

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

5/1987



Ежемесячный
научный журнал

Да здравствует 1 Мая —
День
международной солидарности
трудящихся!

Советские ученые,
конструкторы, изобретатели!
Повышайте эффективность
научных исследований,
творческого поиска!
Увеличивайте вклад
в научно-технический прогресс,
в ускорение
социально-экономического
развития страны!

(Из Призывов ЦК КПСС)

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 5/1987 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров,
Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грам-
берг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов,
А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. И. Зарицкий,
А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв.
секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редак-
тора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк,
Б. Н. Можжев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного ре-
дактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев,
Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский,
Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов,
В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько,
А. З. Юлдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов, В. А. Ярмолук



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987

РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Итоги работы Министерства геологии СССР за 1986 год и задачи по обеспечению выполнения плана геологоразведочных работ на 1987 год 3

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Лейбсон М. Г., Зайцева И. А., Малышева Т. А., Найданов Ю. В.
Система подготовки запасов и эффективного развития геологоразведочных работ на нефть и газ 6

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Яковлев Ю. И.
Аномально-высокие пластовые давления в пермо-триасовом комплексе Ханчугайского вала 16

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М., Волчков А. Г., Чеквадзе В. Б.

Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов 21

Коробов А. Д.
Специфика развития постмагматических процессов тафrogenной структуры (Кушмурунский грабен в Тургайском прогибе) 30

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Архангельская А. Д., Гибишман Н. Б., Макарова С. П., Овнатанова Н. С., Маркова Т. Н., Ермолова Т. Е.
Стратиграфия девона северо-восточной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы 36

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Ревякин П. С.
Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала 47

Магид М. Ш., Зотова И. Ф., Зиблюцкий Е. М.

Петроплотностная неоднородность коры Байкало-Амурского региона 60

Бабаджанов Т. Л., Шейх-Заде Э. Р.
Промежуточный структурный этаж Северо-Устьюртской впадины 70

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Грамберг И. С., Александров П. А., Андреев С. И., Аникеева Л. И., Егизаров Б. Х., Ершов Ю. П., Марморштейн Л. М.
Вертикальная зональность рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций в Мировом океане 76

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Покровский Б. Г., Виноградов В. И.
Изотопный состав некоторых элементов в ультраосновных — щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции 81

Белоконов В. Г.
Битумоиды магматических пород Кольской сверхглубокой скважины 91

Викулова Л. П., Сидоренко Г. А., Масалович Н. С.
Отраслевые стандартные образцы фазового состава и свойств минералов железных руд 96

ГЕОХИМИЯ

Гладких В. С., Соловьев В. А., Ляпунов С. М.
Редкие элементы в вулканических породах и мегакристаллах Прибайкалья 100

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Аглонов С. В.
Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба 112

Мороз Ю. Ф.
Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья 118

ХРОНИКА

Родионов Д. А., Коган Р. И., Родионова М. В.
Первый Всемирный конгресс Общества математической статистики и теории вероятностей им. Бернулли 124

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 20.03.87. Подписано в печать 15.04.87. Т-11015.
Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отг. 11,9.
Уч.-изд. л. 13,05. Тираж 2960 экз. Заказ № 146

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

Итоги работы Министерства геологии СССР за 1986 год и задачи по обеспечению выполнения плана геологоразведочных работ на 1987 год

Стратегический курс на ускорение социально-экономического развития страны получил свое дальнейшее творческое развитие в решениях январского (1987 г.) Пленума ЦК КПСС о перестройке и кадровой политике партии. Пленум дал принципиальную оценку хода перестройки и первых итогов выполнения решений XXVII съезда КПСС, отметил необходимость всестороннего развертывания и максимального использования социалистической демократии, одобрил сформулированные Политбюро ЦК КПСС задачи современной кадровой политики. Решения Пленума обсуждались в трудовых коллективах Министерства геологии СССР и получили полную поддержку. В процессе подведения итогов первого года пятилетки работники отрасли сверяют результаты проделанной работы с решениями Пленума, намечают дальнейшие пути их выполнения.

Итоги работы Министерства геологии СССР за 1986 г. и задачи по обеспечению выполнения плана геологоразведочных работ на 1987 г. были рассмотрены 13 февраля 1987 г. на расширенном заседании коллегии министерства и ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ, на котором с докладом выступил министр геологии СССР Е. А. Козловский. Коллегия определила меры по выполнению этих задач.

Коллективы геологических организаций и предприятий обеспечили выполнение основных заданий Государственного плана 1986 г. и принятых социалистических обязательств по расширению и укреплению минерально-сырьевой базы страны.

Годовой план по приросту и утверждению в ГКЗ СССР разведанных запасов полезных ископаемых, кроме плана по утверждению запасов газа, выполнен. Завершена разведка и в ГКЗ СССР утверждены запасы по 114 месторождениям минерального сырья. Поисковыми работами открыто 70 новых месторождений нефти и газа. Улучшились технико-экономические показатели.

Объем геологоразведочных работ в 1986 г. по сравнению с 1985 г. возрос на 5 %, в том числе на нефть и газ — на 9 %. Увеличился объем глубокого разведочного бурения (7,8 %), строительно-монтажных работ (11,7 %), жилищного строительства (10,9 %). Введено в действие жилой площади на 14,4 % больше, чем в 1985 г. План прибылей выполнен на 107 %.

Вместе с тем в ряде геологических организаций и предприятий перестройка ведется медленно, имеющиеся отрицательные явления при проведении работ устраняются недостаточно решительно и энергично, достигнутые результаты неудовлетворительны, допускаются срывы выполнения отдельных плановых заданий. Слабо устраняются недостатки и упущения в создании и внедрении новой техники и прогрессивной технологии. При изготовлении новых технических средств допускаются отступления от конструкторской документации. Технические условия на выпускаемую продукцию своевременно не пересматриваются, авторский надзор осуществляется плохо.

Неудовлетворительно ведутся работы по новым буровым станкам с плавно-регулируемым электроприводом СКБ-7, СКБ-5р. Мало выпускается высокопроизводительных установок комбинированного бурения БУУ-2 и УБР-2м. Низки темпы работ по созданию коронок, армированных алмазно-твердосплавными пластинами. Создаваемая техника не отрабатывается на надежность при проектировании; стендовые испытания, как правило, не проводятся. Не принимаются эффективных мер по ускорению внедрения компьютерных устройств автоматического выбора режима бурения, обеспечивающих значительный рост производительности. Промышленные предприятия Союзгеотехники, Мингео Казахской ССР и Мингео Узбекской ССР не обеспечили выполнения ряда договорных обязательств по поставкам продукции. Научно-производственные объединения «Нефтегеофизика», «Рудгеофизика», «Союзпромгеофизика» не в полной мере выполняют функции головных организаций по видам геофизической техники. Объединением «Нефтегеофизика» не приняты должные меры по завершению разра-

ботки станции «Горизонт». Серийный выпуск геофизической аппаратуры по-прежнему остается недостаточным.

Медленно решаются вопросы перестройки работы отраслевых научно-исследовательских организаций. Серьезные недостатки вскрыты проверками в деятельности ВНИГРИугля, ВИТРа, ИМГРЭ; низка эффективность работ ЗабНИИ, ВостСибНИИГГиМСа, ВИЭМСа.

В геологических организациях не в полной мере обеспечивается повышение эффективности использования основных производственных фондов. Продолжает снижаться фондоотдача, низок коэффициент сменности работы оборудования. Недостаточно оперативно происходит перевод промышленных предприятий на 2-х и 3-х сменную работу. Бережное и экономное использование материальных ресурсов еще не стало нормой хозяйственной деятельности геологических организаций.

Капитальное строительство в большинстве организаций отрасли ведется неудовлетворительно. Слабо осуществляется строительство хозспособом. Не принимается эффективных мер по созданию и укреплению собственных баз стройиндустрии.

Министерством не выполнены годовые объемы строительно-монтажных работ (86,2 %) и жилищного строительства (78,4 %).

Мингео РСФСР и Мингео Казахской ССР уделяют недостаточно внимания вопросу создания промбаз нефтегазоразведочных организаций. Дорогостоящие импортные сборно-разборные производственные здания длительное время не вводятся в действие, складываются и подвергаются порче.

В ряде организаций и предприятий отрасли все еще допускается недооценка значимости и необходимости оперативного решения вопросов социального развития. Выделяемые ассигнования на строительство объектов соцкультбыта не осваиваются. Недостаточно внимания уделяется развитию подсобных сельских хозяйств.

Все еще остро стоят вопросы техники безопасности и охраны труда и противоданной безопасности на глубоком разведочном бурении. Требуется совершенствования порядка в организации и технологии проходки горных выработок, в безопасном производстве буровзрывных работ. Имеет место значительный травматизм на геофизических работах, в строительстве и на транспорте.

Отмечаются серьезные недостатки в финансово-хозяйственной деятельности организаций и предприятий отрасли. Продолжают накапливаться излишние и неиспользуемые материалы. Из-за распыления финансово-кредитных ресурсов не снижается просроченная задолженность поставщикам и банкам, хотя при этом организации и предприятия обладают свободными денежными ресурсами, достаточными для погашения задолженности.

Серьезные недостатки допускаются в работе с кадрами. Отдельные руководители геологических организаций и предприятий оказались неподготовленными к работе в новых условиях. Существующая система повышения квалификации кадров не обеспечивает в нужной степени подготовку специалистов для работы в условиях перестройки.

Руководствуясь решениями XXVII съезда партии, постановлением Политбюро ЦК КПСС от 12 февраля с. г. по рассмотрению итогов работы народного хозяйства страны в январе 1987 г., а также задачами, поставленными на заседании Совета Министров СССР 21 января 1987 г. по выполнению плановых заданий 1987 г. и заседании Президиума Совета Министров СССР 9 февраля 1987 г. по выполнению решений январского (1987 г.) Пленума ЦК КПСС, коллегия обязала руководителей министерств и управлений геологии союзных республик, организаций союзного подчинения совместно с республиканскими, территориальными и групповыми комитетами профсоюза, профкомами объединений осуществить необходимые меры, направленные на активизацию работы по перестройке по всем ее направлениям, обеспечить последовательное внедрение самоуправления, всемерное развитие социалистической демократии, гласности, критики и самокритики.

Обращено внимание на необходимость настойчивого совершенствования кадровой работы с тем, чтобы сделать ее более активной, способной решительно влиять на ход борьбы за ускорение социально-экономического развития. Основными критериями оценки кадров должны явиться отношение к перестройке, реальные дела по ее осуществлению, компетентность, предприимчивость, умение работать с людьми. Необ-

ходимо повсеместно создать обстановку взаимной требовательности, принципиальности, твердой дисциплины и организованности, категорического пресечения инертности и расхлябанности.

Коллегия предложила министерствам и управлениям геологии союзных республик, организациям союзного подчинения:

принять исчерпывающие меры для обеспечения выполнения плана 1987 г., для чего тщательно проанализировать работу подведомственных предприятий и организаций, устранить имеющиеся недостатки в проведении геологоразведочных работ, повысить требовательность к кадрам, направленную на обеспечение выполнения плановых заданий, четкой организации производства. Предложено ввести в действие имеющиеся резервы для того, чтобы в кратчайшие сроки выйти на рубежи плана 1987 г.;

сосредоточить усилия трудовых коллективов на решении задач по дальнейшему укреплению и расширению минерально-сырьевых ресурсов, повышению эффективности и качества подготовки к освоению разведанных запасов полезных ископаемых, интенсификации геологоразведочного производства на базе ускорения научно-технического прогресса, снижению себестоимости работ;

обеспечить повышение эффективности использования основных производственных фондов, сокращение непроизводительных расходов, снижение сверхнормативных запасов товарно-материальных ценностей, ускорение оборачиваемости нормируемых оборотных средств, повышение сменности работы оборудования;

установить необходимый контроль за соблюдением подведомственными предприятиями и организациями режима экономии топлива, электроэнергии и материально-технических ресурсов. Усилить борьбу с бесхозяйственностью, расточительством и потерями;

коренным образом улучшить состояние капитального строительства. Не допускать строительство объектов, по которым выделенные капитальные вложения не обеспечивают сооружение их в нормативные сроки. Ускорить работы по пересмотру проектно-сметной документации, не отвечающей современным требованиям. Обеспечить развитие собственных баз стройиндустрии;

энергичней решать вопросы развития социального комплекса, укрепления его материальной базы, развития сети и коренного улучшения работы предприятий сферы услуг, оказываемых населению. Усилить контроль за осуществлением строительства жилых домов, школ, детских дошкольных учреждений, клубов, домов культуры и других объектов культурно-бытового назначения с тем чтобы не только обеспечить безусловное выполнение заданий по вводу их в действие, но и восполнить отставания в строительстве этих объектов, допущенные в 1986 г.

Коллегия утвердила Основные мероприятия Министерства геологии СССР по обеспечению выполнения плана геологоразведочных работ и принятых социалистических обязательств на 1987 г. и сделала необходимые поручения по установлению контроля за ходом выполнения указанных мероприятий.

Отмечена необходимость обеспечения:

восполнения допущенного в 1986 г. отставания в выполнении плана по утверждению в ГКЗ СССР разведанных запасов газа;

представления в ГКЗ СССР в октябре текущего года отчета с подсчетом запасов парогидротерм по Мутновскому месторождению в Камчатской области РСФСР; дальнейшего усиления темпов наращивания геофизических и буровых работ на нефть и газ, в первую очередь в районах Западной Сибири и Прикаспийской впадины, радикального улучшения организации и технологии глубокого разведочного бурения, сокращения аварийности и простоев на нем;

осуществления дополнительных мер по ускорению технического переоснащения нефтегазоразведочных организаций высокоэффективными техническими средствами (буровыми установками, бурильными и обсадными трубами, породоразрушающим инструментом и пр.), значительного улучшения использования труб нефтяного сортамента и сокращения их расхода;

своевременного выполнения плана-графика досрочного зимнего завоза грузов на объекты работ и выправления имеющихся упущений, особенно по Главтюменьгеологии; коренного улучшения работы по нормированию материально-технических ресур-

сов, усиления контроля за реализацией отраслевой программы «Экономия» и выполнением установленных на 1987 г. заданий по экономии топливно-энергетических и других материальных ресурсов;

усиления работы по созданию и функционированию МНТК «Геос», обратив особое внимание на подбор и расстановку кадров, координацию деятельности входящих в него и участвующих в его работе организаций;

совершенствования и внедрения экономических методов управления, своевременную разработку нормативных документов для геологических организаций, переведенных с 1 января 1987 г. в порядке эксперимента на новые условия хозяйствования;

осуществления мероприятий по улучшению использования трудовых ресурсов, изыскания резервов для перехода на новые условия оплаты труда в соответствии с постановлением ЦК КПСС, Совета Министров СССР и ВЦСПС от 17.09.86 г. № 1115 «О совершенствовании организации заработной платы и введении новых тарифных ставок и должностных окладов работников производственных отраслей народного хозяйства»;

ускорения осуществления мероприятий по перестройке внешнеэкономической деятельности Министерства, совершенствованию хозяйственного механизма внешних связей, обеспечению комплексного подхода к проведению геологоразведочных работ за рубежом.

Определены ответственные лица за исполнение этих поручений и контроль.

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ выразили уверенность, что трудовые коллективы геологических организаций и предприятий с честью выполнят геологические задания государственного плана 1987 года, принятые социалистические обязательства, достойно встретят 70-летие Великого Октября.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.812.1 : 553.98.041

М. Г. ЛЕЙБСОН, И. А. ЗАЙЦЕВА, Т. А. МАЛЫШЕВА,
Ю. В. НАЙДАНОВ (ВНИГРИ)

Система подготовки запасов и эффективного развития геологоразведочных работ на нефть и газ

Одним из направлений интенсификации экономики и ускорения научно-технического прогресса, предусмотренных решениями XXVII съезда КПСС, является совершенствование планирования народного хозяйства и в частности обеспечение его всеми видами минерального сырья. В этой связи в настоящее время большое внимание уделяется составлению долгосрочных программ развития и размещения геологоразведочных работ (ГРР), рассчитанных на несколько пятилеток. Для решения этих задач методы, применяемые при текущем и среднесрочном планировании, непригодны. Необходима специальная методология, базирующаяся на теории

научно-технического прогнозирования с учетом особенностей поисков, разведки и разработки конкретных видов полезных ископаемых.

Для нефти и газа различные аспекты методологии подготовки запасов и ГРР разрабатывались многими исследователями. В настоящей статье систематизируются модели геолого-экономического прогнозирования подготовки запасов с целью создания методических основ для составления долгосрочной программы формирования минерально-сырьевой базы и развития ГРР на нефть и газ.

Процесс изучения и освоения ресурсов углеводородного сырья отличается значительной продолжительностью

Среднестатистические затраты времени на подготовку запасов и освоение проектной добычи нефти (газа), годы

Стадии работ на локальных объектах	Состояние изученности региона на начало планируемого периода			
	Перспективные регионы с установленной нефтегазонасностью	Промышленно-нефтегазоносные регионы на стадиях освоения ресурсов		
		начальной	средней	поздней
Выявление и подготовка объектов к глубокому бурению	2—3	1—3	1—2	1
Поиски месторождений	2—4	2—3	1—2	1
Разведка и подготовка к разработке	5—7	3—5	2—4	1—3
Ввод в разработку и освоение проектной добычи	7—10	5—7	3—5	2—3
Суммарные перерывы в работах	5—6	2—4	2—3	0—2
Итого	21—30	13—22	9—16	5—8

и инерционностью. В зависимости от геологических и географо-экономических условий затраты времени на поиски и разведку месторождений составляют 5—10 лет, а с учетом межстадийных перерывов в работах продолжительность поисковых и разведочных работ на месторождениях достигает 10—15 лет (табл. 1). Следовательно, важнейший принцип ведения ГРР — их опережающий характер и ориентация на долгосрочные планы и программы развития народного хозяйства.

Долгосрочное планирование предусматривает выбор генеральных направлений изучения недр и выявления ресурсов полезных ископаемых исходя из концепции их рационального использования обществом, требований охраны недр и окружающей среды. Оно базируется на прогнозе условий залегания и освоения ресурсов, их количественной и качественной оценке. Показатели долгосрочного плана должны отражать подготовку запасов в оптимальной пропорции с добычей, характеризовать объемы работ, затраты и их распределение по нефтегазоперспективным регионам.

Долгосрочный план призван отвечать на два основных вопроса: 1) каким должно быть развитие отрасли или крупного региона, если опираться

на геологические знания, представления и цели, которые имеются на начало планируемого периода; 2) какими должны быть оптимальная структура и размеры средств, направленных на достижение поставленных целей в свете представлений, имеющихся на момент составления долгосрочного плана.

Вероятностный исход геологоразведочных работ, ограничения финансовых и материально-технических ресурсов диктуют необходимость выполнения плановых расчетов в нескольких вариантах. Проработка альтернативных вариантов позволяет не только выбрать оптимальный, но и подготовиться к возможным отклонениям от ожидаемых результатов.

Общее требование сбалансированности планов сохраняет свое значение и для долгосрочных программ. Это требование распространяется практически на все основные геолого-экономические внутриотраслевые и межотраслевые показатели системы, обеспечивая тем самым пропорциональность и планомерность освоения ресурсов.

Составлению долгосрочных планов ГРР на нефть и газ предшествуют их геолого-экономический анализ и система прогнозов, позволяющие определить достижимые цели на планируемый период, основные направле-

ния поисков, а также подготовить исходные данные и другие материалы для решения поставленных народнохозяйственных и отраслевых задач.

Система предплановых геолого-экономических обоснований и прогнозов состоит из следующих основных элементов:

анализа результатов и эффективности проведенных ГРП в базисном ретроспективном периоде;

характеристики геолого-геофизической изученности регионов, являющихся объектами планируемых геологоразведочных работ;

анализа состояния запасов и ресурсов всех категорий по регионам;

прогноза геологических условий и эффективности ведения геологоразведочных работ.

Анализ результатов и эффективности проведенных ГРП включает: изучение геологической и технико-экономической информации, темпов, пропорций и тенденций развития за базисный период; обобщение опыта и выявление резервов совершенствования геологоразведочного процесса; уточнение направлений и методики поисков и разведки месторождений [4].

Базисный период анализа результатов и эффективности ГРП должен быть не меньше планируемого периода. В тех нефтегазоносных районах, где активное изучение началось в последние 15—20 лет, ретроспективный анализ должен охватывать весь указанный срок.

Важной составной частью ретроспективного анализа являются проверка достоверности выполненных ранее региональных и локальных прогнозов, подтверждаемость ресурсов и запасов различных категорий. Полученные при этом статистические характеристики и коэффициенты подтверждаемости в дальнейшем используются для обоснования надежности геологических прогнозов и показателей планов подготовки запасов.

Геолого-геофизическая изученность регионов, являющихся объектами ГРП в планируемом периоде, характеризуется системой количественных показателей и иллюстрируется картами изученности (разведанности). Анализ изученности производится на основе

нефтегеологического районирования. При этом дается качественная и количественная характеристика изученности региональными и поисково-детальными геолого-геофизическими работами, поисковым и разведочным бурением, определяется коэффициент разведанности начальных суммарных ресурсов.

Анализ состояния ресурсов и запасов нефти и газа сводится к выявлению источников прироста промышленных запасов, оценке их народнохозяйственного значения и возможности развития нефтегазодобычи в ближайшей и отдаленной перспективе.

Прогноз геологических условий ведения работ предусматривает выбор методов и методик ГРП, их объем, также экономическую эффективность. К основным геологическим факторам (разведанности) районов при ведении ГРП относятся: литолого-фациальная и сейсмогеологическая характеристики разреза, глубины залегания перспективных отложений, наличие АВПД, типы и размеры прогнозируемых залежей, типы коллекторов и насыщающих их УВ. Прогноз условий ведения ГРП осуществляется на основе результатов опережающих региональных и поисково-детальных геолого-геофизических исследований, использования внутренних и внешних аналогий, а также геолого-статистических зависимостей, полученных путем обобщения фактического материала по многим нефтегазоносным районам.

