четко разделяющихся по плотности, нередко магнитности и гипсометрии кровли. Блоковая структура фундамента определила особенности строения вышележащих толщ, различающихся по мощности одноименных свит, характеру магматизма, степени метаморфизма пород, форме и ориентировке складчатости. Совокупность особенностей строения блоков определяет их металлогению.

20 лет назад *И.В.Еремин* и *В.Ф.Череповский* рассмотрели пути расширения сырьевой базы коксохимической промышленности. Ими подробно проанализированы методы определения коксумости углей, предложена их классификация, базирующаяся на кодовой системе. Основными, постоянными для всех углей параметрами приняты класс по отражательной способности витринита и тип по петрографическому составу, выраженный суммой отощающих компонентов. Авторы подчеркивают необходимость анализа разведанных запасов углей на основе единой промышленно-генетической классификации, определения структуры шихт коксохимических заводов и количества участвующих в них углей.

Н.А.Киперман обосновал геолого-экономическую оценку фосфоритов, базирующуюся на совокупности данных об их генетических типах, структуре и условиях концентрации фосфатного материала, эффективности переработки сырья с применением различных вариантов добычи, обогащения и технологии обогащения. Разница между минимальными и максимальными приведенными затратами достигает 25 %, что обусловлено экономическими показателями различных методов их переработки, а также качеством сырья с исходными содержаниями P_2O_5 .

10 лет назад *М.И.Островский*, *В.П.Богданов*, *Н.И.Никонов* и *Б.П.Богданов* на примере Косью-Роговской впадины Тимано-Печорской провинции обосновали перспективы нефтегазоносности рифогенных структур. Сочетание палеотектонических реконструкций и сейсмостратиграфический анализ разрезов позволили авторам очертить контуры структурно-рифтовой ловушки, перспективной на газ, и наметить места постановки поискового бурения.

А.Н.Ермолаев, *В.П.Перельгин*, *Г.Я.Стародуб* и *С.Г.Стеценко* исследовали перераспределение свинца при формировании стратиформных полиметаллических руд в карбонатных толщах путем бомбардировки шлифов ускоренными ионами ^{16}O с регистрации осколков вынужденного деления ядер свинца, в сочетании с детальным микроскопическим и химическим изучением образцов руд и вмещающих пород. Исследование доломитов за пределами рудных тел показало наличие локальных микроконцентраций свинца в галените и дисперсном пирите, приуроченных к межзерновым швам и периферическим частям карбонатных зерен породы. Дальнейшее перераспределение

свинца связано с появлением трещиноватости и микропрожилков карбонатов с перетолженным органическим веществом, кварца с сульфосолями свинца, сурьмы и меди.

С помощью этого метода, названного авторами «осколочно-радиографическим», установлен ступенчатый характер нарастания концентраций свинца при формировании пластовых полиметаллических

руд с прохождением уровней исходная вмещающая карбонатная порода (5, 6, 10 %) → микропрожилки битумов и карбонатов с ранними сульфидами и сульфосолями (4, 8, 10 — 8, 5, 10 %) → сульфидные «ритмы» (первые проценты) → монокристаллы галенита (десятки процентов).

Публикацию подготовил М.М.Константинов

GEOLOGICAL MAPPING

Antoshchenko-Olenev I.V.

Potentialities and restrictions of geological interpretation 3

METALLOGENY AND MINERAGENY

Kosterev N.F., Ryazantseva M.D., Ratkin V.V., Khanchuk A.I., Gologubov V.V., Pis'menov S.V.

Geodynamics and metallogeny of the Primorasky Krai 8

ENERGY MINERAL RESOURCES

Vladimirova T.V., Kapustin I.N., Fedorov D.L.

Prospectivity for oil and gas exploration in central regions of the Russian plain. 11

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Lapin A.V.

Structure, formation conditions and ore potential of major types of deposits in carbonate weathering crusts 15

Konstantinov M.M.

Oxide-sulfide associations of large gold deposits 22

Kazhdan A.B., Pakhomov V.I.

Regional trend analysis of ore indicators for the estimation of prospectivity of endogenic ore-bearing areas in the Russian platform 26

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Chibrikova Ye.V.

Age and subdivision of Zilairian deposits of the Urals 31

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Novoselitsky V.M., Shcherbinina G.P., Pogadaev S.V., Plotnikova N.Yu.

Lateral variability of physical properties of rocks of saline and supra-saline strata of the Solikamskaya depression in the Sub-Uralian trough 35

Volkova I.B.

A new contribution to coal petrology 37

Kovalev P.F., Dobryansky G.I., Shnai G.K., Brodskaya R.L.

The Charashsky complex: a peculiar petrotype of the high-alumina, low-alkali plagiogranite formation 38

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Polyakova V.A., Dokuchaeva V.S., Rispologzhensky Yu.A.

New data on the depth structure of the Central Kola region, from the results of geophysical surveying and structural-exploration drilling. 42

Filatova V.T.

Peculiarities of depth structure of the Fedorovo-Pansky intrusion revealed by gravity pattern analysis 47

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov Ye.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov Ye.V., Mordvinova V.V.

Lithosphere structure and geodynamics of the western part of the Mongolo-Okhotsky belt. 52

60th anniversary Anatoly A.Shpak 58

ON THE TERCENTENARY OF THE RUSSIAN GEOLOGICAL SURVEY

A backward glance to the pages of our journal 59