Предплановые обоснования должны содержать также нормативную базу геологоразведочного производства. Изменения в нормативах объемов затрат обуславливаются передислокацией ГРП, изменениями геологическими и горно-техническими условиями, направленностью научно-технического прогресса в методах, технологии и организации работ.

Система основных элементов предплановых геолого-экономических обоснований и прогнозов схематически представлена в табл. 2. По методологии, достоверности результатов и срокам упреждения долгосрочное планирование ГРП можно отнести к науке о прогнозировании.

В зависимости от поставленных задач и информации об объекте различают

Исходные данные и предпосылки для долгосрочного планирования геологоразведочных работ (ГРП)

Информационные блоки	Содержание исходной информации и предплановых геолого-экономических прогнозов
Народнохозяйственные концепции и предпосылки	Долгосрочная экономическая политика Концепции оптимальности структуры топливно-энергетического баланса по производству и потреблению Долгосрочные прогнозы добычи нефти, газа и попутных компонентов
Минерально-сырьевая база, ресурсы	Количественная оценка, пространственное распределение, характеристика структуры ресурсов Геолого-экономическая классификация и оценка ресурсов
То же, запасы	Количество, структура по размещению, категоричности, концентрации, степени извлечения, активности Экономическая оценка запасов Динамика и структура добычи за счет разрабатываемых и неразрабатываемых месторождений. Оценка влияния НТП на нефтеотдачу
Состояние изученности (разведанности) районов	Характеристика изученности региональными, поисковыми и разведочными работами Состояние фонда подготовленных к глубокому бурению объектов Динамика и структура объемов ГРП по видам и стадиям Показатели эффективности ГРП
Прогнозы геологических условий ведения ГРП	Литолого-фациальные и сейсмогеологические свойства разреза Глубины залегания перспективных отложений и оценка АВПД Типы и размеры прогнозируемых залежей коллекторов, флюидов
Нормативная база (динамические модели условий ведения ГРП с учетом влияния НТП)	Количество скважин на опоскование объектов и разведку месторождений Успешность поисков Плотность геофизических наблюдений и стоимость единицы работ Соотношения между объемами поискового и разведочного бурения, затратами между этапами и стадиями, госбюджетными ассигнованиями и капитальными вложениями и др.

программно-целевой и исследовательский методы прогнозирования, а также их сочетание [2, 15].

Программно-целевой метод применяется в том случае, когда поставлена конкретная цель или программа на определенный срок. При этом анализируются различные пути, средства и условия достижения этой цели с наименьшей народнохозяйственной эффективностью. Примером программно-целевого прогнозирования может служить комплекс мероприятий, рассчитанных на длительный период и предусматривающих достижение заданного уровня добычи, нефтеотдачи коллекторов или прироста разведанных запасов.

Одной из основных предпосылок программно-целевого прогнозирования ГРП на нефть и газ является долгосрочная программа развития добычи, отражающая потребности народного хозяйства в топливе и угле-

водородном сырье. Основным и наиболее экономичным средством достижения заданного уровня добычи для большинства районов является ввод в разработку новых месторождений и залежей, выявленных и подготовленных поисково-разведочными работами.

Минимально необходимый прирост разведанных запасов ΔR рекомендуется определить из простейшего соотношения $\Delta R = \Delta Q_n / q$, где ΔQ_n — прирост добычи в последнем году планируемого периода за счет вновь открытых месторождений и залежей; q — рациональный темп отбора в долях от начальных извлекаемых запасов, который для условий одновременной разработки группы месторождений с широким диапазоном геолого-физических свойств может быть принят равным 0,03—0,05.

Прирост добычи за счет вновь открытых и вовлеченных в разработку

Таблица 2

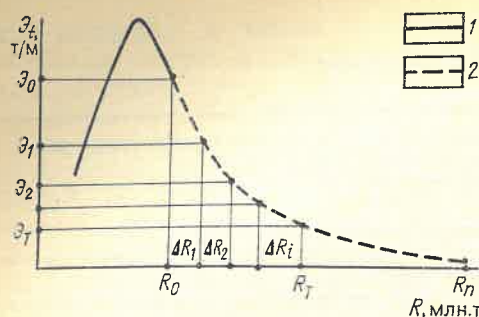


Рис. 1. Определение объема буровых поисково-разведочных работ с помощью графической зависимости удельного прироста запасов $\mathcal{E}_i$ от накопленных разведанных запасов R .
1 — участок, построенный по фактическим данным; 2 — прогнозируемый участок; $\mathcal{E}_0$ и $\mathcal{E}_i$ — удельные приросты запасов на начало планируемого периода и прогнозируемые на конец этого периода; ΔR_T — прирост запасов за этот же период; ΔR_i — промежуточные расчетные значения прироста запасов; R_n — начальные суммарные ресурсы региона

месторождений и залежей составляет:

$$\Delta Q_n = Q_{пл}(t) - [Q_c(t) + \Delta Q_m], \quad (1)$$

где $Q_{пл}(t)$ — задание (контрольные цифры) по добыче нефти (газа) на планируемый период; $Q_c(t)$ — добыча нефти (газа) по старому фонду объектов разработки; ΔQ_m — ожидаемый прирост добычи за счет мероприятий по повышению нефтеотдачи, включая уплотнение сеток скважин.

Соответствие между приростом запасов и добычей при планировании должно обеспечиваться с учетом временных лагов, приведенных в табл. 1. Определение объема поисково-разведочных работ, необходимого для реализации запланированного прироста запасов, рекомендуется осуществлять на основе прогноза их эффективности. Динамика эффективности выражается в виде зависимости удельного прироста запасов от величины накопленных разведанных запасов. Методы прогноза удельного прироста запасов изложены в [6, 7, 13]. Прогноз удельного прироста запасов может быть выполнен также с помощью формулы

$$\mathcal{E}_i = \frac{r_{ср}}{H_p \left[n_p \alpha \left(\frac{1}{k_y} + \gamma \right) + n_p \right]}, \quad (2)$$

где $r_{ср}$ — средние запасы месторождений из числа открываемых на каждом отрезке прогнозируемого периода; H_p — средняя глубина разведочных

скважин, совпадающая со средними глубинами залегания перспективных горизонтов, на которые планируются разведочные работы в течение прогнозируемого периода; n_n — среднее количество скважин, затрачиваемых на открытие месторождений и опосредование площадей, выводимых из бурения с отрицательными результатами (в среднем 2—3 скважины); α — отношение между глубинами поисковых и разведочных скважин (по фактическим данным α 1,1—1,3); k_y — коэффициент успешности открытия месторождений; γ — доля бурения, затрачиваемого на поиски залежей в пределах известных месторождений (рекомендуется от 0,2 до 0,5 в зависимости от количества самостоятельных поисковых комплексов в перспективном разрезе); n_p — рациональное количество скважин для разведки месторождения с запасами $r_{ср}$ с учетом сложности строения.

Входящие в формулу (2) величины представляются как динамические нормативы в функции времени или суммарных разведанных запасов R . Способы прогнозирования этих величин изложены в работах [1, 2, 9, 14].

После того как тем или иным методом построена модель динамики удельного прироста запасов, определение объема буровых поисково-разведочных работ производится по следующей схеме. На оси запасов (рис. 1) от R_0 откладывается планируемый прирост ΔR_T . Отрезок оси от R_0 до $R_0 + \Delta R_T = R_T$ разбивается на несколько частей с соответствующими значениями ΔR_i и $\mathcal{E}_i$. Тогда объем поисково-разведочного бурения на период $\Delta L = \sum \Delta R_i / \mathcal{E}_i$. Суммарный объем буровых поисково-разведочных работ $L = L_0 + \Delta L$, где L_0 — суммарный объем бурения на начало планируемого периода.

Структура суммарного объема буровых поисково-разведочных работ по категориям скважин обосновывается исходя из рациональной доли каждой категории. Величина рациональной доли поискового бурения зависит от успешности открытия месторождений, сложности строения и ожидаемых запасов, а также от соотношения между глубинами поисковых и разведочных скважин.

Доля поискового бурения $x_{пб}$ с учетом поисков залежей на известных месторождениях определяется из выражения:

$$x_{пб} = \frac{n_n (1 + \gamma)}{\frac{n_p k_y}{\alpha} + n_n}. \quad (3)$$

Если необходимо выделить объем параметрического бурения, рекомендуется исходить из опыта изучения аналогичных нефтегазоносных районов, состояния геологической изученности анализируемого района, разведанности его ресурсов, потребностей комплексирования параметрических скважин с региональными и детальными геофизическими работами. В общем случае чем больше мощность осадочного чехла и чем сложнее тектонические, литолого-фациальные и сейсмогеологические условия, тем выше потребность в параметрическом бурении. Модели динамики рациональной доли параметрического бурения, а также региональных геофизических работ могут быть представлены в функции коэффициента разведанности начальных суммарных ресурсов (НСР). Оставшаяся часть глубокого бурения предназначается для разведки месторождений. Иначе говоря, при определении оптимальной структуры геологоразведочного процесса предпочтение отдается поискам. Задачи же разведки целесообразно решать поисковыми скважинами, детализационными геофизическими работами и опережающим эксплуатационным бурением.

Методическим вопросам планирования подготовки объектов к поисковому бурению посвящено значительное количество публикаций [8, 11]. Если имеется долгосрочный план прироста запасов и объемов поискового бурения, определение показателей подготовки объектов не вызывает трудностей. Гораздо более сложные проблемы возникают при реализации этих планов в части обеспечения достоверности картирования ловушек в сложных геологических условиях.

Для определения стоимостных показателей ГРР необходимо выполнить прогноз динамики удельных затрат на подготовку единицы запасов. Между затратами на подготовку единицы за-

пасов C_p и удельным приростом запасов существует взаимосвязь, которая выражается следующей приближенной формулой:

$$C_p = \frac{C_m}{(1 - \beta) \mathcal{E}_i}, \quad (4)$$

где C_m — прогнозируемая стоимость 1 м поисково-разведочного бурения в условиях данного региона; β — рациональная доля геолого-геофизических работ, финансируемых за счет государственного бюджета.

Если величины C_p , $\mathcal{E}_i$ и β представлены в виде графических или аналитических моделей в функции разведанных запасов, объемов бурения или времени, то с помощью формулы (4) можно получить соответствующую модель динамики удельных затрат на подготовку запасов.

При построении моделей стоимости 1 м поисково-разведочного бурения и удельного прироста запасов необходимо принимать во внимание возможный научно-технический прогресс, а также воздействие усложняющихся геологических и геофизических условий на эффективность поисков и разведки. Результирующее влияние различных тенденций на стоимость подготовки запасов оценивается в большинстве случаев экспертным порядком и изображается в виде графических моделей.

Если за планируемый период намечается прирастить запасы в количестве ΔR_1 , а сметная стоимость подготовки единицы запасов согласно динамическим моделям изменяется при этом от C_{p_0} до C_{p_1} , то суммарные затраты на подготовку запасов составят:

$$S_{гр} \approx \frac{1}{2} \Delta R (C_{p_1} + C_{p_0}). \quad (5)$$

Затраты на подготовку объектов к глубокому бурению определяются с помощью укрупненных стоимостных нормативов: либо сметной стоимости одного сейсмопрофиля (МОГТ), либо стоимости кондиционной подготовки 1 км² площади перспективных объектов. Эти нормативы меняются в зависимости от времени и геологических условий. Прогнозируя их динамику, необходимо также учесть научно-технический прогресс в геофизических

методах, который ведет либо к снижению себестоимости геофизических работ, либо (что предпочтительнее) к повышению достоверности картирования ловушек, получению дополнительной информации о литологических свойствах разреза и о признаках нефтегазоносности.

Выполненные построения позволяют определить не только затраты на подготовку, но и экономическую дифференциацию ресурсов по удельным затратам на их освоение [11].

При исследовательском подходе конкретные цели заранее не ставятся. Его сущность заключается в анализе объективных тенденций развития и в перенесении этих тенденций в будущее для прогноза тех или иных реально достижимых результатов, отвечающих потребностям общества. В практике долгосрочного планирования нередко возникает такая ситуация, когда уровни добычи и прироста запасов нефти и газа не устанавливаются и требуется рассмотреть различные варианты конечных результатов геологоразведочного процесса исходя из оценок перспективных и прогнозных ресурсов и типичных моделей развития, свойственных нефтегазоносным регионам различного строения и богатства недр.

Для решения таких задач разработаны методики анализа структуры ресурсов нефти и газа по крупности месторождений, их выявляемости в процессе поисковых работ; изучены закономерности изменения удельного прироста запасов по мере перевода ресурсов в запасы. Поскольку прогнозные оценки ресурсов нефти и газа по своей достоверности неопределенны, могут быть рассмотрены модели развития, отвечающие различным (интервальным) значениям суммарных ресурсов и различной динамике эффективности поисково-разведочных работ.

Основной предпосылкой для исследовательского прогнозирования является характеристика ресурсной базы, которая включает: 1) количественную оценку ресурсов по категориям и их размещение по геологическим объектам; 2) экономическую оценку ресурсов, т. е. их дифференциацию по удельным затратам и рентабельности

освоения; 3) динамические модели освоения ресурсов, имитирующие их перевод в разведанные извлекаемые запасы.

Экономическая оценка ресурсов включает прогноз условий поисков, разведки и разработки месторождений, определение суммарных и удельных затрат на освоение каждой группы ресурсов, отличающихся по своим геолого-эксплуатационным характеристикам, и дифференциацию этих групп ресурсов по ожидаемому народнохозяйственному эффекту от освоения. Экономическая оценка позволяет классифицировать ресурсы по степени рентабельности и выделить ту их часть, которая при заданной величине замыкающих затрат может рассматриваться как база для долгосрочного планирования прироста запасов и добычи [5, 11].

Для долгосрочного планирования ГРП наиболее информативны модели типа «затраты — запасы», в частности кривые, характеризующие динамику удельного прироста запасов $\bar{\Delta}_i$ в зависимости от суммарных объемов поисково-разведочного бурения L или от величины накопленных разведанных запасов R .

Построение таких моделей для районов, отличающихся высокой степенью разведанности ресурсов (30—40 % и более), не вызывает значительных трудностей. В слабоизученных районах для аналогичных построений необходимо осуществить сначала прогноз запасов наиболее крупного месторождения (если оно еще не открыто), разведка которого предопределяет наибольший уровень эффективности ГРП в районе. В первом приближении прогноз геологических запасов наибольшего месторождения можно осуществить по объемной плотности его суммарных геологических ресурсов, пользуясь геолого-статистическими моделями, построенными по материалам многих нефтегазоносных бассейнов мира (рис. 2).

В зависимости от доли нефти и газа в составе суммарных ресурсов и предполагаемого распределения месторождений в зонах нефтегазоаккумуляции и в крупнейших ловушках делается предположение о фазовом составе УВ крупнейшего месторождения.

Затем геологические запасы этого месторождения пересчитываются в извлекаемые и посредством моделей (рис. 3) определяется возможный уровень наибольшей эффективности поисково-разведочных работ [3]. После нахождения величины максимума удельного прироста запасов строится вся модель $\bar{\Delta}_i(R)$ по характерным точкам [10, 13]. При построении таких моделей по районам с весьма сложными природными условиями (Сибирская платформа, акватории) необходимо вносить поправки, учитывающие эти условия. Например, расчеты удельного прироста запасов можно производить по формуле (2), вводя в нее показатели по объемам работ, соответствующие поискам и разведке в этих регионах.

Если прогнозная оценка ресурсов дана с указанием доверительного интервала, то каждому их значению в пределах этого интервала будет соответствовать своя модель динамики удельного прироста запасов (рис. 4). Это в свою очередь позволяет планировать прирост запасов с указанием наиболее вероятных колебаний его значений, а также объемов поисково-разведочных работ. Из множества возможных вариантов рекомендуется рассмотреть, как минимум, три: по максимальной, минимальной и средней величинам оценок ресурсов.

Для построения интегральных кривых, т. е. зависимостей накопленных разведанных запасов от объемов поисково-разведочных работ, применяется процедура, рекомендованная в работе [10]. Сущность ее сводится к интегрированию модели $\bar{\Delta}_i(R)$. Прогнозируемый участок графической модели удельных затрат произвольно разбивается на несколько отрезков, обычно на 8—10). Каждому отрезку соответствует прирост запасов ΔR_i со средней эффективностью $\bar{\Delta}_i = \frac{\Delta_i + \Delta_{i+1}}{2}$.

Объем буровых поисково-разведочных работ при этом составит $\Delta L_i = \frac{\Delta R_i}{\bar{\Delta}_i}$ (см. рис. 1). Результаты расчетов сводятся в табл. 3.

Последний k -й отрезок включает какой прирост запасов ΔR_k и соответствующую эффективность работ $\bar{\Delta}_k$, которые являются минимально допу-

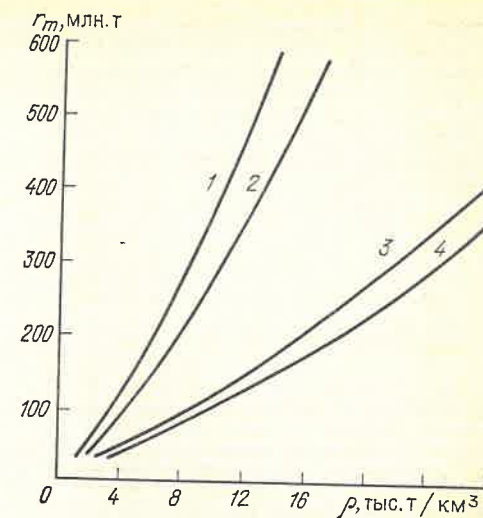


Рис. 2. Зависимость геологических запасов наибольших месторождений G_m от объемной плотности суммарных геологических ресурсов УВ ρ . Бассейны: 1 — платформенного типа, 2 — краевых систем, 3 — межгорных впадин, 4 — синклиналиев

стимыми по экономическим соображениям. Из этого следует, что накопленные разведанные запасы на этом отрезке R_k в принципе должны совпадать с начальными извлекаемыми ресурсами региона, R_n , а суммарный объем поисково-разведочных работ L_k соответствовать тому объему бурения, который реализует перевод всех начальных ресурсов в разведанные запасы. Если за какой-то период планируется выполнить поисково-разведочные работы в объеме ΔL_1 , то согласно мо-

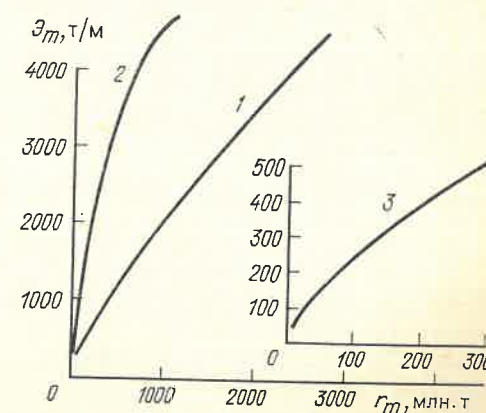


Рис. 3. Зависимость наибольшей эффективности поисково-разведочных работ E_m от извлекаемых запасов наибольших месторождений G_m

1 — нефтеносные платформенные области с осадочным чехлом до 3,5 км; 2 — газосодержащие области; 3 — нефтегазоносные складчатые области и глубокие платформенные впадины

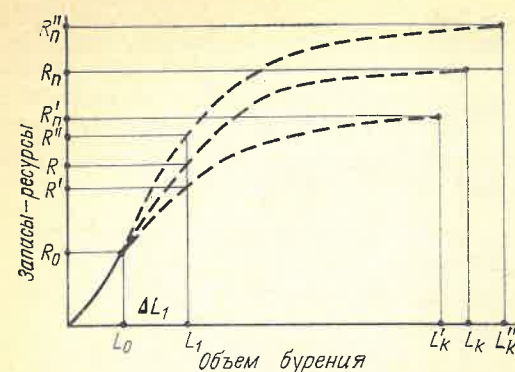


Рис. 4. Варианты динамики подготовки запасов при различных оценках ресурсов нефти и газа $R' < R < R''$ — возможные варианты значений начальных разведанных запасов при выполнении объема бурения $\Delta L_1 = L_1 - L_0$; $L'_k < L_k < L''_k$ — варианты оценок конечных объемов бурения, реализующих все ресурсы в разведанные запасы

делям (см. рис. 4) соответствующий прирост запасов будет находиться в пределах:

$$[(R_1 - R_0) - \varepsilon] < \Delta R_1 < [(R_1 - R_0) + \varepsilon], \quad (6)$$

где ε — доверительный интервал для прогнозируемого значения прироста запасов.

Таким образом, для каждого пятилетнего периода долгосрочной программы можно определить величину вероятного значения прироста запасов, интервал его возможного колебания, объем буровых поисково-разведочных работ и соответствующую их эффективность.

Объемы параметрического, поискового и разведочного бурения, а также показатели подготовки объектов и стоимостные показатели ГРП по анализируемым вариантам можно опре-

делить аналогично тому, как это рекомендовано при программно-целевом направлении.

Для привязки прогнозируемого прироста запасов и других показателей ГРП к конкретным плановым периодам (пятилеткам) должны быть рассмотрены реально осуществимые варианты динамики объемов работ или затрат на них во времени. При этом учитываются исходный уровень ГРП (производственные мощности), состояние изученности региона, сложившаяся и ожидаемая эффективность подготовки запасов, а также роль региона в обеспечении народного хозяйства нефтью, газом и попутными компонентами.

Прогноз прироста запасов и геолого-физических характеристик неоткрытых месторождений позволяет оценивать их добычные возможности и, следовательно, и перспективы развития добывающих отраслей. Планирование минерально-сырьевой базы развития ГРП на длительный период нельзя считать завершенным, если не сделан выбор оптимального или крайней мере предпочтительного варианта, что достигается при условии согласования потребностей (целей) ресурсов (возможностей).

Выбор варианта производится в результате оптимизационных расчетов, в которых в качестве ограничений выступают не только ресурсы, но и народнохозяйственные критерии и директивные установки. Так достигается взаимодействие программно-целевого и исследовательского методов планирования, обеспечивающее наибольшую надежность плановых обо-

снований. Однако на этапе предварительных проработок оба метода должны применяться отдельно, поскольку у каждого из них своя система исходных данных и методика расчетов.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что долгосрочное планирование геологоразведочных работ базируется на геологических прогнозах, отличающихся невысокой, а нередко и неопределенной достоверностью. При такой характеристике исходной информации увлечение излишне формализованными методами и сложным математическим аппаратом нецелесообразно, ибо это создает лишь иллюзию точности решений. В условиях неопределенности гораздо эффективнее пользоваться сравнительно простыми процедурами расчетов и графическими моделями, при построении которых коррективы, вносимые экспертным порядком, имеют существенное значение. Коррективы должны распространяться на те элементы системы, прогнозирование параметров которых вызывает особые трудности. Это относится прежде всего к учету возможного влияния научно-технического прогресса и геологических условий поиска месторождений.

Изложенная в настоящей статье система прогнозирования подготовки запасов нефти и газа, охватывающая все важнейшие предпосылки ведения ГРП, позволяет достаточно надежно определять основные плановые показатели посредством общедоступных и логически ясных моделей, не сковывающих рациональный, творческий подход специалистов в поисках путей оптимального развития нефтегазового комплекса страны.

Таблица

Таблица для построения модели $R(L)$

№ отрезка i	Элементарный прирост запасов ΔR_i	Средний удельный прирост запасов $\bar{\Delta}_i$, т/м	Прирост объема поисково-разведочных работ ΔL_i	Накопленные разведанные запасы в конце отрезка $R_i = R_0 + \sum \Delta R_i$	Суммарный объем поисково-разведочных работ $L_i = L_0 + \sum \Delta L_i$
0	—	—	—	R_0	L_0
1	ΔR_1	$\bar{\Delta}_1$	ΔL_1	R_1	L_1
2	ΔR_2	$\bar{\Delta}_2$	ΔL_2	R_2	L_2
...	...	...	...	...	...
k	ΔR_k	$\bar{\Delta}_k$	ΔL_k	$R_k = R_n$	L_k

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрикосов И. Х., Бейлин А. М. — Прогнозирование выявляемости месторождений нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1985, № 11, с. 7—13.
2. Белонин М. Д., Подольский Ю. В. — Методологические основы создания автоматизи-

рованной системы геолого-экономического прогнозирования. Обзор. Математические методы и автоматизированные системы в геологии. М.: ВИЭМС, 1984.

3. Влияние тектонических условий нефтегазовых бассейнов на концентрацию запасов и эффективность поисково-разведочных работ/Я. А. Драновский, И. А. Зайцева, В. С. Лазарев, М. Г. Лейбсон. — В кн.: Прогнозирование геолого-экономического качества ресурсов нефти и газа. М., 1985, с. 121—128.
4. Временное методическое положение по анализу и оценке эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ. М.: ВИЭМС, 1984.
5. Геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов нефти и газа/Э. А. Енгальцев, М. Г. Лейбсон, В. И. Назаров и др. — Сов. геология, 1983, № 11, с. 3—11.
6. Зависимость эффективности поисково-разведочных работ по степени разведанности ресурсов нефти и газа/М. Ш. Моделевский, О. В. Васильева, С. Л. Фельдман, В. В. Шимановский. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1977, № 11, с. 11—14.
7. Крылов Н. А. Геологические основы моделирования поисково-разведочного процесса и долгосрочного прогноза результатов работы на нефть и газ. — В кн.: Докл. XXVII МК. Месторождения нефти и газа. Т. 13. М., 1984, с. 155—165.
8. Кунин И. Я. Подготовка структур к глубокому бурению для поисков нефти и газа. М.: Недра, 1981.
9. Лейбсон М. Г. Прогноз объемов поисково-разведочных работ и их эффективности. М.: ВНИИОЭНГ. Экономика нефтяной промышленности, 1978, № 9, с. 5—11.
10. Лейбсон М. Г. К методике перспективного планирования геологоразведочных работ на нефть и газ. — Геология нефти и газа, 1982, № 11, с. 12—17.
11. Лейбсон М. Г. Геолого-экономическая оценка ресурсов нефти и газа по динамическим моделям удельных затрат. М.: ВНИИОЭНГ. Экономика и управление нефтяной промышленности, 1985, № 10, с. 10—13.
12. Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. М.: ВНИГНИ, 1983.
13. Прогноз динамических показателей освоения ресурсов/Н. А. Крылов, Ю. Т. Афанасьев, Ю. Н. Батурич, В. М. Рыжик. — В кн.: Прогнозирование геолого-экономического качества ресурсов нефти и газа. М., 1985, с. 19—32.
14. Рыжик В. М., Аленин В. В., Иванова М. Н. Прогнозирование распределения открываемых месторождений по величине запасов. — В кн.: Прогнозирование геолого-экономического качества ресурсов нефти и газа. М.: Наука, 1985, с. 115—120.
15. Саркисян С. А., Голованов Л. В. Прогнозирование развития больших систем. М.: Статистика, 1975.



УДК 622.83 : 551.736/61

Ю. И. ЯКОВЛЕВ (ВНИИгаз)

Аномально-высокие пластовые давления в пермо-триасовом комплексе Халчагайского вала

Халчагайский вал является одним из наиболее изученных глубоким бурением крупных структурных элементов первого порядка, осложняющих центральную часть Вилюйской синеклизы. Он прослежен в нижнем течении р. Вилюй в субширотном направлении на 200 км в длину при ширине 40—50 км (рис. 1). Амплитуда Халчагайского вала по пермо-триасовым отложениям превышает 1200 м. В его пределах выявлены локальные поднятия, с которыми связаны Средневилюйское, Толон-Мастахское, Соболах-Неджелинское и Бадаранское газоконденсатные месторождения [1]. В сводовой части Средневилюйской структуры пробурена самая глубокая в Восточной Сибири скв. 27 (забой на 6519 м).

Пермо-триасовый продуктивный комплекс, залегающий здесь под трехкилометровой терригенной толщей мезозоя, представлен глинисто-алевролитовыми отложениями с прослоями каменных углей общей толщиной свыше 200 м [3]. В пределах пермо-триасового комплекса установлена региональная газоносность на площади свыше 1500 км², связанная с рядом

продуктивных пластов, выдержанных или не выдержанных по простиранию.

В пермо-триасовом комплексе выявлено несколько продуктивных горизонтов: Т₁-IVб, Т₁-IVв, Р₂-I, Р₂-II. Горизонты сложены пластами, прослоями и линзами алевролитов и песчаников с различными коллекторскими свойствами в пределах как всего вала, так и отдельных локальных структур. Коллекторские свойства продуктивных пластов улучшаются в восточной части Халчагайского вала (Соболах-Неджелинское поднятие) и к сводовым частям всех локальных структур. На погруженных частях поднятий коллекторские свойства продуктивных пластов резко ухудшаются.

Региональным флюидоупором пермо-триасового комплекса является аргиллитовая пачка неджелинской свиты, залегающая в подошве триасовых отложений общей мощностью около 100 м. Пласты Т₁-IVб, Т₁-IVв залегают внутри этой толщи.

По разрезу всех выявленных месторождений Халчагайского вала наблюдается достаточно резкий переход от нормальных гидростатических давлений в нижнетриасовых (пласты J₁-I, J₁-II) и нижнетриасовых (пласты Т₁-I, Т₁-II, Т₁-III, Т₁-X, Т₁-IVа) продуктивных горизонтах, залегающих над неджелинской свитой, к АВПД в продуктивных горизонтах пермо-триасового комплекса. При этом величина аномальности пластового давления по сравнению с условным гидростатическим для различных горизонтов и интервалов разреза изменяется от 2,5 до 10—14 МПа, а коэффициент аномальности, выраженный через отношение пластового давления к условному гидростатическому давлению, достигает 1,40—1,46.

Известно, что АВПД в «высоких» ловушках [4] могут быть обусловлены высотой залежи. В пермо-триасовом комплексе высота разведанных зале-

жей различных горизонтов изменяется от десятков метров до 820 м.

Для выявления газогидродинамической связи в пределах отдельных горизонтов и выяснения причин, обуславливающих АВПД, проанализируем фактический материал по замерам пластовых давлений в скважинах, вскрывших наиболее высокие залежи пермо-триасового комплекса. За основу анализа приняты модели строения залежей, которые представлялись ПГО «Ленанефтегазгеология» при подсчете запасов газа по пермо-триасовому комплексу Соболах-Неджелинского и Толон-Мастахского месторождений.

Залежь горизонта Т₁-IVб Соболах-Неджелинского месторождения охватывает Неджелинскую, Люксюгунскую и Соболахскую площади. Она вскрыта 14 скважинами, в том числе девятью скважинами на Неджелинской площади, двумя скважинами на Люксюгунской площади и тремя скважинами на Соболахской. В 12 скважинах при испытании получены притоки газа от 0,5 до 582 тыс. м³/сут, в девяти скважинах выполнены замеры пластовых давлений. Притоков пластовых вод ни в одной скважине не получено, и ГВК не выявлен. Высота залежи до разведанного контура продуктивности, принятого на отметке минус 3615 м, составляет 820 м.

На рис. 2 построен график зависимости избыточного пластового давления (разность между пластовым и условным гидростатическим давлением в точке замера) от относительной высоты точки замера (разность между отметками точки замера и контура разведанности или ГВК). Под графиком приводится структурная карта кровли продуктивного горизонта с местоположением на структуре скважин, в которых производились замеры пластовых давлений. Как видно из рис. 2, зависимость этих параметров по всем девяти точкам оказалась практически прямолинейной. Поскольку наклон прямой (т. е. градиент избыточного давления) соответствует градиенту гидростатического давления для рассматриваемого региона, можно утверждать, что газогидродинамическая связь между скважинами по площади и разрезу залежи прослеживается достаточно четко, и АВПД рассматри-

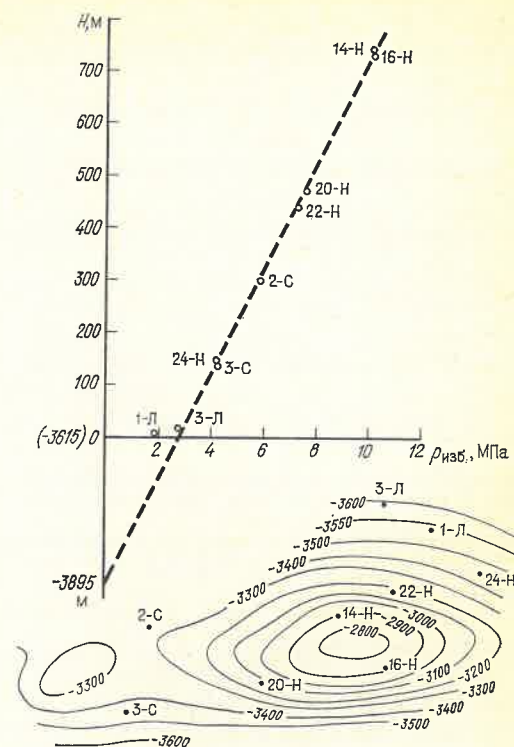


Рис. 2. Распределение избыточного пластового давления по высоте залежи Т₁-IVб и структурная схема Соболах-Неджелинского месторождения (по газовым объектам). Скважины Соболахской площади обозначены буквой С, Неджелинской — Н, Люксюгунской — Л

ваемой залежи обуславливается преимущественно ее высотой. Если продолжить прямую зависимости параметров до оси ординат, точка их пересечения будет соответствовать отметке 3895 м. Это возможное положение ГВК залежи, высота которой, таким образом, возрастет на 280 м и составит 1100 м. При невыясненном положении ГВК нижняя потенциально продуктивная часть залежи является объектом ее доразведки, особенно в северо-восточной части месторождения, где на самых низких отметках эффективная толщина коллектора возрастает в три раза.

Таким образом, анализ фактических данных по замерам пластовых давлений в залежи Т₁-IVб позволил выявить природу АВПД этой залежи, а также наметить пути возможного прироста запасов газа при ее доразведке.

Залежь горизонта Т₁-IVв Толон-Мастахского месторождения охватывает Толонскую, Мастахскую структуры и разделяющую их седловину. Она

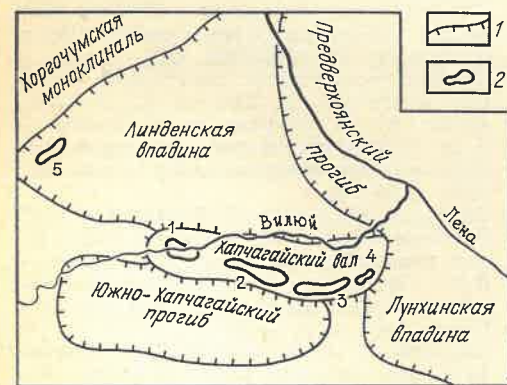


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Вилюйской синеклизы. 1 — границы структур; 2 — месторождения: 1 — Средневилюйское, 2 — Толон-Мастахское, 3 — Соболах-Неджелинское, 4 — Бадаранское, 5 — Среднетунгуское

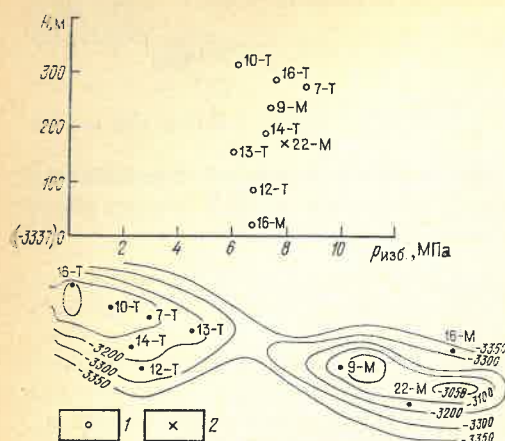


Рис. 3. Распределение избыточного пластового давления по высоте залежи T₁-IVb и структурная схема Толон-Мастахского месторождения
1 — газовые объекты; 2 — объекты, на которых получен газ с водой или пластовая вода; скважины Толонской площади обозначены буквой Т, Мастахской М

вскрыта 21 скважиной, в том числе 11 скважинами на Мастахской площади и 10 скважинами на Толонской. ГВК в контуре разведанности условно проводится на отметке —3337 м по подошве эффективной части пласта в скв. 27, где он является газонасыщенным, по данным ГИС. Выше этой отметки только в скв. 22-М получен при-

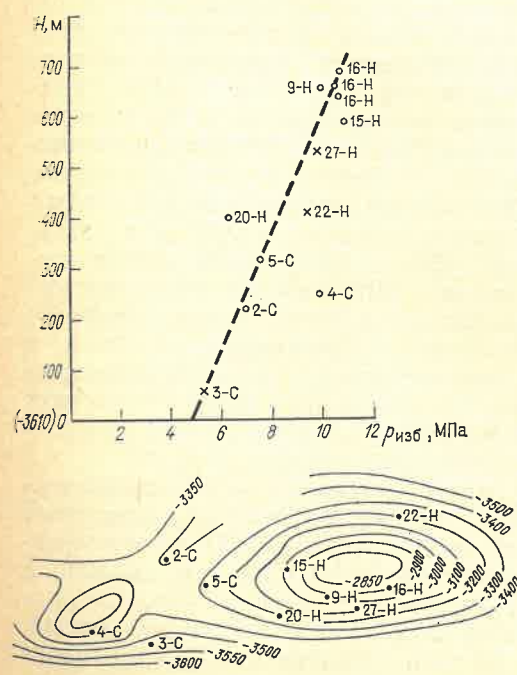


Рис. 4. Распределение избыточного пластового давления по высоте залежи P₂-I и структурная схема Соболах-Неджелинского месторождения

ток газа с водой. Минерализация воды оказалась равной 180 г/л, самой высокой по всем отобраным пробам из скважин в пределах Хапчагайского вала и не характерной для пермо-триасового комплекса. В восьми скважинах получен газ дебитом от 6 до 200 тыс. м³/сут.

Высота залежи до условного ГВК составляет 316 м. Пластовые давления были замерены в девяти скважинах. Как видно из рис. 3, величина аномальности пластового давления изменяется от 6,0 до 8,6 МПа, и четкой зависимости ее от высоты залежи не обнаруживается. В отличие от залежи T₁-IVb Соболах-Неджелинского месторождения, здесь намечается лишь тенденция к некоторому увеличению избыточного давления к своду структуры. Разброс точек на графике свидетельствует об отсутствии газогидродинамической связи между скважинами, о линзовидном характере строения самой залежи. Коэффициент аномальности пластового давления изменяется в интервале 1,18—1,22, несколько возрастая к сводовой части залежи. Лишь 10—20 % наблюдаемой аномальности $P_{пл}$ можно связывать с высотой залежи T₁-IVb.

О линзовидном характере строения залежи и изменчивости коллекторских свойств горизонта, помимо результатов испытания скв. 22-М, свидетельствует отсутствие притоков газа в скв. 19, 23, 28 Мастахской площади и скв. 9 Толонской площади с отметок выше принятого условного ГВК. Залежь характеризуется как пластовая, сводовая, литологически экранированная на погружениях пласта.

Как видно из рис. 3, значение аномальности пластового давления, не обусловленное высотой газовой залежи, составляет не менее 5—6 МПа.

Залежь горизонта P₂-I Соболах-Неджелинского месторождения охватывает Соболахскую, Неджелинскую структуры и разделяющую их седловину. Она вскрыта 17 скважинами, в том числе 10 скважинами на Неджелинской площади и семью скважинами на Соболахской. Дебит газа из скважин колебался в широких пределах: от 0,6 до 1000 тыс. м³/сут.

Высота залежи, определенная как разность отметок наиболее низкого по-

ложения контура разведанности в скв. 7-С (—3610 м) и кровли пласта в скв. 11-Н, составляет 820 м. Пластовые давления были замерены в десяти скважинах, в скв. 16-Н исследовано три интервала. Как видно из рис. 4, величина аномальности пластового давления изменяется от 5,3 МПа в подошвенной части залежи до 10,0—10,9 МПа в сводовой. Следовательно, связь аномальности пластового давления с высотой залежи существует. Но широкий разброс точек на графике свидетельствует о слабой газогидродинамической сообразности между скважинами, линзовидном строении залежи и литологической изоляции отдельных линз. Об этом же свидетельствует получение газа с водой в скв. 22-Н на 400 м выше разведанного контура залежи и получение воды в скв. 27-Н и 3-С соответственно на 530 и 55 м выше разведанного контура.

Значение аномальности пластового давления, не обусловленное высотой газовой залежи, составляет около 5 МПа. Это видно по замеру пластового давления в скв. 3-С, опробованной вблизи контура разведанности и давшей приток воды. Залежь P₂-I характеризуется как пластовая, сводовая, литологически экранированная со всех сторон на погружениях структуры.

Аномальность пластового давления увеличивается от кровли к подошве пермо-триасового комплекса. Например, в малоамплитудной (около 20 м) залежи горизонта P₂-II Неджелинской площади, залегающей в основании продуктивного комплекса, аномальность пластового давления, которая в данном случае не может быть обусловлена высотой газовой залежи, тем не менее, является наибольшей и составляет даже по законтурным скважинам 13,5—14,2 МПа.

Толщина зоны многолетнемерзлых пород на Хапчагайском валу 500—600 м. Ниже этой толщи до глубины 1500—1600 м, от меловых до среднеюрских отложений включительно, прослеживается зона аномально-низких пластовых давлений (АНПД). Еще ниже по разрезу, до границы с пермо-триасовым комплексом, развиты нормальные гидростатические давления. Таким образом, переход от АВПД че-

рез нормальное гидростатическое давление к АНПД вверх по разрезу обуславливает неуклонное снижение гидродинамического потенциала в направлении к дневной поверхности, что способствует усилению вертикальной восходящей миграции углеводородов.

Наконец, следует упомянуть присутствие изверженных пород в отложениях пермо-триасового комплекса [1] и наличие разломов с амплитудами до 30—60 м, которые в настоящее время дополнительно выявляются в связи с эксплуатационным разбуриванием площадей (Мастахская структура).

Факторы, способствовавшие формированию АВПД в пределах исследуемого региона, можно суммировать следующим образом. Высокие флюидоупорные свойства неджелинской толщи и сам характер переслаивания преимущественно непроницаемых и подчиненных по толщине проницаемых прослоев, а также отсутствие в таких условиях классических водонапорных систем послужило первопричиной формирования АВПД в этом комплексе. При высокой запечатанности отложений АВПД возникали за счет генерации УВ, главным образом газа, в самой пермо-триасовой толще в результате метаморфизма каменных углей, присутствующих здесь в виде прослоев. Кроме того, Хапчагайский вал как высокоамплитудная структура был газосборной площадью при латеральной миграции газа по локальным зонам улучшенной проницаемости пород из окружающих его впадин. В результате формирования высокоамплитудных залежей возникало избыточное пластовое давление в их сводовых частях, т. е. протекал первый этап формирования АВПД.

В неотектонический этап развития региона отмечалось общее поднятие Хапчагайского вала [2], амплитуда которого превышала 500 м, и если водонапорные системы юрских и триасовых отложений реагировали на это поднятие снижением (разрядкой) пластовых давлений, в пермо-триасовом комплексе такая разрядка была затрудненной и избирательной. Она происходила лишь в верхней кровельной части комплекса и затухала к его подошве. Поэтому в настоящее время наблюдается неуклонное увеличение аб-

солютных избыточных давлений и коэффициента аномальности пластового давления в направлении от кровли к подошве комплекса. Таким образом, неотектонический период геологического развития региона был вторым основным этапом формирования АВПД в пределах Хапчагайского вала.

Менее существенную роль в формировании АВПД могли играть глубинные «инъекции» в более ранние периоды геологического развития района, когда по образующимся разломам происходили внедрения глубинных вод и даже магматических расплавов. Обнаружение в отложениях пермо-триасового комплекса изверженных пород [1] и высокометаморфизованных расчленов, глубоко чуждых вмещающим отложениям, не противоречит данному предположению.

Наконец, одним из решающих факторов формирования и сохранности АВПД следует считать увеличивающийся с глубиной линзовидный характер строения комплекса. В изолированных линзах коллекторов среди непроницаемых пород АВПД может не только сохраняться достаточно продолжительное время, но и возрастать в определенных условиях, например при сокращении объема порового пространства коллектора при его диагенезе. Наличие изолированных линз с АВПД было выявлено в процессе разработки Мастахского месторождения. При эксплуатации скважин, вскрывших такие линзы, происходит резкое падение пластового давления.

Факторы, способствовавшие расформированию АВПД в пределах исследуемого региона, можно сформулировать следующим образом. Переход от АВПД в пермо-триасовом комплексе через нормальное гидростатическое давление в средней части разреза к АНПД в подмерзлотной части разреза обуславливает существование градиента гидродинамического потенциала по разрезу, действие которого, как и силы всплывания УВ, направлено вверх. Эти две силы суммируются и стараются преодолеть флюидоупорные свойства покрышек. Поэтому при гидравлической связи пород по разрезу здесь возможна только восходящая фильтрация пластовых флюидов (в ряде

случаев даже пластовой воды, когда градиент приведенного давления превышает градиент гидростатического), что способствует формированию многозалежных месторождений и расформированию АВПД.

Гидравлическая связь пород по разрезу может обуславливаться разломами, а также локальным опесчаниванием, а следовательно, ухудшением флюидоупорных свойств покрышек. Оба эти процесса наблюдаются в пределах исследуемого региона.

Выявленные и пока не выявленные разломы, быть может, запечатанные в настоящее время и не проводящие пластовые флюиды, в процессе геологического развития периодически обновляются (раскрываются), способствуя гидравлической связи пород по разрезу и дифференциации коэффициентов аномальности по площади, которая имеет место на Хапчагайском валу. Потеря флюидоупорных свойств покрышек из-за опесчанивания также или способствует расформированию АВПД, или делает формирование АВПД вообще невозможным. Например, в разрезе Среднетюнгского месторождения, расположенного в 100 км к северо-западу от Хапчагайского вала, на северо-западном борту Линденской впадины (см. рис. 1) в продуктивном разрезе пермского комплекса мощностью 600 м на аналогичных с Хапчагайским валом глубинах выявлено 12 продуктивных горизонтов. Незначительные избыточные пластовые давления (до 2—3 МПа) в этих залежах обусловлены только их высотой, а в целом весь разрез характеризуется нормальным гидростатическим давлением. Это связано с ухудшенными флюидоупорными свойствами покрышек, сформировавшимися в иных фациальных условиях.

Таким образом, пермо-триасовый комплекс Хапчагайского вала остается пока единственной изученной глубоким бурением зоной АВПД в центральной части Вилуйской синеклизы. Полученные в последнее время данные о распространении АВПД в палеозойских отложениях восточной части Ыгыаттинской впадины (Усть-Мархинская площадь) должны быть рассмотрены после дополнительных исследований по этому региону.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение и нефтегазоносность месторождений Хапчагайского района/В. С. Головачев, В. Ф. Кеввай, Я. И. Куприянов и др.—В кн.: Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 102—114.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. М.: Недра, 1981.
3. Пермо-триасовый продуктивный комплекс Хапчагайского газоносного района/В. Е. Ба-

кин, Е. И. Бодунов, В. А. Маренин и др.—В кн.: Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 115—123.

4. Савченко В. П. Формирование, разведка и разработка месторождений газа и нефти. М.: Недра, 1977.

5. Условия и время формирования газоконденсатных залежей в пермо-триасовых отложениях Хапчагайского вала/С. П. Максимов, В. Н. Ларкин, А. М. Бриндзинский и др.—Геология нефти и газа, 1979, № 4, с. 22—27.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.623.5+553.669.2

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ,
М. М. КОНСТАНТИНОВ, А. Г. ВОЛЧКОВ, В. Б. ЧЕКВАИДЗЕ (ЦНИГРИ)

Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов

Крупные и уникальные месторождения играют ведущую роль в запасах и добыче большинства полезных ископаемых, несмотря на то что общее количество их по сравнению с месторождениями средних и мелких масштабов невелико (табл. 1).

Еще более отчетливо эта закономерность проявляется при рассмотрении распределения запасов и добычи на месторождениях отдельных геолого-промышленных типов. Так, в четырех месторождениях медноколчеданного типа капиталистических и развивающихся стран содержится 30 % запасов меди; в медно-порфировых, насчитывающих несколько сотен, 90 % меди заключено в 73 месторождениях. При этом доля руд крупных месторожде-

ний в добыче быстро возрастает. Например, по меди за последние 20 лет в капиталистических и развивающихся странах она возросла от 75 до 80 %.

Как правило, крупные месторождения представлены лишь немногими геолого-промышленными типами полезных ископаемых. Так, по меди среди восьми известных геолого-промышленных типов крупные месторождения в развитых капиталистических и развивающихся странах представлены только медно-никелевыми, медно-порфировыми, медноколчеданными, медистыми песчаниками и сланцами.

В. В. Зайков осуществил статистический анализ масштабов полиметаллических месторождений мира геолого-промышленных типов. По его

Таблица 1

Соотношение крупных, средних и мелких месторождений

Рудные районы	Соотношение	Автор подсчета
Ртутные	1 : 9 : 90	И. С. Бергер
Сурьмяные	1 : 7 : 250	»
Медно-порфировые	1 : 15 : 29	Б. Г. Башкиров
Общемировые статистические данные для земной коры по разным типам минерального сырья	1 : 7 : 50	Л. Н. Овчинников
То же	1 : 9 : 90	М. А. Булкин
»	1 : 3 : 49	И. И. Боровко

данным, средние масштабы запасов свинца и цинка в метаморфизованных стратиформных свинцово-цинковых месторождениях докембрийского возраста составляют 5—10 млн. т, в стратиформных свинцово-цинковых в известково-доломитовых формациях 2—5 млн. т, в колчеданно-полиметаллических в осадочно-вулканогенных формациях фанерозоя 1—2 млн. т, медно-цинковоколчеданных в осадочно-вулканогенных формациях 0,5—1 млн. т, в скарновых и жильных 0,1—0,5 млн. т.

В последние годы проблеме критериев выявления и прогнозной оценке крупных месторождений цветных и благородных металлов как в целом, так и для отдельных районов и промышленно-генетических типов были посвящены многочисленные работы В. И. Бергера, Н. Н. Боровко, Б. Г. Башкирова, Ю. В. Попова, Л. Н. Овчинникова, М. Б. Бородаевской с соавторами, Д. И. Горжевского, Д. П. Дolidze, А. И. Кривцова, С. Ф. Лугова, И. Н. Томсона, Е. И. Филатова, Р. М. Константинова и др. Были предложены различные подходы к этой проблеме. Среди них можно назвать временную модель и энергетическую, согласно которой участки земной коры, имеющие повышенную плотность рудных объектов, наиболее благоприятны для формирования крупных месторождений. Р. М. Константинов выполнил металлогеническое прогнозирование крупных касситеритовых месторождений на основе логико-информационного анализа многофакторных геологических систем. Им предложены алгоритмы для прогнозирования и использован деформированный треугольник Паскаля для определения информативных признаков.

Однако при любых попытках решить проблему математическими методами ведущую роль играет правильное определение геологических условий, необходимых для формирования крупного месторождения того или иного типа. При этом термины «крупный» и «уникальный» нельзя считать устоявшимися. По А. И. Кривцову и др. [2], крупным месторождением следует считать такое, в котором запасы руд позволяют выделять самостоятельные горнорудные объекты. Естественно, для каждого полезного

ископаемого крупные месторождения будут характеризоваться различными запасами руд. Под прогнозированием конкретного месторождения подразумевается выделение участка, потенциально перспективного для нахождения рудного тела или сближенной совокупности рудных тел. Термин «крупное месторождение», однако, часто отвечает более широкому понятию рудного поля, в пределах которого установлено закономерное сочетание крупного месторождения с несколькими средними и мелкими (Рио-Тинто, Маунт-Айза и др.).

Многие крупные и уникальные месторождения цветных и редких металлов детально изучались различными исследователями как за рубежом, так и в нашей стране — на Урале, Рудном Алтае, в Казахстане, на Кавказе, в Забайкалье и в других районах. Накопленные материалы свидетельствуют о том, что условия образования месторождений различных геолого-промышленных типов различны независимо от их масштаба. Каждый из них может быть образован только в пределах геоструктур определенного типа в связи с геологическими формациями, среди которых выделяются рудоносные, рудогенерирующие и рудообразующие [3]. При этом чем ближе во времени и в пространстве связи оруденения с геологической формацией, тем больше фактов, определяющих тип и крупность месторождения, можно получить на основании изучения геологической формации (природа источника рудного вещества, глубина формирования, последовательность рудоотложения и др.).

Особенно отчетливо эти связи выражаются в стратиформных месторождениях, эндогенно-экзогенных, а также в эндогенных, связанных с вулканической и вулканоплутонической деятельностью. Расшифровка указанных фактов в плутогенных месторождениях и по источнику, и по механизму рудоотложения более сложна, так как формирование оруденения и становление вмещающих его пород могут далеко отстоять во времени и разделяться промежуточными геологическими событиями.

Переходя к рассмотрению критериев прогнозирования крупных и уникаль-

ных месторождений того или иного геолого-промышленного типа, в первую очередь рассмотрим признаки, отличающие их от месторождений более мелких масштабов того же типа. Средние по объему запасов месторождения не имеют ярко выраженных особенностей.

Медноколчеданные месторождения.

Палеотектоническая позиция крупных месторождений определяется их приуроченностью к внутренним и фронтальным интенсивно прогибавшимся зонам первичных эвгеосинклиналей, для пород фундамента которых характерен высокий кларк меди. Единичные крупные и уникальные месторождения известны также в окраинно-континентальных и внутриконтинентальных рифтовых зонах умеренного прогибания. Благоприятность тектонической позиции крупных месторождений определяется их пространственной приуроченностью к крупным магма- и рудовыводящим разломам. Последние нередко разделяют блоки, различные по составу пород коры и фундамента, подстилающего продуктивные на медноколчеданные руды вулканиты.

Существенную роль играет и режим становления последних: крупные месторождения связаны с центральным типом извержений при значительном объеме риолито-дацитовых составляющих контрастных формаций (до 50 % и более), причем, как правило, по мере уменьшения количества кислых дифференциатов уменьшаются и объемы рудных масс. Важным фактором является также многофазность кислотного вулканизма, обусловленная тем, что этапы интенсивного накопления вулканитов разделены кратковременными перерывами в вулканической деятельности. Высокая тектоническая активность, сопровождавшая кислый вулканизм, обусловила неоднократные расколы, по которым могли подниматься рудные растворы, и в совокупности с развитием нескольких поколений экстрезивных куполов способствовала формированию локальных межкупольных, привершинных и других типов депрессий, приуроченных к нескольким уровням разреза кислых толщ. В этих замкнутых депрессионных структурах создавались условия, благоприятные для накопления рудных масс гидро-

термально-осадочного происхождения на различных уровнях разреза. Чем глубже врез депрессий и чем больше количество уровней, тем крупнее может быть масштаб месторождения. Ареальный тип вулканизма и одиночные мелкие плоские купола кислых пород не являются благоприятным фактором.

Особо благоприятным типом вулканических структур (рудных полей) являются: а) крупные вулканические постройки (50—100 км³) риолито-дацитов, выполняющие изолированные депрессионные структуры основания, на котором развивался кислый вулканизм; б) совокупность мелких вулканических построек риолито-дацитов, выполняющих кальдерообразные и другие депрессии, размещение которых контролировалось дугowymi, кольцевыми, радиальными элементами структуры крупных базальтоидных поднятий. При этом общий объем кислых вулканитов, сформированных в несколько фаз, составляет 50—80 км³.

В рудных полях первого типа при наличии крупного месторождения можно ожидать несколько средних и мелких объектов. В рудных полях второго типа вероятнее ожидать несколько (до 10) сближенных месторождений среднего масштаба.

Важными отличиями крупных месторождений являются сложный минеральный состав руд и ярко выраженная латеральная и вертикальная зональность как отдельных залежей, так и месторождения и рудного поля в целом. Характерны также мощные протяженные зоны метасоматических пород серицитолитовой формации с кварцевым ядром, отходящие со стороны лежащего бока рудных залежей.

В качестве второстепенных критериев укажем на большой объем проявления сульфатарно-фумарольной деятельности, охватывающей почти целиком кислые части продуктивного вулканогенного разреза, и нахождение (по геофизическим данным) под отдельными палеовулканами куполовидных поднятий на глубине нескольких километров (табл. 2).

Колчеданно-полиметаллические месторождения в осадочно-вулканогенных формациях. Палеотектоническая обстановка формирования крупных

Таблица 2

Особенности месторождений медноколчеданных руд

Прогнозные критерии крупных и мелких месторождений	Крупные и очень крупные месторождения	Мелкие месторождения и рудопроявления
Геотектонические	Внутренние и внешние зоны первичных эвгеосинклиналией, реже внутри- и окраинноконтинентальные рифты неглубокого прогибания	Первичные эвгеосинклинали, вторичные эвгеосинклинали, рифты окраинно- и внутриконтинентальные
Палеовулканические	Центральный вулканизм преимущественно непрерывной, реже контрастной формации, высокий коэффициент эксплозивности Многофазное развитие рудовмещающих толщ кислого вулканизма (2—4), разделенных кратковременными периодами затишья, фиксированными локальными накоплениями вулканических пород, иногда сопровождаемых потоками базальтоидов Крупные вулканические постройки, выполняющие депрессии ложа, сложенные вулканитами кислого и среднего состава Совокупность мелких вулканических построек кислого состава, обрамляющих крупный палеовулкан базальтоидов той же формации и развитых в пределах его контуров Несколько уровней локализации рудных залежей, определяемых положением куполов и депрессий, связанных с различными фазами кислого вулканизма. Наиболее характерны риолиты и риолито-дациты с крупными (до 5 мм) вкрапленниками кварца	Ареальный, трещинный и центральный вулканизм тех же формаций Однофазное (иногда двухфазное) проявление кислого вулканизма Мелкие вулканические постройки, сближенные и одиночные, развитые среди базальтоидов на определенных уровнях разреза Наиболее благоприятны (иногда и для средних месторождений) трог на склонах базальтоидных гряд, в пределах которых развивается кислый вулканизм с одиночными постройками центрального типа Один уровень локализации оруденения. Риолиты и риолито-дациты с крупными вкрапленниками кварца или отсутствуют, или играют незначительную роль
Структурные	Существенная роль крупных тектонических разломов, являющихся магмовыводящими каналами Приуроченность оруденения к депрессионным структурам (присклоновым, межкупольным, привершинным, кальдерам различных типов), возникавшим неоднократно в ходе развития кислого вулканизма Проявления интенсивных синвулканических деформаций	Более спокойная тектоническая обстановка, обеспечившая меньшую проницаемость для рудных растворов Приуроченность к депрессионным структурам, возникавшим вне связи с кислым вулканизмом Слабое проявление синвулканической тектоники
Рудно-метасоматические	Сложный минеральный состав руд Сложная, ярко выраженная минерально-геохимическая зональность (латеральная и вертикальная) как для отдельных залежей, так и в масштабе месторождения (или рудного поля в целом), сформированная в несколько этапов	Сравнительно простой минеральный состав руд Более простая, одноэтапная зональность

Продолжение табл. 2

Прогнозные критерии крупных и мелких месторождений	Крупные и очень крупные месторождения	Мелкие месторождения и рудопроявления
Рудно-метасоматические	Интенсивно проявленные гидротермальные изменения серицитолитовой формации, часто с существенно кварцевой осевой зоной. Мощные и протяженные зоны со стороны лежащего бока залежей при ориентировке, перпендикулярной их подошве Большой объем проявлений сольфатарно-фумарольной деятельности, протекавшей в период колчеданонного вулканизма и охватывающей почти целиком кислые части вулканогенного разреза Геохимический показатель интенсивности оруденения контрастный	Гидротермально-метасоматические изменения, выраженные хлорит-карбонат-кварцевыми, хлорит-кварцевыми метасоматитами с незначительным количеством серицита Локальные проявления сольфатарно-фумарольной деятельности Геохимический показатель слабо-контрастный
Геофизические	Выявляемые по геофизическим данным под палеовулканами куполовидные поднятия на глубине нескольких километров (предположительно отвечают интрузиям под вулканами)	Отсутствие таких поднятий

Таблица 3

Особенности месторождений колчеданно-полиметаллических руд в осадочно-вулканогенных формациях

Прогнозные критерии крупных и мелких месторождений	Крупные и очень крупные месторождения	Мелкие месторождения и рудопроявления
Геотектонические	Вторичные эвгеосинклинали Локализация месторождений в краевых частях синклиналиев	Первичные и вторичные эвгеосинклинали, окраинно- и внутриконтинентальные рифты Локализация в различных участках конседиментационных структур
Палеовулканические	Центральный вулканизм контрастной формации, высокий коэффициент эксплозивности (>50 %) Разновременные, но пространственно ассоциирующие проявления кислого и основного вулканизма Рудовмещающие разрезы представлены тонким переслаиванием различных по составу осадочных и вулканических пород с отдельными пластами малой мощности (1—5 м)	Вулканизм (ареальный, трещинный и центральный) контрастной и непрерывной формации с более низким коэффициентом эксплозивности (<50 %) Преимущественное развитие только кислого вулканизма Однородные толщи или толщи с грубым переслаиванием пластов значительной мощности (5—20 м)
Структурные	Локализация преимущественно в узлах сопряжения региональных долгоживущих разломов	Локализация вдоль региональных разломов различного направления и между ними

Продолжение табл. 3

Прогнозные критерии крупных и мелких месторождений	Крупные и очень крупные месторождения	Мелкие месторождения рудопоявления
Структурные	Залегание рудных тел согласно вмещающим породам	Залегание рудных тел как согласное, так и секущее
Рудно-метасоматические	Сложный минеральный состав руд Коэффициент изменчивости соотношения содержаний меди и свинца, свинца и цинка, висмута и свинца (Cu/Pb, Pb/Zn, Bi/Pb и др.) изменяется по простиранию и падению рудных тел постепенно Палеотемпературный градиент по падению и простиранию рудных тел низкий (на 100 м 30—50 °С) Интенсивное гипогенное выщелачивание (серицит-кварцевый метасоматоз, продукты которого составляют мощные и протяженные зоны) Зоны синрудных хлоритов, содержащие мощные и протяженные тела Геохимический показатель интенсивности оруденения контрастный	Сравнительно простой состав руд Сравнительно быстрое изменение этих параметров по простиранию и падению рудных тел Палеотемпературный градиент по падению и падению рудных тел высокий (>50 °С на 100 м) Околорудно измененные породы, обычно представленные вторичными кварцами и др. Серицит-кварцевые образования, представленные мелкими телами Синрудные хлориты, содержащие отдельные тонкие просечки и мелкие линзы Геохимический показатель интенсивности оруденения слабо контрастный
Геофизические	Массивы интрузивных пород на глубине нескольких километров под рудными полями или непосредственно вблизи них, выявляемые по геофизическим данным	Отсутствие интрузивных пород на глубине

месторождений рассматриваемого типа обусловлена их приуроченностью к вторичным эвгеосинклиналям, развивающимся на древних срединных массивах. Вулканогенные породы этих эвгеосинклиналей представлены контрастной формацией, в которой главную роль играют кислые вулканы, а существенно подчиненную — основные. Кислые вулканы, с которыми ассоциируют крупные месторождения, обладают высоким коэффициентом explosивности и содержат большое количество летучих компонентов.

Как правило, крупные месторождения локализуются в участках сопряжения разноориентированных глубинных долгоживущих разломов (табл. 3). Рудные тела крупных месторождений представлены согласными с вмещающими породами залежами и приурочены к горизонтам рудовмещающих толщ, характеризующимся тонким пе-

реслаиванием различных по составу осадочных и вулканогенных пород.

Руды крупных месторождений обычно обладают сложным минеральным составом и обнаруживают многие свойства, характерные для полихронных месторождений. Фациальная минералогическая зональность, обусловленная изменением по падению и простиранию рудных тел соотношений содержаний свинца и меди, свинца и цинка, свинца и висмута и др., осуществляется постепенно. Температурный градиент, установленный на основании изучения газовой-жидких включений в жильных и рудных минералах полиметаллических руд, образовавшихся в продуктивную стадию минерализации, сравнительно низкий.

Околорудные изменения предрудной стадии развиты интенсивно и захватывают не только лежащий, но и висящий бок рудных тел. Они представлены

Таблица 4

Соотношение морфологических параметров рудных тел колчеданных месторождений

Тип	Масштаб	Отношение длины к ширине	Отношение длины к мощности
Медноколчеданные	Крупные	2	80—100
	Мелкие и средние	2	200
Полиметаллические	Крупные	3	16
	Мелкие и средние	2	9

мощными и протяженными телами серицит-кварцевых метасоматитов. Зоны синрудных изменений, представленные хлоритолитами, также составляют большие объемы пород. По геофизическим данным под участками рудных полей, на глубине обычно в 2—3 км, часто обнаруживаются массивы интрузивных пород, оказывающие влияние на уже отложившиеся руды и обуславливающие приток тепловой энергии, вызывающей процессы метаморфизма и преобразование руд.

Интересные выводы получены при анализе качественных и количественных характеристик морфологических параметров рудных тел медно- и полиметаллически-колчеданных месторождений крупного и мелкого масштаба. В анализе участвовали следующие параметры: максимальная длина, ширина и мощность рудных тел. Установлено, что характер изменчивости этих параметров для крупных месторождений по сравнению с мелкими и средними обладает специфическими особенностями (табл. 4).

Медноколчеданные крупные месторождения характеризуются резко повышенными значениями параметров, и изменчивость рудных тел по протяженности пропорциональна изменчивости по мощности. Для рудных тел средних и мелких месторождений этой тенденции не отмечается.

Полиметаллические крупные месторождения также обособлены от мелких и средних в связи с приращением рудных тел за счет мощности при относительно постоянном соотношении длины и ширины рудных тел. Эти данные могут быть использованы при предварительной и детальной разведке.

Золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов. Эти месторождения отличаются большим разнообразием как региональных и локальных условий нахождения, так и конкретными особенностями состава руд и сопровождающих их метасоматитов (табл. 5).

Крупные месторождения связаны почти исключительно с вулканогенными поясами этапа тектоно-магматической активизации; золото-серебряные месторождения орогенных вулканических поясов достаточно многочисленны, но, как правило, средние по размерам. Поскольку вулканические пояса этапа тектоно-магматической активизации формируются на разнородном основании в связи со значительным изменением регионального структурного плана, в пределах таких поясов бывают отчетливо проявлены сквозные поперечные и диагональные структуры, наследующие структурный план фундамента и подновляемые в этапы формирования вулканизма и оруденения.

Для крупных объектов характерно длительное формирование вулканотектонических структур, наиболее отчетливо фиксируемое при наличии единого центра вулканических образований, к которому бывают приурочены «вложенные» одна в другую вулканические постройки.

Непосредственно для крупных месторождений в пределах рудных полей нередко отмечается «контрастность» рудовмещающих структур по отношению к общей структуре рудного поля или узла: это горст-антиклинальные осложнения грабенов, купольные осложнения депрессий и др. Характерно также развитие крупноамплитуд-

Особенности золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов

Таблица 5

Прогнозные критерии крупных и мелких месторождений	Крупные и очень крупные месторождения	Мелкие месторождения и рудопроявления
Геотектонические	Вулканогенные пояса, сформировавшиеся в этап тектоно-магматической активизации	Вулканогенные пояса, сформировавшиеся в орогенный этап развития геосинклинальных структур
Палеовулканические	Длительное полициклическое формирование вулканогенных сооружений Широкое развитие эксплозивных вулканических и гидротермальных образований	Одноэтапное формирование вулканогенных сооружений Эксплозивные явления для вулканического и гидротермального процесса не характерны
Геофизические	Расположение в эпицентре отрицательных гравиметрических аномалий	Расположение на периферии гравиметрических аномалий либо их отсутствие
Структурные	Отчетливые проявления сквозных поперечных и диагональных структур Отчетливая контрастность в позиции месторождений: горст-антиклинальные осложнения вулканогенных депрессий, локальные прогибы в пределах поднятий Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры — крупные сбросы и сбросо-сдвиги Рудовмещающие разломы с признаками довулканического заложения, синрудного и пострудного подновления Рудные тела типа минерализованных зон дробления	Неотчетливое проявление структур Контрастность в позиции месторождений не характерна Малые амплитуды перемещений рудовмещающих структур Дорудный возраст рудовмещающих разломов Жильные рудные тела
Рудно-метасоматические	Широкое развитие гидротермально-метасоматических преобразований пород (низкотемпературные фации пропилитов и аргиллизитов), окварцевание Широкое развитие адуляризации, гидрослюдизации Признаки полиформационных метасоматитов: сочетание пропилитов-аргиллизитов и образований скарново-грейзенового типа Высокая корреляция Au и Ag в рудах Длительное выделение Au в рудном процессе, наличие нескольких разновременных продуктивных парагенезисов	Слабое проявление площадных метасоматических преобразований или отсутствие их Характерны высоко- и среднетемпературные фации пропилитов. Окварцевание не характерно Процесс калиевого метасоматоза не характерен Метасоматиты одноформационного ряда Низкая корреляция Одноактивное выделение золота, один продуктивный парагенезис

ных сбросов длительного развития в качестве рудоконтролирующих, а нередко и непосредственно рудовмещающих структур.

Достаточно часто отмечается взрывообразное формирование как прерудных вулканических фаций, так и гидротермальных образований рудного этапа, иногда на всем его протяжении (прерудные, синрудные и пострудные минеральные ассоциации). На фоне общего для многих типов месторождений признака — широкого развития площадных гидротермально-метасоматических преобразований пород — для крупных золото-серебряных месторождений характерна высокая активность калия (развитие зон оклорудной адуляризации и гидрослюдизации).

Отмечаются также длительность и сложность самого рудного процесса: полиформационный характер рудовмещающих метасоматитов (сочетание пропилитов, аргиллизитов и образований скарново-грейзенового типа), длительное выделение золота, наличие нескольких разновременных продуктивных парагенезисов.

Выше были рассмотрены примеры некоторых типов хорошо изученных месторождений, тесно связанных с вулканизмом, для которых соотношение руденения с рудогенерирующими, рудовмещающими и рудообразующими формациями выяснено достаточно полно.

В целом большая часть рассмотренных критериев крупных месторождений имеет качественный характер. Задачей дальнейших исследований является количественная оценка. Это вполне возможно как для общегеологических формационных и фациальных, так и для минералогических критериев. Для геосинклиналей и окраинных вулканогенных поясов общегеологические критерии могут быть выражены в виде количественных соотношений слагающих их геологических формаций, характер вулканизма — с помощью соотношений вулканических пород, состава и роли центрального, аркального и трещинного вулканизма или с помощью коэффициента эксплозивности, характер рудовмещающих разрывов — через число пластов различного состава или разных текстур-

ных особенностей на 1—0,1 км разреза.

Количественный анализ геохимических показателей должен, видимо, развиваться путем установления определенных количественных соотношений элементов геохимических аномалий, отвечающих крупным объектам соответствующих геолого-промышленных типов.

Минералогические критерии могут быть выражены через количественные соотношения разных типов метасоматитов, минеральный состав руд — с помощью количественных соотношений главных рудообразующих минералов и элементов и т. д. Использование количественных параметров позволит поднять прогноз крупных месторождений на более высокий научный уровень, а также даст возможность применить для этих задач математический аппарат.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать следующие выводы.

1. Крупные и уникальные месторождения, как показали рассмотренные примеры, обладают рядом особенностей геологического строения и характера проявления рудного процесса, отличающих их от рядовых месторождений; познание этих особенностей позволяет осуществить прогноз крупных месторождений и концентрировать геологоразведочные работы.

2. Для месторождений различных геолого-промышленных типов характерны специфические особенности, определяемые геологическим развитием металлогенических провинций и зон различных типов, связанных с теми или иными рудогенерирующими и рудообразующими геологическими формациями, длительностью процессов продуктивного магматизма и рудообразования и др. Поэтому прогноз крупных и уникальных месторождений может быть продуктивен лишь при наличии детально разработанных типовых моделей прогнозируемых объектов и при сравнительно детальной изученности (геологической, геофизической и геохимической) района.

3. Наиболее общими признаками, характерными для крупных месторождений, служат приуроченность их к мобильным в период становления рудоносных формаций участкам лито-

сферы, длительность формирования рудоносных формаций и рудного процесса, нередкое совмещение в пространстве оруденения, различного по источнику и часто разорванного во времени, и некоторые другие. Для многих эндогенно-экзогенных месторождений масштаб оруденения определяется полигенностью рудного процесса.

4. Проблема критериев поисков крупных и уникальных месторождений является одной из важнейших на данном этапе освоения сырьевых баз многих полезных ископаемых. Она требует широкой постановки исследо-

ваний, проводимых на самом высоком современном теоретическом уровне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкиров Б. Г., Попов Ю. В. Вопросы прогнозирования крупных эндогенных месторождений. Обзор. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. М. ВИЭМС, 1981.
2. Основные геолого-промышленные типы месторождений меди и их доля в общих запасах и добычи меди/Под ред. А. И. Кривоша, с. 3—6. (Тр. ЦНИГРИ, 1983, вып. 186).
3. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов/М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжеский, М. М. Константинов и др.—Сов. геология, 1984, № 6, с. 3—12.

УДК 553.611.6(574.21)

А. Д. КОРОБОВ (Саратовский гос. ун-т)

Специфика развития постмагматических процессов тафрогенной структуры (Кушмурунский грабен в Тургайском прогибе)

За последнее время появилось много новых данных о широком развитии вторичных глинистых образований в различных геодинамических обстановках. Глинистые минералы и в первую очередь смектиты, известны в корях выветривания и в зонах разгрузки современных гидротермальных систем, где они формируются по породам разнообразного генезиса и состава. В океанических базальтах важнейшими новообразованиями являются монтмориллонитовые глины, иногда занимающие до 40—60 % объема породы. Трудность выяснения генезиса глинистых образований заключается в том, что воздействие на породу как гидротермальных так и гипергенных процессов часто имеет минералогически весьма близкий результат. Особенно сложна такая расшифровка в переходных от геосинклинали к платформе зонах (типа тафрогенных областей), классическим примером которых является Кушмурунский грабен. Поэтому попытаемся выявить специфику гидротермально-метасоматических процессов, и прежде всего низкотемпературной аргиллизации в породах Кушмурунского грабена, и связать ее с особенностями тектоно-магматического развития этой территории.

В Тургайском прогибе, расположенном в пределах Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, в зоне сочленения разновозрастных складчатых систем Центрального Казахстана и Южного Урала (Кушмурунский грабен) широко развита липарит-базальтовая осадочно-вулканогенная формация, выделенная в туринскую серию (P_2-T_1-2). Последняя прорывается экструзиями риолитового состава, образующими купола: Новонежинский, Черниговский, Кушмурунский, Чилинский и Наурзумский, которые относятся к наиболее типичному проявлению финального вулканизма складчатых областей [11]. Они формировались в тафрогенных структурах, заложившихся на пенепленизированной поверхности, которая возникла в результате разрушения орогенных сооружений герцинского этапа. Активизация тектонических движений, характеризующаяся опусканием узких зон между разломами, привела к образованию грабенов и приразломных впадин. Узкие зоны погружались на общем фоне растяжения земной коры, что способствовало еще большему выравниванию поверхности. Тафрогенез, локализуясь вдоль глубинных разломов, распространялся на широких площадях, сопровождающие его излияния лав и выброс пирокластического материала происходили в наземной обстановке и носили трещинный характер. Гидротермальные процессы, протекавшие в Кушмурунском грабене в постоленинское время ($T_2-3?$), унаследовали структурный план кислого вулканизма [8], сопряженного с долготживущими разломами. Подъем гидротерм был связан с завершением цикла вулканической деятельности, вызвавшей экструзии риолитов. Важными особенностями постмагматического изменения пермо-триасовых пород Тургайского прогиба являются, с одной стороны, их региональный характер, а с другой стороны, — большая глубина, на которую они прослеживаются [8]. Такие преобразования связаны с типичным фильтрационным метасоматозом [7], обусловленным не столько циркуляцией восходящих горячих растворов по отдельным трещинам, сколько пропитыванием ими пористых вулканитов (туфов, пемзовидных риолитов и туфолов). Приуроченность гидротермальных процессов к экструзивным куполам в Кушмурунском грабене объясняется следующим. В отличие от взрывных и эффузивных извержений, при которых газы получают свободный доступ в атмосферу, при экструзивном извержении купол выполняет роль клапана, регулирующего выход газо-гидротерм на поверхность (тем самым предотвращая их свободный выброс в атмосферу), и создает благоприятные условия для взаимодействия вулканических газо-гидротерм с вмещающими породами [2]. Однако в работе [1] показано, что хотя гидротермальная активность и кислый вулканизм находятся в парагенетической связи, последний не может обеспечить тепловой энергией их продолжительную деятельность. Оба процесса должны получать тепловую энергию от какого-то единого более мощного источника, которым, по мнению К. Банвелла и В. В. Аверьева [1], является андезит-базальтовый вулканизм на уровне верхней мантии, проявляющийся в геотермальных районах. Поэтому «структурную обусловленность» гидротермальных систем экструзивными куполами, как считает

автор, необходимо принимать, вслед за Ю. П. Масуренковым и др. [5] и С. И. Набоко [12], в известном смысле формально.

В пределах самих куполов Кушмурунского грабена (Убаганская зона) характер метасоматической зональности закономерно меняется как по вертикали, так и по латерали. Начальная стадия изменения фиксируется щелочными метасоматитами, в которых широко развито окварцевание (гранулированный кварц), присутствует адуляр, реже цеолиты (гейландит). В краевых фациях появляются монтмориллонит, анальцит, редко альбит. Эти породы, в силу трещинной тектоники чередующиеся иногда в разрезе с аргиллизитами, по воцтанию сменяются продуктами низкотемпературного выщелачивания. Внутренняя (или верхняя) часть рассматриваемой зоны сложена глобулярным, лапчатым и гребенчатым кварцем, находящимся в тонком срастании с каолинитом, реже калишпатами и цеолитами, замещенными сидеритом. Внешняя (или нижняя) часть зоны представлена монтмориллонитизированными породами и приурочена к периферии экструзивных куполов и прилегающим участкам вмещающих пород, где наблюдается переслаивание базальтов туринской серии с риолитами и дацитами. Нацело смектитизированные гиалодациты, гиалориолиты и их пирокластические аналоги образуют промышленные скопления бентонитовых глин. Они сложены диоктаэдрическим монтмориллонитом натриевого, кальциевого и магниевого составов, находящимся в парагенетической ассоциации с низкотемпературным α -кристобалитом. В пределах экструзивных куполов между внутренней (кварц-каолинитовой) и наружной (кристобалит-смектитовой) зонами аргиллизации существуют переходные зоны, представленные кварц-каолинит-смектитовой ассоциацией. Бентонитовые глины в таких случаях обогащены каолинитом, а также содержат гипс, барит, целестин и сфалерит. Продуктивные горизонты при низком уровне зеркала термальных вод вверх по разрезу переходят в кислотно-выщелоченные образования, локализованные в зоне аэрации. При этом кристобалит-смектитовая ассоци-

цаемости эффузивов за счет возникновения продувочных везикул и разнообразных миндалин, которые на гидротермальной стадии превращались в каналы циркуляции горячих растворов, а также с появлением самого хлорофрита, легко замещающегося в низкотемпературных условиях минералами группы монтмориллонита [8].

Непосредственное замещение вулканического стекла монтмориллонитом при образовании убаганских бентонитов вызвано определенным моментом в эволюции термальных растворов [13]. Н. П. Ермаков в этой связи считает, что если при наложении отдельных этапов гидротермального процесса возникают перерывы, возможно формирование конечных продуктов без сохранения минеральных ассоциаций промежуточных стадий.

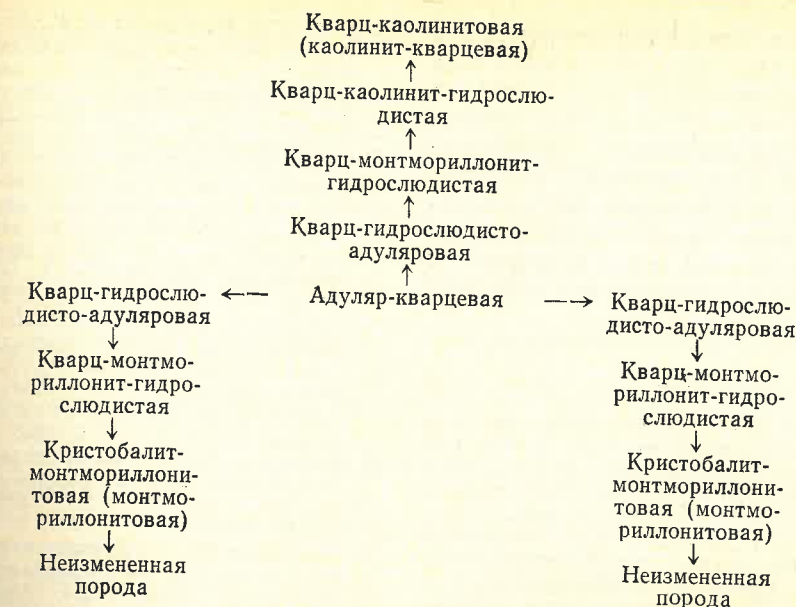
По мнению О. Г. Борисова и В. Н. Борисовой [2], в условиях становления экструзивных куполов создаются благоприятные предпосылки для длительного выделения газо-гидротерм и очень медленного изменения их состава во времени для каждой зоны. При этом в зависимости от проницаемости вулканитов возможны значительные по масштабам изменения пород. С таких позиций легко объяснить обширные поля аргиллизитов и сравнительно малые площади фельдшпатизации и сернокислотного выщелачивания в ряду горизонтальной зональности, установленные нами на Наурзумском экструзиве [8]. В таких случаях проявляются (и весьма активно) горизонтальные инфильтрационные процессы, выявленные как в областях современного вулканизма — на Камчатке [12], так и на Убаганской площади [8]. В пределах последней в зонах повышенной проницаемости с усилением гидродинамического режима горячих вод наблюдается переход гидротермальной аргиллизации (от диффузионного метасоматоза в гиалориолитах до инфильтрационного — в гиалодацитах) к процессам обычного выщелачивания (в трещиноватых раскристаллизованных породах). Такие изменения типичны для пермо-триасовых вулканитов Тургайского прогиба и вызваны появлением поровых растворов и конденсата в проницаемых породах экструзивных риолитов и свободно циркули-

рующих пластовых и трещинных вод — за их пределами. Воздействие окисленного конденсата на породу приводило к их сернокислотному выщелачиванию, а остальные растворы вызывали смектитизацию вулканитов, принимаемую большинством исследователей за элювиальный процесс [10]. Состав гидротерм в зоне аргиллизации был наиболее контрастным по отношению к базальтам, чем к дацитами и риолитами. Растворы нивелировали их состав различной основностью, что выразилось, прежде всего, активной смектитизацией кислых вулканитов.

Наличие низкого термического градиента в Кушмурунском грабене в период посторогенной активизации имеет и другое важное следствие. Оно свидетельствует о невысоком значении теплового запаса палеовулканов. В быстром остывании гидротермальных растворов [4]. Это приводит к неширокому распространению кварц-поход. Повышенная щелочно-метальность вошпатовых и кварц-серпичитово-иолитов и дацитов способствовала (кварц-гидрослюдистых) метасоматизации щелочности растворов и то. Кроме того, быстрое остывание растворов способствует активной выщелачиванию, создавая, таким образом, условия для формирования (иногда полному) низкотемпературных фаз слабощелочную до нейтральной гиллизитов на высокотемпературных реду.

По представлениям Г. Т. Волостных [3], значительная по масштабам ар-личных метасоматических зон, что приводит к формированию промышленных скоплений [12] и В. И. Гугушвили [4].

В результате идеальная схема из всего прочего, большими массами нальности гидротермально изменяющихся гидротерм. Благоприятные условия для этого должны были заметно нарушена. За счет замещения гидрослюды глинистыми минералами кварц - гидрослюдисто - адуляровых тропических зон. Сказанное кварц - монтмориллонит-гидрослюдистое совпадает с наблюдениями автора, тая и кварц-каолинит-гидрослюдистое, что гидротермальная зоны не сохранились (трансформировались в Кушмурунском грабене вались), а монокварцевая и кварцевая в постоленинское время алуниновая — вообще не сформировалась (Т₂₋₃?), когда на всем Урале и сопря-лись ввиду низкого содержания сернистых соединений в растворах. Эти же условия способствовали возникновению принципно-значительное количество каолинитовую стадию от геосинклинали к плат-также обогащены баритом, гипсом, целестинном, пиритом, сфалеритом и т. д. Появлению смектитов на экзогенных процессах.



Подводя итог, можно констатировать следующее.

1. Установленные в Кушмурунском грабене процессы отражают особый этап жизни эпигерцинского пенеплена — тафрогенную (по В. Н. Соболевской) стадию его развития. Завершающим моментом эпигерогенного магматизма герцинской складчатости Урала является кислый экструзивный вулканизм, сопровождающийся активной гидротермальной деятельностью.

2. В постоленинское время (Т₂₋₃?) кислые экструзивные купола находились на гидротермальной стадии активности, в результате чего сформировалась метасоматическая зональность, зависящая не столько от состава родоначальных пород, сколько от эволюции растворов и условий их взаимодействия с вулканитами. В подошве вспененных риолитов и в зонах разломов центральных частей куполов на пути восхождения газо-гидротермального флюида формируются щелочные метасоматиты. В пемзовидных породах экструзивов выше уровня термальных вод образуются продукты сернокислотного выщелачивания. В краевых частях куполов и во вмещающих толщах развиваются аргиллизированные породы, с которыми ассоциируют месторождения бентонитовых глин.

3. В структурах типа Кушмурунского грабена возникают благоприятные условия не только для формирования

бентонитовых глин (при непереносимости наличия кислых экструзивных куполов типа Наурзумского), но и для их дальнейшей сохранности. Это открывает новое перспективное направление для прогнозов, поисков и разведки бентонитов и сопутствующего минерального сырья гидротермально-метасоматического типа в палеозойских и более молодых складчатых системах различных регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 118—128. (Тез. докл. Всесоюз. совещ.).
2. Борисов О. Г., Борисова В. Н. Экструзивы и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. — М.: Недра, 1972.
4. Гуцушвили В. И. Поствулканический процесс в древних островных дугах и интра-дуговых рифтах. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
5. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки/Ю. П. Масуренков, Н. В. Огородова, Н. Н. Зубин и др. М.: Наука, 1980.
6. Кислов Г. И., Башлев А. И., Суслов Ю. Элювиальные месторождения бентонитов. В кн.: Генетические типы и закономерности распределения месторождений бентонитов СССР. М., 1981, с. 105—125.
7. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
8. Коробов А. Д. Гидротермальная аргиллизация пермо-триасовых эффузивов Убасской структурно-фациальной зоны Туркского прогиба и ее роль в формировании бентонитов. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983.
9. Логинов В. П., Русин В. Л. Некоторые существенные различия пропилитизации регионального зеленокаменного метамorfизма в вулканогенных толщах геосинклиналей. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 171—183.
10. Михайлов Б. М. Геологическое строение Тургайского прогиба. Древняя кора выветривания. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 1, с. 156—166.
11. Михайлов Н. П. Эпигерогенный тафринез — заключительная стадия тектонотектонического цикла. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 43—53.
12. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектонотектонической активности. М.: Наука, 1980.
13. Ратеев М. А. Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах. — Литология и полезные ископаемые, 1979, № 5, с. 46—69.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.734(470.4+574.1)

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКАЯ (ВНИГНИ), Н. Б. ГИБШМАН (МИНГ),
С. П. МАКАРОВА, Н. С. ОВНАТАНОВА, Т. Н. МАРКОВА,
Т. Е. ЕРМОЛОВА (ВНИГНИ)

Стратиграфия девона северо-восточной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы

В последние годы в северо-восточной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы глубоким бурением вскрыты девонские отложения и установлена их нефтегазоносность. Для решения общих и региональных проблем стратиграфии этих отложений нами проведены комплексные литолого-палеонтологические исследования, использование результатов которых будет способствовать рациональному выбору направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Исследования проводились по разрезам скважин (рис. 1), большинство из которых расположены во внешней прибортовой зоне в пределах Бузулукской впадины на Зайкинской (скв. 555), Мирошкинской (скв. 501), Таловой (скв. 87), Долинной (скв. 101), Ташлинской (скв. 25), Косинской (скв. 113, 63) площадях, Соль-Илецкого выступа на Восточно-Кадашевской (скв. П-1), Филипповской (скв. 501), Бердянской (скв. 85) площадях и в районе Предуральского

прогиба на Предуральской (скв. 110) площади. Во внутренней прибортовой зоне девон изучен по разрезам скважин П-3 Рожковская, П-3 Явловская и 21, 23 Карачаганакские, которыми вскрыты лишь фаменские отложения, причем в скв. П-3 Рожковская установлено залегание породных на верхнем протерозое.

Расчленение разрезов девона на горизонты и свиты произведено по стратиграфической схеме, в основу которой положены утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) СССР унифицированные схемы Русской плиты и Урала [10, 13]. Уровни границ и объем многих отделов и ярусов этих схем не соответствуют таковым международной стратиграфической шкалы (МСШ). Их соотношения показаны на рис. 2. На основании решений, принятых международной подкомиссией по стратиграфии девона (МПСД), а также МСК, границы отделов и ярусов девона в настоящее время проводятся по указанным ниже уровням.

Граница между нижним и средним отделами девона, разделяющая эмский и эйфельский ярусы, проводится по основанию конодонтовой зоны *artitus*. В Веттельдорфском разрезе

Эйфельских горах, являющемся стратотипом этой границы, она проходит в верхней части хайсдорфских слоев, несколько ниже основания слоев Лаух. Примерное положение границы в рассматриваемых разрезах в связи с установлением зоны *partitus* в обнажениях бийского горизонта на Урале [3, 12] соответствует средней части этого горизонта. По брахиоподам этот уровень прослеживается в средней части зоны *Zdimir pseudoschirikus* — *Megastrophia uralensis*, которая охватывает койвенский и бийский горизонты [11], а по спорам близок к уровню нижней границы зоны *Periplecotriletes tortus* — *Capitosporites velatus*, фиксируемой внутри бийского горизонта [2].

Граница между эйфельским и жигулевским ярусами в типовых разрезах Эйфельских гор совпадает с основанием слоев Логх и пересекает конодонтовую зону *ensensis*. Трассирование границы по конодонтам [1] позволяет определить ее уровень в кров-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

ле афонинского и черноморского горизонтов, что соответствует основанию брахиоподовой зоны *Stringocephalus burtini*. Учитывается, что верхняя подзона зоны *ensensis* в разрезах Урала и Русской плиты не установлена, по видимому, она отсутствует.

Граница среднего и верхнего отделов девона и соответственно живетского и франского ярусов принята в основании зоны *Lower asymmetricus*. В стратотипе Фромелен она проходит внутри слоев Фран (F 2a), а на Русской плите совпадает с основанием саргаевского горизонта [9].

Границу франского и фаменского ярусов МПСД предложила проводить в основании средней подзоны *Palmitolepis triangularis*. В мелководных фациях она определяется по появлению *Icriodus iowaensis* Young et Pet. В бельгийском стратотипе граница соответствует основанию слоев Сензиль. В пределах Русской плиты этот уровень совпадает с основанием уметовских отложений, отсутствующих на большей части плиты.

Верхняя граница фаменского яруса, совпадающая с границей девонской и каменноугольной систем, на территории СССР и Западной Европы определялась неоднозначно. Международной рабочей группой [14] для поисков границы рекомендован уровень вблизи подошвы генозоны *Gattendorfia*, который по конодонтовой зональности определяется по появлению *Siphonodella sulcata* (Huddle). В бельгийском стратотипе [15] он проходит выше слоев этренъ и ниже слоев гас-тьер («Tn 1ba»). В центральных районах Русской плиты ему отвечает перерыв между озерско-хованским и малевским горизонтами, на Южном

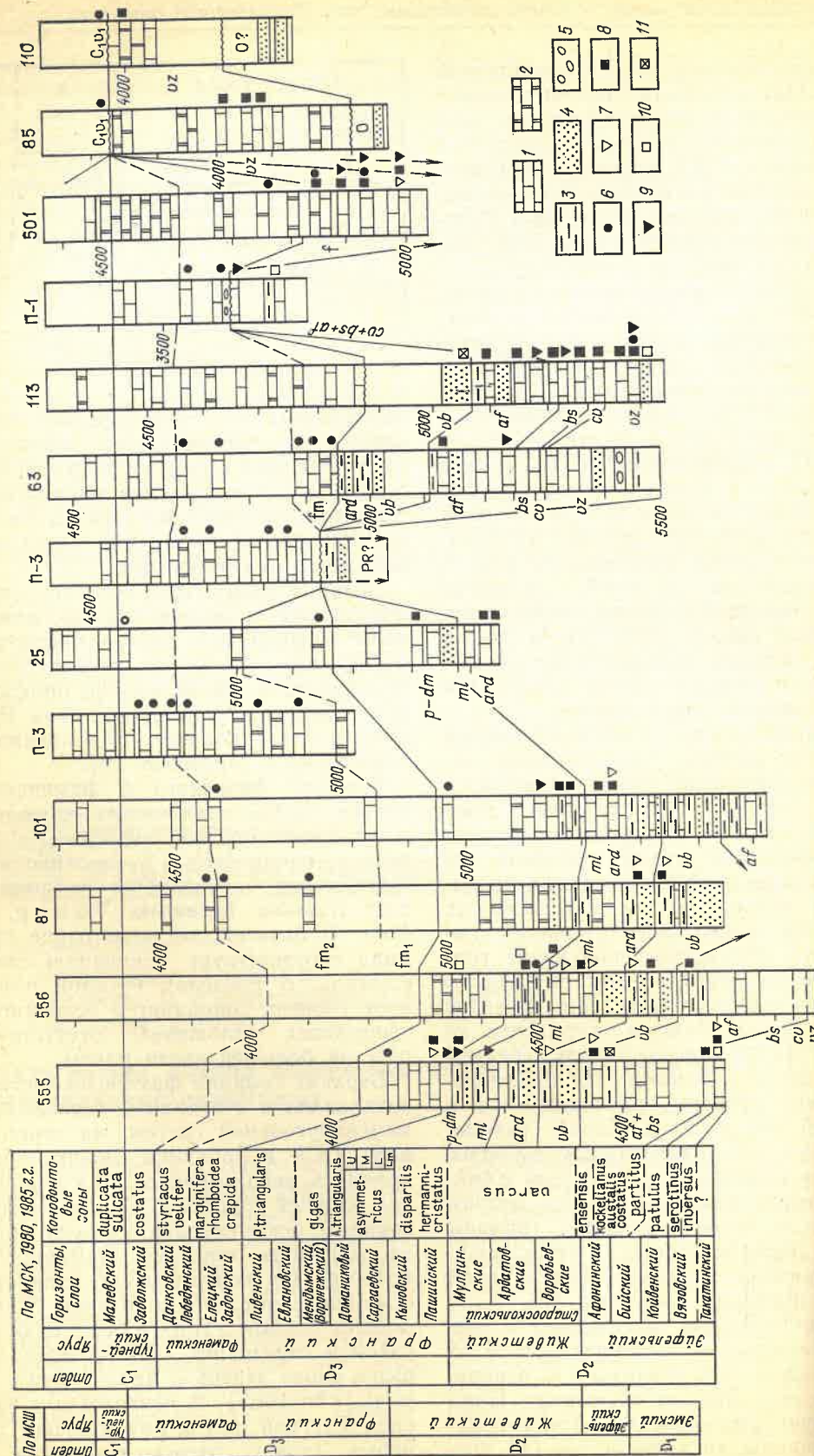


рис. 2. Схема корреляции девонских отложений северо-восточной прибортовой зоны Прикаспийской равнины

Изученные разрезы: скв. 555 Зайкинская, скв. 556
Анрошкинская, скв. 87 Таловая, скв. 101 Долинная,
кв. П-3 Павловская, скв. 25 Ташлинская, скв. П-3
Божковская, скв. 63 Кошинская, скв. 113 Кошин-

орале [6] — подошва гумеровского горизонта, в северной периферии Прикаспийской синеклизы кровля заволжского горизонта или кровля зоны *quasiendothyra kobeitusana* — *Q. kopensis* — *Q. dentata* [4].

Определения брахиопод произведены А. И. Ляшенко, остракод — Н. Марковой, фораминифер — И. Б. Гишман, В. Б. Хариной, кононотов — Н. С. Овнатановой, конионх — Г. П. Ляшенко, спор растений — В. П. Кирюхиной, А. Д. Архангельской.

Девонские отложения широко распространены на территории северо-восточной окраины Прикаспийской синеклизы. В восточных районах, приуроченных к Соль-Илецкому выступу, они с крупным стратиграфическим несогласием залегают на породах ордовика (скв. 85), юго-западнее — на ротерозойских (?) (скв. П-3 Рожковская) образованиях. Полнота разрезов девонских отложений, мощность литологический состав некоторых стратиграфических подразделений характеризуются значительной изменчивостью. Наиболее полные разрезы девона, включающие все три отдела, установлены в пределах Бузулукской падины, где их мощность составляет 80—920 м. Нижний отдел представлен лишь эмским ярусом, средний — ифельским и живетским, верхний — бранским и фаменским ярусами.

Из вскрытых горизонтов самым древним является вязовский, включающий ваяншинскую и вязовскую свиты. Отложения по спорам отвечают зоне *Retusotriletes clandestinus* — *R. absurdus* [2]. Они развиты, видимо, на всей рассматриваемой территории внешней прибортовой зоны вскрыты скв. 555, 556, П-3, П-1, 113, 13, 85, 110), но в большинстве скважин вскрыты неполностью, часто не подразделяются на свиты (см. рис. 2).

Мощность вязовско-ваняшкинских отложений в разрезе скв. 85 превышает 350 м, в разрезах, где она

вскрыта неполностью, составляет 30—150 м. Вязовско-ваньшкинская толща состоит из мелководно-морских карбонатных отложений. Наиболее полно она пройдена скв. 85 [8], где представлена в средней части известняками, в нижней и верхней — доломитами; в подошве толщи отмечаются прослои мергелей и песчаников. Известняки органогенно-детритовые, нередко водорослевые, остракодовые; доломиты вторичные, местами реликтовно-органогенные, кавернозные, прослоями глинистые, битуминозные.

Стратиграфическое положение карбонатной части этих отложений обосновано находками остракод, частично фораминифер, редких конодонтов, а терригенных пород — спор растений. Общий комплекс остракод содержит *Primitiopsella miranda* Pol., *Polenovella crassa* (Pol.), *Klavofabellina abunda* (Pol.), *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Knoxiella insERICA* Pol., *Cavellina indistincta* Pol., *Bairdia zujakovensis* Pol., *Healdianella passonia* Wills., *Carbonita grandis* Pol., *Reversocypris reversa* Pol. и др. (скв. 85, интервал 4004—4092 м; скв. 113, 5353—5359 м, скв. 555, 4670—4676 м), *Leperditicopida*, *Aparchitellina* cf. *irgislensis* Rozhd., *Cavellina indistincta* Pol., *Carbonita grandis* Pol. (скв. 110, 4045—4050 м, 4041—4045 м).

Из конодонтов обнаружены *Polygnathus* ex gr. *inversus* Klap. et John., *Neopanderosus* sp. (скв. 555, 4663—4670 м; скв. 113, 5346—5349 м; скв. П-1, 3690—3695 м). Споры *Retusotriletes absurdus* Tschibr. var. *spinosus* Tschibr., *R. clandestinus* Tschibr., *R. dictius* Tschibr., *Hymenozonotriletes endemicus* Tschibr. var. *vanjaschkinensis* Tschibr. и др. (скв. 113, 5346—5349 м; скв. П-1, 3682—3686 м) составляют комплекс спор зоны *Retusotriletes clandestinus* — *R. absurdus*. Фораминиферы *Parathurammina magna* Ant., *P. ex gr. graciosa* Pron., *P. graciosa* Pron., *R. breviradians* Reitl., *P. pojarkovi*

Zador, *P. aperturata* Pron., *Cribo-sphaeroides grandiporus* Pojark., *C. simplex* Reithl., *Polygonella irregulariformis* Zador. et Juf., *Auroria ferganensis* Pojark., *Ivdelina elongata* Mal. (скв. 113, 5325—5349 м) обнаруживают некоторое сходство с комплексом вязовского горизонта Урала.

Койвенский и бийский горизонты распространены на тех же площадях, что и нижележащие, исключая разрезы скв. 85 и 110, где предполагается залегание нижнего карбона на вязовско-ваняшкинской толще. Горизонты представлены известняками с прослоями доломитов, мергелей и аргиллитов мелководных и относительно глубоководных морских фаций. Граница между койвенским и бийским горизонтами в большинстве случаев проводится условно. В некоторых разрезах койвенский и бийский горизонты выделены по сопоставлению литологических и геофизических характеристик.

Из пород койвенского горизонта определены остракоды *Coeloenellina gabdjucovensis* Rozhd., *Aparchites auriculiferus* Rozhd., *Voronina inventa* Rozhd., *Birdsallela baschkirina* Rozhd., *Knoxella sykasensis* Rozhd., *Marginia lobanovensis* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *B. scaphula* Rozhd. (скв. 555, 4630—4670 м; скв. 113, 5280—5300 м).

Бийские отложения охарактеризованы комплексом остракод в составе *Coeloenellina testata* Pol., *Microcheilinella larionovae* Pol., *Newsomites notabilis* Pol., *Bairdia gerassimovi* Rozhd., *B. transversocostata* Rozhd., *Praepilatina praepilata* Rozhd. и др. (скв. 113, 5197—5259 м), *Aparchitellina decorata* Pol., *Bairdiocypris biesenbachi* Kromm., *Baschkirina ivanovae* Rozhd. (скв. 63, 5281—5285 м). Кроме того встречены конодонты *Icriodus stelcki* Chatt. (скв. 63, 5293—5301 м).

Афонинский горизонт широко распространен на рассматриваемой территории внешней прибортовой зоны (скв. 555, 556, 113, 63, П-1, 101, 85). На Зайкинской площади отложения представлены мелководными, преимущественно биогермными известняками с пачкой (мощностью 6—10 м)

терригенных пород в подошве и в бонатно-терригенных (50—60 м) кровле. Известняки в основном карбонатно-строматопоровые. На Миркинской площади горизонт имеет алогичное строение, но известняки ганогенно-детритовые, нередко миксернистые и глинистые. На Кошинской и Восточно-Карданловской площадях афонинский горизонт сложен относительно глубоководными радиоляриями, во-кониконхиевыми битуминозными, нередко глинистыми известняками.

В верхней части горизонта на Зайкинской, Долинной площадях карбонатно-терригенная пачка мощностью 45—63 м выделена в черноморские слои. Предполагается ее наличие и на Миркинской площади. Она представлена неравномерным переслаиванием аргиллитов, аргиллитов, песчаников (Ziegler, Klap. et John., *P. parawebbi* Chatt., *Coelocerodonthus klaprovi* Chatt. (5182—5236 м), отвечающие низам зон kockelianus — ensensis.

Из верхней части афонинского горизонта, отнесенной к черноморским слоям, в скв. 555 на глубине 444 м определены остракоды *Coeloenellina* sp., *Voronina* sp., *Gravia* sp., *Marginia accepta* Pol., *Dizygopleurella* ex gr. *eleganta* L. E. и *Criptophyllus* aff. *elongata* S. В западной и центральной частях рассматриваемой территории, от Зайкинской до Кошинской площади, афонинский горизонт расчленяется на воробьевский, ардатовские и муллинские слои (скв. 555, 556, 101). Скв. 87 остановлена бурением в верхах воробьевских слоев, в скв. 25 забой находился в ардатовских слоях. В скважинах 113, 63 предполагается наличие лишь воробьевского горизонта. В скважине 113, 63 предполагается наличие лишь воробьевского горизонта. В скважине 113, 63 предполагается наличие лишь воробьевского горизонта.

Из пород скв. П-1 (3613—3619 м) определены конодонты *Polygnathus* sp., *Chonetes* aff. *vorobjensis* Ljasch., *parawebbi* Chatt., распространенные в зоне kockelianus и нижней части зоны ensensis, что обосновывает принадлежность вмещающей толщи к верхам афонинского горизонта.

На Кошинской площади (скв. 113) афонинской толщ извлечены кониконхи [7] *Viriatellina afontiana* Ljasch., *V. sp.*, *Styliolina uralica* Ljasch., *Homoctenus infradomatus* G. Ljasch. (5077—5182 м), пелециподы *Buchiola* aff. *infradomatus* B. Nal., *Cheioptericus* aff. *glabra* Goldf., *Pterochenia* ex gr. *fragilis* all. (5093—5132 м), а также конодонты, сходные с найденными в скв. 63. В разрезе скв. 63 определены остракоды *Coeloenellina* sp., *Marginia* cf. *sculpta* Pol., *Samarella* sp., *Cavellina* sp. (5114—5121 м), комплекс пелеципод, аналогичный указанному выше, и конодонты *Polygnathus linguiformis alveolus* Wed., *Andorinellina* ex gr. *expansa* Uyeno и *Polygnathus xylus ensensis* Ziegler, Klap. et John., *P. parawebbi* Chatt. (5182—5236 м), отвечающие низам зон kockelianus — ensensis.

Для разрезов Бузулукской впадины характерны значительные мощности афонинского горизонта от 147 до 178 м (скв. 556). В Старооскольском горизонте, в отличие от нижележащих, распространен *Dizygopleurella* ex gr. *eleganta* L. E. и *Criptophyllus* aff. *elongata* S. В западной и центральной частях рассматриваемой территории, от Зайкинской до Кошинской площади, афонинский горизонт расчленяется на воробьевский, ардатовские и муллинские слои (скв. 555, 556, 101). Скв. 87 остановлена бурением в верхах воробьевских слоев, в скв. 25 забой находился в ардатовских слоях. В скважинах 113, 63 предполагается наличие лишь воробьевского горизонта. В скважине 113, 63 предполагается наличие лишь воробьевского горизонта.

Воробьевские слои представлены преимущественно терригенными песчаниками, алевритовыми породами. В верхней части прослеживаются маркирующие слои известняков, так называемый «шкаповский известняк», и пачка аргиллитов. Выделение воробьевских слоев обосновано находками брахиопод *Anarcestes laticeptatus* Verp. var. *contracta* Tjajz., *Novakia atomari* Bouček и *Chonetes* aff. *vorobjensis* Ljasch., *Spyridia* aff. *sokolovae* Ljasch., *Spyridia* ex gr. *bifidaeformis* (Tschern.) (скв. 556, 4687—4682 м), *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Lingula* ex gr. *orbicularis* Ljasch., *Desquamata* cf.

zonata Schnur. (скв. 555, 4008—4398 м). Встреченные здесь остракоды *Coeloenellina parva* Pol., *Prybylites elatensis* Pol., *Amphissites pulcher* Pol., *Marginia sculpta* var. *multicostata* Pol., *Eulanella subalveolata* Pol., *Monoceratina sublimis* Pol., *Eurichilina mirabilis* Pol., *Jenningsina posneri* Pol., *C. salebrosa* Logv., *Healdianella distincta* Pol., *Acratia integra* Pol., *Macrocheilinella mandelstami* Pol. и др. распространены по всему живетскому ярусу. Редкие конодонты, из которых определены *Polygnathus* ex gr. *timorensis* Ziegler, Klap. et John. (скв. 555, 4268—4273 м), также свидетельствуют о живетском возрасте вмещающих пород.

На Кошинской площади воробьевские слои выделены на основании сопоставления литологического состава пород и каротажных диаграмм с данными по разрезам близлежащих скважин южной и юго-западной частей Бузулукской впадины, а также анализа распределения мощности отложений. Разрез представлен толщей переслаивающихся песчаников, алевритов, реже аргиллитов. Ранее эта толща одними исследователями относилась к франскому ярусу в составе всех его горизонтов, другими — к ольховским слоям основания живетского яруса. Из нижней части толщи (скв. 113, 5025—5040 м) извлечены остатки спор растений очень плохой сохранности, часть из которых можно было определить со знаком cf. или aff. Среди них содержатся единичные виды *Hymenozonotriletes* cf. *monogrammos* Archang., *H. cf. langii* (Eisenack), распространенные как в афонинском, так и в низах старооскольских отложений. В большом количестве встречены *Archaeozonotriletes* cf. *magnificus* (McGregor), что характерно для старооскольского горизонта живетского яруса. Кроме того присутствуют очень крупные споры подгрупп *Stenozonotriletes* Naum. или *Archaeozonotriletes* Naum., а также *A. cf. extensus* Naum., *Hymenozonotriletes* cf. *praetervisus* Naum., *Lophotriletes* aff. *scurrus* Naum., *L. muninensis* (Allen), *Retusotriletes* cf. ? *verrucosus* Naum., *R. aff. raisae* Tschibr., *Archaeotriletes* sp. и др.

Плохая сохранность спор не позволяет с полной определенностью датировать вмещающие их породы. Можно лишь отметить, что комплекс спор отличается от известного из воробьевских слоев обычного объема видовым составом, в том числе наличием некоторых спор, сходных с распространенными в нижележащих отложениях. Присутствие перечисленных выше видов не противоречит условной корреляции толщи с воробьевскими слоями. Мощность воробьевских слоев прибортовой зоны возрастает с северо-запада на юго-восток от 72 м (скв. 555) до 137 м (скв. 101) и 158 м (скв. 113).

Ардатовские слои развиты на тех же площадях, что и нижележащие. На Кошинской площади предполагается лишь наличие их нижней части, которая несогласно перекрыта фаменскими отложениями. В большинстве разрезов нижняя часть слоев сложена в основном терригенными породами, представленными переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и глинистых известняков. В верхней части преобладают известняки темноцветные пелитоморфные, неравнозернистые, глинистые, битуминозные, образующие маркирующую пачку «средний известняк».

Из кернов ардатовских слоев определены остракоды *Coeloenellina parva* Pol., *Jenningsina posneri* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *Bairdia plicatula* Pol. и др. (скв. 556, 4566—4576 м), *Zaborovia obscura* Pol., *Samarrella crassa* Pol., *Orthocypris subparallela* Pol. (скв. 101, 5235—5253 м; скв. 87, 5320—5330 м), а также виды, распространенные в пределах старооскольского горизонта. В скв. 556 (4545—4566 м, 4576—4597 м) найдены брахиоподы *Spynatrypa* ex gr. *bifidaeformis* Tsch., *Sp. communis* Ljasch., *Emanuella pachyrincha* Vern., *Stropheodonta rossica* Ljasch., в скв. 87 (5375—5385 м) — *Stropheodonta* aff. *vorobjensis* Ljasch., *Rugosochonetes rugosus* Ljasch. Мощность ардатовских слоев 93—99 м.

Муллинские слои выделяются в тех же разрезах, что и ардатовские. Литологический состав их изменяется по

площади. В наиболее полно палеонтологически охарактеризованном разрезе скв. 556 они представлены толщей переслаивающихся темно-серых почти черных известняков, мергелей аргиллитов. Здесь определены брахиоподы *Chonetipustula samarica* Ljasch., *Schizophoria samarica* Ljasch., *Spynatrypa rossica* Ljasch., *Corbicularia orbicula* Ljasch., *Stropheodonta rossica* Ljasch., *Athyris alabjensis* Ljasch., *Productella* cf. *kinelensis* Ljasch. и др. (4501—4545), остракоды *Selibratina curta* Pol., *Uchtovia abundans* Pol., *Cryptophylus oskolensis* (Sam.) Pol. В скв. 101 к муллинским слоям положительно отнесена толща вторичных доломитов (мощностью 32 м светло-серых и буровато-серых (не так насыщенных), разнокристаллических, кавернозно-пористых. Общая мощность муллинских слоев 32—54 м.

Вышележащий пашийский горизонт представлен (скв. 555, 556, 87, 101, 25) толщей переслаивающихся аргиллитов, алевролитов с прослоями песчаников и мергелей мощностью 9—23 м. Возраст толщи обоснован находками спор растений и остракод. В разрезе скв. 556 (4479—4497 м) определены споры *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., *Acanthotriletes dentatus* Naum., *A. uncinatus* Naum., *A. eximius* Naum., *Dictyotriletes perlotus* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum. и др., составляющие комплекс, характерный для верхнепашийских — нижнекыновских отложений. Из карбонатных прослоев этого разреза (4491—4499 м) установлены остракоды *Uchtovia* sp., *Newsomites* naum. Rozhd., *N. multicavus* Rozhd., скв. 101 (5182—5190 м) — *Uchtovia polenovae* Eg., *Eridoconcha* sp.

До последнего времени комплекс остракод из пашийских отложений не были известны. Интересно, что в *Uchtovia polenovae* Eg. впервые описан из пестроцветных слоев верхнего девона Тимана и широко развит в кыновских отложениях Русской плиты. Практически все перечисленные виды остракод известны из кыновских отложений Русской плиты и из нижнешигровских слоев Самарской Луки.

Верхняя граница пашийского горизонта проводится по подошве маркирующего карбонатного пласта, называемого «нижнекыновским известняком» (на каротажных кривых — репер «кинжал») и охарактеризованного кыновским комплексом остракод.

Кыновский горизонт распространен на тех же площадях, что и нижележащий пашийский, и представлен карбонатными и глинистыми отложениями, соотношение которых меняется в разных фациальных зонах. В скв. 555 (4208—4225 м) в нижней части горизонта развиты преимущественно алевролиты светло-серые кварцевые, разномзернистые, неравномерно переслаивающиеся с аргиллитами, реже мергелями, известняками (в подошве). В верхней части залегает пласт известняка, в котором определены брахиоподы (4212—4217 м) *Productella subaculeata* Murch., *Lingula rectangularis* Ljasch. и остракоды *Microcheillina inclinata* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., *Eridoconcha tschistopolensis* Schewt., *Indivisia schigrovskensis* Pol., *Bairdia kynovensis* Pol.

В разрезах скв. 556, 101, 25 в подошве и кровле горизонта отмечаются серые и темно-серые микротонкозернистые известняки, в средней части — переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты с прослоями кониконхевых известняков и тонкозернистых сидеритов.

Из основания толщи определены брахиоподы *Lingula* cf. *samarica* Batr., *L. ex gr. orbicularis* Batr., *L. cardiformis* El. et Iv. (скв. 25, 5339—5354 м), остракоды *Uchtovia* sp., *Indivisia schigrovskensis* Pol., *Ortocypris parilis* Rozhd. (скв. 556, 4479—4486 м), а также *Uchtovia polenovae* Eg., *Eridoconcha* ex gr. *tschistopolensis* Schewt., *Ortocypris parilis* Rozhd. (скв. 101, 5182—5190 м). Кониконхи представлены видами *Homotenus kikinensis* G. Ljasch., *H. tikhyi* G. Ljasch. (скв. 25, 5332—5336 м). В скв. 556 (4479—4497 м) из аргиллитов средней части горизонта выявлены споры *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. micromanifestus* Naum. var. *acanthus* Tschibr., *A. basilaris* Naum., *A. no-*

tatus Naum., *A. retiformis* Naum., *A. optivus* Tsch., *Hymenozonotriletes spinosus* Naum., *H. krestovnikovi* Naum., *H. polyacantus* Naum., *Acanthotriletes eximius* Naum., *Samarisporites triangulatus* Allen, *S. inusitatus* Allen.

Саргаевский горизонт выделен условно. Представлен карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями, в районе Таловой и Долинной площадей предполагается терригенный их состав. Мощность горизонта 4—6 м. В скв. 101 (5173—5182 м) встречен вид *Bairdia multiforis* Rozhd. Верхняя граница горизонта проводится по смене низких значений кажущегося сопротивления (КС) высокими.

Доманиковский горизонт представлен морскими мелководными и относительно глубоководными отложениями мощностью 7—12 м. В скв. 555 разрез слагают известняки органогенно-детритовые, участками водорослевые, прослоями глинистые, доломитизированные. Отнесению этой толщи к доманиковому горизонту не противоречат находки конодонтов *Polygnathus normalis* Mil. et Young. (скв. 555, 4186—4194 м) и фораминифер *Nodosaria micra* Byk, *N. insignis* (Koppl) (скв. 4194—4202 м). Интересный комплекс конодонтов извлечен из пород доманикового горизонта в скв. 101 (5142—5151 м). Он включает *Ancyrodella nodosa* Ulr. et B., *A. buckeyensis* St., *Palmatolepis punctatus* (Hinde), *P. ex gr. transitans* Mull., а также *Polygnathus pollocki* Dr., типичные для мелководных фаций. В целом комплекс характерен для верхов доманикового (зона *A. triangularis*) или низов мендымского (зона *P. gigas*) горизонтов. Однако отсутствие в комплексе видов, входящих только в состав зонального комплекса *gigas*, и максимальное развитие в нем видов *Polygnathus pollocki* Dr. позволяют отнести вмещающую толщу скорее всего к зоне *Ancyrognathus triangularis*, т. е. к верхней части доманикового горизонта.

В разрезе скв. 25 горизонт представлен кремнисто-глинисто-карбонатными битуминозными отложениями и охарактеризован типичными для доманиковой фации кониконхами *Stylio-*

lina domanicensis G. Ljasch., *Homotenus krestovnikovi* G. Ljasch. (5312—5318 м). Верхняя граница доманикового горизонта установлена в разрезе скв. 555 (Зайкинская площадь).

Вышележащая наддоманиковая часть (от подошвы мендымского горизонта до границы с задонско-елецкими отложениями) в разрезах Таловой, Долинной, Ташлинской и Филипповской площадей имеет однотипное строение. В нижней части выделяется глинисто-карбонатная, или алевроито-глинистая толща мощностью 10—30 м, которая выше по разрезу сменяется вторичными кавернозно-пористыми доломитами и биогермными, преимущественно водорослевыми известняками. Мощность толщи варьирует от 165 до 212 м. Возраст ее обоснован находками в нижней части конодонтов *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *P. subrecta* Mill. et Young., *P. foliacea* Young., *Polygnathus brevis* Mill. et Young., характерных для зоны *Palmatolepis gigas* (скв. 501, 4984—5000 м), и брахиопод *Pugnax limula* Ljasch., *Reticulariopsis pachyrinchus* Vern., *Emanuella* cf. *tumida* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., *Carinata* ex gr. *localis* Khod. (скв. 555, 4148—4150 и 4164—4191 м).

Выделению мендымских отложений не противоречат находки в низах толщи позднефранских остракод *Bairdia* ex gr. *quarziana* Eg., *B. aff. zigulensis* Pol., *B. aff. jabaeformis* Pol., *B. kelleri* Eg., *B. simensis* Rozhd. (скв. 555, 4145—4186 м) и *Entomozoa* aff. *spiralis* Pol., *E. accurata* Pol., *E. aff. schmidtii* Mart., *Franglinella jaregae* Mart. (скв. 501, 4974—5000 м).

Надмендымская часть франского яруса представлена темно-серыми, сферово-сгустковыми, доломитизированными известняками, содержащими фораминиферы *Nodosaria evlanensis* (Lip.), характерные для евлановско-ливинских отложений (скв. 25, 5246—5247 м). Возраст толщи установлен по находкам брахиопод *Productella evlanensis* Nal., *Tenticospirifer* ex gr. *markovski* Nal., *Theodossia* ex gr. *evlanensis* Nal. и др., характерных для евлановских отложений (скв. 556, 4341—4348 м). В средней части тол-

щи определены остракоды *Aparchites crassus* Pol., *Gravia dentata* Pol., *Bekenella adrianovae* Pol., *Bairdia quarziana* Eg., *B. irregularis* Pol., *B. simensis* Rozhd., *Acratia evlanensis* Eg. (скв. 556, 4319—4353 м), характерные для надмендымской части верхнего франа восточного субрегиона Восточно-Европейской платформы. Такой интерпретации не противоречат и находки спор растений *Acanthotrites* cf. *excisus* Naum., *A. cf. uncutus* Naum., *Archaeozonotriletes* cf. *basilaris* Naum., *Lophozonotriletes* cf. *grumosus* Naum. (скв. 556, 4348—4355 м), а также остракод *Bairdia* cf. *quarziana* Eg., *B. cf. simensis* Rozhd., *B. cf. raabena* Eg. (скв. 101, 4949—4957 м).

Отложения фаменского яруса широко распространены на рассматриваемой территории (см. рис. 1). По фораминиферам и остракодам в фаменском ярусе обособляются нижний и верхний подъярусы. Граница между ними определяется по появлению эндотироид. Нижний подъярус отвечает горизонту с паратураминами Урала (Б. И. Чувазов, 1965 г.) и выделяется в качестве местной зоны *Parathurammina dagmarae*. Верхний подъярус с учетом общеизвестной последовательности фораминифер Франко-Бельгийского бассейна [15], Южного Урала [6] и Тимано-Печорского региона [5] расчленяется на три фораминиферовые зоны — *Eoquasiendothyra bella*, *Eoendothyra communis* — *E. regularis*, *Quasiendothyra kobetusana* — *Q. konensis* — *Q. dentata*. Границы между зонами верхнего подъяруса определяется по появлению индексных видов. Выделение горизонтов Русской плиты и установление их соотношения с зонами фораминифер Прикаспийской синеклизы [4] встречает большие трудности и имеет условный характер.

Зона *Parathurammina dagmarae* (задонский ? и елецкий ? горизонты) изучена по керну скв. 63 и 113. Отсутствие установлено в разрезе скв. П-3 Рожковская и П-1. Отложения зоны представлены доломитами темно-серыми и черными, плотными мелкокристаллическими, неравномерно перекристаллизованными, битуминозными, с прослоями тонкоплитч-

тых, гидрослюдистых аргиллитов. Породы комковато-сгустковые и сферово-неясносгустковые, пелитоморфно-микрозернистые, с редкими кальцитовыми трещинами и глинистыми стилолитами. Возраст пород определен по фораминиферам. Среди них планктонные формы представлены видами *Parathurammina dagmarae* Sul., *P. tuberculata* Lip., *P. brevirostris* Reittl., *P. crassithec* Antrop., бентосные — *Parathurammina turgida* Tschuv., *P. monstrata* Tschuv., *P. suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Lip., *P. paulis* Byk. (скв. 63, 4911—4937 м, 4878—4894 м; скв. 113, 4870—4875 м, 4812—4822, 4760—4765 м). Аналогичное соотношение бентосных и планктонных фораминифер наблюдается в нижнефаменских отложениях Урала (Б. И. Чувазов, 1965 г.).

Зона *Eoquasiendothyra bella* (данковский ? и лебедянский ? горизонты) распространена повсеместно, за исключением некоторых восточных разрезов (см. рис. 1). Для нее характерна фациальная неоднородность по площади. На западе (скв. П-3 Павловская) разрез составляют доломиты серые, плотные, массивные, кавернозные и известняки доломитовые реликтово-органогенные, с линзами темно-серых биоморфных водорослевых известняков. Выше по разрезу (4773—4778 м) доломиты замещаются известняками темно-серыми и черными, плотными, массивными, биоморфными и биоморфнодетритовыми, переходящими в сгустково-комковатые и комковато-детритовые. Зона *E. bella* состоит из трех последовательных слоев с фауной — слой с *E. bella* (4930—4935 м), слой с *Septatourayella potensa* (4773—4778 м) и слой с *Eoendothyra evoluta* (4738—4744 м). Комплекс зон включает виды: *Septatourayella krauserae* Lip., *S. potensa* Durk., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *S. compressa* Lip., *Eoquasiendothyra bella* (N. Tschern.), *Eoendothyra evoluta* Durk., *E. praeturbida* Durk. Здесь же обнаружены остракоды (определения И. Д. Ткачевой) *Bairdia tumidosa* Rozhd., *Kloedenelletina* ex gr. *triceratina* Tschig. (4773—4778 м) и *Knoxiella* cf. *vilvenensis* Tschig. (4738—4744 м). В скв. 113 (4550—4750 м) в син-

хронных отложениях встречены породы близкого литологического состава. Комплекс фораминифер представлен преимущественно бентосными однокамерными фораминиферами *Parathurammina suleimanovi* Lip. и редкими *Septatourayella* aff. *lebedevae* Rojark., *Paracaligella antropovi* (Lip.). Наряду с фораминиферами присутствуют кальцисферы *Radiosphaera basilica* Reittl., *R. ponderosa* Reittl., *Sphaerella mirabilis* Reittl. (4715—4718 м, 4660—4664 м, 4603—4608 м, 4560—4563 м).

В скв. 63 (4675—4875 м) одновозрастные отложения слагают известняки серые и темно-серые, сферово-сгустково-комковатые, местами биоморфные (водорослевые), пелитоморфно-микрозернистые, перекристаллизованные и доломитизированные. Возраст отложений определен по фораминиферам *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *S. compressa* Lip., *Eoquasiendothyra bella* (N. Tschern.), *Eoendothyra evoluta* Durk., *E. praeturbida* Durk. Кроме того найдены остракоды *Kloedenelletina* aff. *kuleshowskensis* Tschig., *Bairdia* aff. *perfidelis* Lob. (4445—4451 м, 4681—4687 м).

Иной тип разреза установлен в скв. П-3 Рожковская. Здесь наблюдаются доломитовые известняки микрозернистые, с включениями сульфатов. В них отмечаются многочисленные кальцисферы *Radiosphaera basilica* Reittl., *R. irregularis* Reittl., *Asterosphaera pulchra* Reittl., *Calcisphaera plavskensis* Reittl., *C. transporanta* Reittl., *C. rara* Reittl., *Sphaerella mirabilis* Reittl., *Polyderma* sp. (4742—4872 м). Выше по разрезу с глубины 4725 м залегают известняки серые комковато-биоморфно-детритовые и реликтово-биоморфные. Обращает на себя внимание смена кальцисфер водорослями *Kamaena* sp. Среди фораминифер присутствуют *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Vicinesphaera squalida* Antrop., *Archaeosphaera minima* Lip., *A. crassa* Lip. (4695—4722 м, 4642—4672 м). Возраст зоны *E. bella* на основании корреляции с последовательностью фораминифер Франко-Бельгийского бассейна — Fa 2a [15].

Зона *Eoendothyra communis* — *E. regularis* (нижняя часть заволжского ? горизонта) по керну большинства скважин характеризуется однородным литологическим составом (см. рис. 1) и содержит однозначный комплекс фораминифер. Она представлена биоморфными, биоморфно-детритовыми и комковато-детритовыми известняками. Ассоциация фораминифер наряду с видами предшествующей зоны содержит *Eoendothyra communis* (Raus), *E. venusta* Durk., *E. regularis* (Lip.), *E. turbida* Durk., *Latendothyra* ex gr. *cancavacammerata* Lip. Зона *E. communis* — *E. regularis* по конодонтовой последовательности Южного Урала [6] может быть сопоставлена с зонами *P. postera* — *P. expansa*. По зональности фораминифер Франко-Бельгийского бассейна возраст отложений отвечает середине позднего фамена — Fa 2bc (слои кондзор и низы эпинетт).

Зона *Quasiendothyra kobeitusana* — *Q. konensis* — *Q. dentata* (верхняя часть заволжского ? горизонта) состоит из трех последовательных слоев — *Q. kobeitusana*, *Q. konensis* и *Q. dentata*. В полном стратиграфическом объеме по керну она зафиксирована в скв. П-3 Павловская (4625—4675 м) и П-2 Чинаревская. Во всех остальных разрезах керном опробованы или только слои с *Q. kobeitusana* (П-3 Рожковская, Кошинская-113) или слои с *Q. kobeitusana* и *Q. konensis* (Кошинская-63). Разрез составляют известняки серые, темно-серые и черные, плотные, массивные, биоморфные, мелкодетритовые, биоморфно-сгустковые, нередко перекристаллизованные. Комплекс фораминифер включает все виды предшествующих зон и обогащается *Q. ex gr. kobeitusana* (Raus.), *G. kobeitusana* (Raus.), *Q. ex gr. konensis* Leb., *Q. konensis* Leb., *Q. dentata* (Durk.).

По конодонтовой зональности Южного Урала [6] эта зона, возможно, отвечает верхней части местной зоны *B. jugosus* и слоями *P. vogesi* зоны *Ps. trigonicus*. По зональности фораминифер Франко-Бельгийского бассейна отложения могут датироваться верхами позднего фамена — Fa 2d — низами турне — Tn 1a (слои этренъ).

Проведенные исследования позво-

лили получить следующие основные результаты.

1. Увязаны региональные и международные стратиграфические подразделения, существенно уточнены объемы отделов и ярусов девона в пределах северо-восточной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы.

2. Фамен расчленен на фораминиферовые зоны, которые условно сопоставлены со стратиграфическими региональными подразделениями.

3. При расчленении и корреляции разрезов девона выявлено, что их пологота характеризуется значительной изменчивостью по простиранию.

4. Наиболее полные разрезы девона в объеме верхней части нижнего, среднего и верхнего отделов зафиксированы в пределах Бузулукской впадины. На Кошинском валу установлен перерыв в осадконакоплении объема франского и верхней части живетского яруса. На остальной территории амплитуда перерыва возрастает: в пределах Соль-Илецкого воступа в одних разрезах выпадают живетский, франский и низы фаменского яруса, в других отсутствует и верхний фамен; на Рожковском выступе девонские отложения представлены лишь верхним фаменом, залегающим на протерозое.

5. В северо-западной части рассматриваемой территории отмечены значительные мощности афонинских, вробьевских и ардатовских отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. А., Овнатанова И. С. О возрасте мосоловских и чернойарских отложений Русской платформы по конодонтам. — В кн.: Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М., 1985, с. 165—172.
2. Архангельская А. Д. К уточнению границ отделов, ярусов и погоризонтной международной корреляции нижней части девона на Русской платформе. — В кн.: Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М., 1985, с. 173—177.
3. Барышев В. Н. Конодонты среднего девона западного склона Южного Урала. В кн.: Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. Уфа, 1983, с. 19—20.
4. Гишман Н. Б. Фораминиферы и границы девона и карбона в закрытых регионах (Прикаспийская синеклиза). — В кн.: Граница девона и карбона на территории СССР. Минск, 1986, с. 36—37.
5. Дуркина А. В., Кушнарёва Т. И., Хамбаджа В. Г. Зональное расчленение

него девона и пограничных с карбоном слоев Печорской синеклизы. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 56—68.

6. Кочеткова Н. М., Рейтлингер Е. А., Пазухин В. Н. Граница девона и карбона на Южном Урале. — В кн.: Граница девона и карбона на территории СССР. Минск, 1986, с. 173—176.
7. Ляшенко Г. П. Значение кониконх для нефтяной геологии. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы. М., 1984, с. 29—34.
8. Нижнезифельские отложения Оренбургской области/С. П. Макарова, Т. Н. Маркова, В. П. Кирюхина, А. Д. Архангельская. — Геология нефти и газа, 1983, № 5, с. 52—55.
9. Овнатанова Н. С., Кононова Л. И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений европейской части СССР по конодонтам. — Сов. геология, 1984, № 8, с. 32—42.
10. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфи-

ческих схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л.: Недра, 1985.

11. Ржонсницкая М. А. Основные проблемы стратиграфии девона Советского Союза. — Сов. геология, 1986, № 3, с. 53—65.
12. Стратиграфия нижнего и среднего девона западного склона Южного Урала/В. А. Маслов, А. Н. Абрамова, В. Н. Барышев и др. — В кн.: Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. Уфа, 1983, с. 7—9.
13. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980.
14. Paproth E., Streel M. In: Search of a Devonian — Carboniferous boundary. Episodes, 1985, vol. 8, N 2, p. 110—111.
15. Sedimentological and palaeontological atlas of the Famennian and Tournaisian deposits in the Omolon region (NE—USSR)/N. A. Shilo, J. Bouckaert, G. A. Afanasjeva et al. Ann. Soc. Geol., 1984, vol. 107, p. 137—247.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.241(470.5)

П. С. РЕВЯКИН (ЦНИГРИ)

Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала

Строение земной коры эвгеосинклинальных зон Урала рассматривается на основании результатов цифровой обработки гравитационного и магнитного полей Урала, а также данных ГСЗ [1, 5, 6]. Материалы обрабатывались на ЭВМ с помощью системы РЕГИО, построенной по модульному принципу и отличающейся гибкостью функциональных связей и возможностью контроля ввода и вывода числовой и графической информации на любом уровне.

Схема обработки предусматривала: построение числовых матриц — МН (Южный Урал), ОП (Средний и Северный Урал) и КУ (Приполярный Урал) — гравитационного и магнитного полей и запись их на машинные носители ЭВМ ЕС 10-3 с применением модулей ввода и контроля вводимой информации; анализ компонентности полей с применением модулей автокорреляционного и спектрального анализов; преобразование полей в верхнее и нижнее полупространство,

построение объемных структур полей; интерпретацию гравитационного и магнитного полей итерационным (аппроксимационным) методом по разрезам ГСЗ и МОВ с целью уточнения положения границ раздела земной коры, а также ее плотности и намагниченности, построения соответствующих физико-параметрических моделей (ФПМ) коры и детализации структурного строения ее верхних ярусов; корреляционный анализ и решение уравнений регрессии, аппроксимирующих связь положения границ раздела коры и соответствующих им составляющих гравитационного и магнитного полей; построение границ раздела коры с выводом информации на графопостроитель; вычисление с применением соответствующих модулей средней плотности пород коры и гидростатической нагрузки на поверхность Мохоровичича, аномалий изостатической скомпенсированности (изостатических аномалий силы тяжести, процента перекомпенсации) с выводом

Структура	H_{M1} , км	H_B , км	D_B , км	h_{KB} , км	K_0/K_0'	σ_{cp} , г/см ³	P_{M1} , 10 ⁸ , Па	$\Delta g_{гг}$, усл. ед.
Эвгеосинклиналь Уральской рифтовой системы								
на океанической коре								
Войкарская	46—50	10—12	32—38	8—12	0,7/0,95	2,89—2,94	14,5—12,5	10
Тагильская	44—48	12—16	28—34	8—16	0,67/0,98	2,88—2,92	13,5—12,5	6—10
Западно-Мугуджарская	46—50	12—16	30—38	10—16	0,70/0,97	2,89—2,94	15—13	8—10
на океанической и переходной коре								
Западно-Магнитогорская	44—48	14—20	24—34	4—16	0,63/1—0,63	2,86—2,90	14—12,5	8—10
Восточно-Магнитогорская	44—48	16—20	24—32	6—16	0,60/1—0,68	2,86—2,90	14—12,5	6—10
Эвгеосинклинальные прогибы Урало-Тобольского континентального блока								
Тартулинский	42—44	18—20	22—24	1—8	0,53/0,65	2,84—2,86	13—12	4—5
Бурукталинский	44—46	18—20	24—26	2—12	0,55/0,71	2,86—2,88	13—12,5	2—4
Иргизский	46—50	18—20	26—30	4—12	0,58/0,75	2,88—2,92	14—13,5	2—6
Эвгеосинклинальные комплексы в аллохтонном залегании								
Краинский	44	22	22	1—4	0,5/—	2,86	12	6
Медногорский	46—48	20—24	22—26	0—5	0,5/—	2,86—2,88	13,5—12,5	4—8
Денсовский	44—46	20	24—26	4—6	0,55/0,66	2,84—2,88	13—12,5	0—2
Срединные массивы Урало-Тобольского блока континентальной докембрийской коры								
Восточно-Уральский	38—46	22—24	16—22	1	0,47/—	2,84—2,86	12,5—11	0—6
Зауральский	40—46	20—24	20—22	—	—	2,84—2,86	12,5—11	0—2
Платформенные области (плиты)								
Русская (перикратонная область)	40—42	20	20—22	—	0,51/—	2,84—2,86	12,5—11	0—(—4)
Западно-Сибирская (переходная область)	42	20	22	—	0,52/—	2,85—2,86	11,5	0—(—2)
Валерьяновский вулканоплутонический пояс	44—46	20—22	22—24	—	0,50/—	2,85—2,88	12,5—11,5	0—(—1)

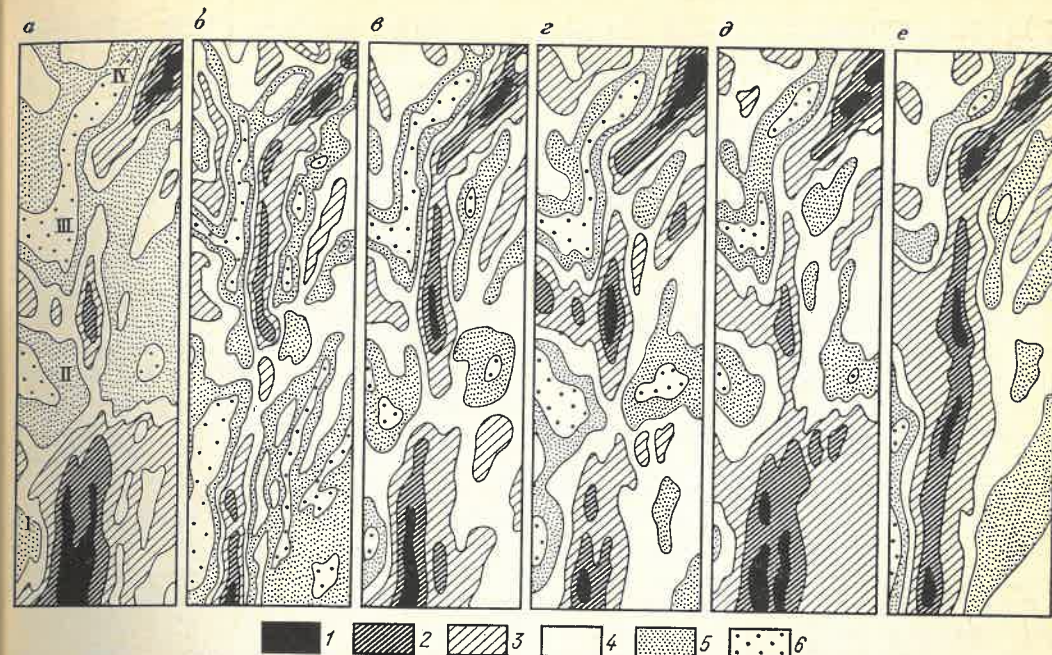


Рис. 1. Изменчивость параметров земной коры Урала
а — мощность коры (до поверхности M_1), км: 1 — более 48, 2 — 46—48, 3 — 44—46, 4 — 42—44, 5 — 38—42, 6 — менее 38; б — глубина залегания поверхности гранулит-базитового слоя, км: 1 — менее 14, 2 — 14—16, 3 — 16—18, 4 — 18—20, 5 — 20—22, 6 — более 22; в — мощность гранулит-базитового слоя, км: 1 — более 32, 2 — 28—32, 3 — 20—28, 4 — 14—20, 5 — 16—20, 6 — менее 16; г — средняя плотность земной коры, г/см³: 1 — более 2,92, 2 — 2,9—2,92, 3 — 2,88—2,9, 4 — 2,86—2,88, 5 — 2,84—2,86, 6 — менее 2,84; д — гидростатическое давление на поверхность M_1 , 10⁸ Па: 1 — более 14, 2 — 13—14, 3 — 12—13, 4 — 11—12, 5 — 10—11, 6 — менее 10; е — интенсивность изостатической аномалии силы тяжести в редукции Граф-Хантера, усл. ед.: 1 — более 10, 2 — 10—8, 3 — 8—4, 4 — 4—2, 5 — 2—0, 6 — менее 0; 1 — Южный Урал, II — Средний Урал, III — Северный Урал, IV — Полярный Урал

полученной информации на графопо-
строитель; вычисление аномалий си-
лы тяжести в редукции Фая, глубин-
ных аномалий от плотностных неоднородностей верхней мантии и др. [9].
Глубины залегания границ раздела коры и ее физические параметры вы-
числялись для всей территории Урала с плотностью 1 пункт на 100 км² (10×10 км), а для западного склона Урала и восточного склона Южного Урала 1 пункт на 25 км² (5×5 км). Такая методика обеспечила: необходи-
мую комплексность использования геофизических данных; вычисление большого числа параметров, характери-
зующих строение и физическое состояние земной коры и их равномерность по всей исследуемой террито-
рии; повторяемость числового резуль-
тативного материала. Все это существенно отличает настоящую работу от опубликованных ранее [1, 2, 8].
Работа написана по материалам структурно-формационного анализа и прогнозирования месторождений цвет-
ных металлов, выполненных в
4 Советская геология № 5 — 1987 г.

ЦНИГРИ в 1978—1985 гг. для терри-
тории эвгеосинклинального Урала.
В качестве теоретической основы структурно-формационного райониро-
вания эвгеосинклиналей использованы работы [4, 7].
Дадим краткую характеристику ос-
новных параметров коры эвгеосинкли-
нальных зон Урала (таблица).
Морфоструктурные элементы коры.
Глубина залегания верхней поверхно-
сти переходной зоны H_{M1} , отвечающей
разделу Мохоровича (рис. 1), полу-
чена суммированием матриц МН, ОП
и КУ глубин залегания поверхности
гранулит-базитового слоя H_B и его
мощности D_B ($\sigma = \pm 2,4$ км). Макси-
мальные глубины залегания этой по-
верхности меняются от 46—50 км на
Южном Урале (Западно-Мугуджар-
ская зона) до 44—48 км на Среднем
(Тагильская зона) и 50—46 км на При-
полярном (Войкарская зона) Урале.
Минимальные значения (42—44 км)
отмечены в северной части Западно- и
Восточно-Магнитогорских зон и южной
части Тагильской. Ориентировка мор-

фоструктурных элементов коры субмеридиональная и северо-восточная (Приполярный Урал). По сравнению со средней глубиной (40—42 км) поверхности M^1 , характерной для восточной перикратонной области Русской плиты, западной периферической зоны Западно-Сибирской плиты и Урало-Тобольского поднятия, кора эвгеосинклинальных зон прогнута. Особенно значительно это различие по сравнению с корой Центральноуральского поднятия (34—40 км), Западно-Уральской зоны складчатости (34—40 км) и Восточно-Уральского поднятия (38—40 км). Соответствие между характером указанной поверхности и дневной, установленное для альпийских складчатых систем, на большей части эвгеосинклинального Урала не наблюдается.

Глубины гранулит-базитового слоя (см. таблицу; рис. 1, б, в) вычислены с использованием уравнений регрессии вида

$$H_{bij}(MH) = 20,7 - 0,12\Delta g_{bij} \times (B110^- - B010^-)$$

$$\text{при } \rho = -0,72 \text{ и } \sigma = \pm 1,7;$$

$$H_{bij}(MH) = 20,6 - 0,13\Delta g_{bij} \times (B110^- - B010^-) - \Delta T_{aij}(B010^+ - B110^+)$$

$$\text{при } r_{1,2} = 0,78, r_{1,3} = 0,15, \\ \sigma = \pm 1,6.$$

Здесь $H_{bij}(MH)$ — глубина до «поверхности» гранулит-базитового слоя, вычисленная в ij -узлах матрицы МН (Южный Урал); $B010^+$ — индекс преобразования поля — пересчет в верхнее полупространство (В), параметр пересчетов (010), региональная (+) и локальная (—) составляющие.

Карта мощности гранулит-базитового слоя (D_B) построена с использованием уравнений регрессии вида

$$D_{bij}(MH) = 28 + 0,29\Delta g_{bij}(B050^+)$$

$$\text{при } \rho = 0,82 \text{ и } \sigma = \pm 1,7;$$

$$D_{bij}(MH) = 30,2 + 0,38\Delta g_{bij}(B050^+) + 0,34\Delta T_{aij}(B010^+ - B110^+)$$

$$\text{при } r_{1,2} = 0,81, r_{1,3} = -0,33, \\ \sigma = \pm 1,4.$$

Здесь $D_{bij}(MH)$ — мощность гранулит-базитового слоя, вычисленная

в ij -узлах матрицы МН (Южный Урал).

Основные морфоструктурные элементы гранулит-базитового слоя эвгеосинклинального Урала коррелируются с положением поверхности M^1 участкам прогиба последней соответствуют участки подъема поверхности гранулит-базитового слоя (обратная связь) и увеличения его мощности (прямая связь). Так, для Западно-Мугоджарской эвгеосинклинали максимальные значения параметров H_B и D_B соответственно 12—16 и 30—38 км, Тагильской 12—16 и 28—34 км и Войкарской 8—12 и 32—38 км. По этим параметрам кора эвгеосинклиналей резко отличается от коры западного склона Урала — Западно-Уральской зоны складчатости и Центральноуральского поднятия, для которого характерны прогибы поверхности гранулит-базитового слоя (до 28 км) и уменьшение его мощности (до 8 км), и от коры Восточно-Уральского поднятия (H_B в прогибах поверхности до 24 км при D_B до 16 км). Лишь на интервале Верхнеуральск — Свердловск H_B и D_B близки к средним параметрам коры Русской плиты западной периферической зоны Западно-Сибирской плиты и Урало-Тобольского поднятия (H_B 20—22 км).

Глубина основания гранито-гнейсового слоя (H_D) вычислена с использованием уравнения регрессии вида

$$H_{dij}(MH) = 15,3 - 0,09\Delta g_{bij}(B110^- - B010^-)$$

$$\text{при } \rho = -0,46 \text{ и } \sigma = \pm 1,9;$$

$$H_{dij}(MH) = 15,6 - 0,08\Delta g_{bij}(B110^- - B010^-) - 1,26\Delta T_{aij}(B010^+ - B110^+)$$

$$\text{при } \rho = -0,62 \text{ и } \sigma = \pm 1,5.$$

Здесь $H_{dij}(MH)$ — глубина до поверхности основания гранито-гнейсового, «диоритового» слоя. По главным морфоструктурным элементам описываемая граница соответствует поверхности Б. В пределах эвгеосинклинального Урала слой Д выклинивается, замещаясь по латерали эвгеосинклинальными комплексами пород. Лишь в северных частях Западно-Восточно-Магнитогорских эвгеосинклиналей и на других участках (северная часть Тагильской эвгеосинклина-

ная часть Тагильской эвгеосинклинали) он присутствует в редуцированном виде — мощностью 2—4 км.

Поверхность кристаллического до-мезозой-кайнозойского фундамента (К) строилась только для западного склона Урала — зоны передовых прогибов, Западно-Уральской зоны складчатости и частично для западной периферии Центральноуральского поднятия. Субширотные и северо-западные морфоструктурные элементы поверхности фундамента (поднятия и прогибы) преобладают в зоне передовых прогибов, Западно-Уральской зоне складчатости и частично в пределах Центральноуральского поднятия. В центральной и особенно восточной частях последнего развиты преимущественно субмеридиональные морфоструктурные элементы. В целом поверхность К погружается на запад под зону Главного Уральского надвига до глубин 6—8 км и более, отвечая соответствующему опусканию архей-нижнепротерозойских зеленокаменных и гранито-гнейсовых комплексов.

Глубина распространения спилит-диабаз-кремнистого комплекса (h_{kb}) основания островодужных систем эвгеосинклинальных зон (см. табл.; рис. 2, 3) Южного и Среднего Урала вычислялась по уравнениям регрессии

$$h_{kb}(M) = -0,26 + 0,46\Delta g_B(B013^+ - B116^+)$$

$$\text{при } \rho = 0,92 \text{ и } \sigma = \pm 1,6;$$

$$h_{kb}(T) = 0,46 + 0,39\Delta g_B(B013^+)$$

$$\text{при } \rho = 0,96 \text{ и } \sigma = \pm 1,3.$$

Здесь $h_{kb}(M)$ и $h_{kb}(T)$ глубины до поверхности соответственно в Магнитогорском и Тагильском эвгеосинклинальных прогибах. В пределах Урало-Тобольского поднятия мощность эвгеосинклинальных образований оцени-

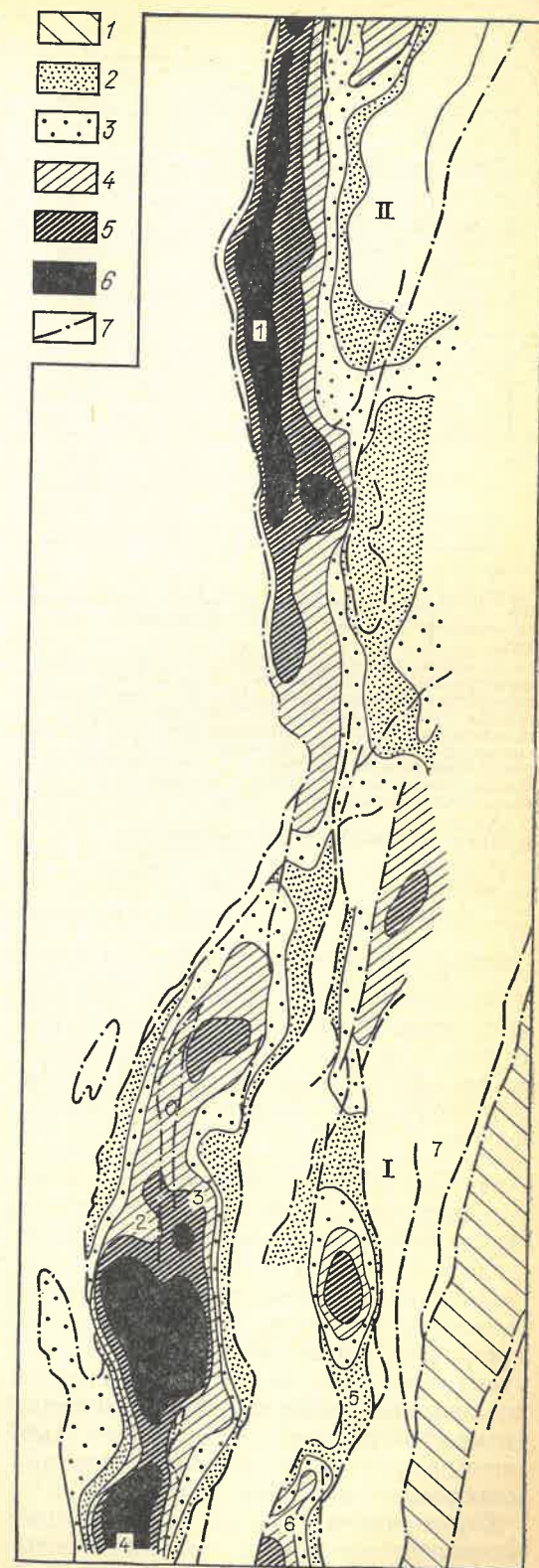


Рис. 2. Схема изменчивости мощности эвгеосинклинальных комплексов

I, II — Урало-Тобольский и Восточно-Уральский блоки докембрийской континентальной коры; эвгеосинклинали: 1 — Тагильская, 2 — Западно-Магнитогорская, 3 — Восточно-Магнитогорская, 4 — Западно-Мугоджарская, 5 — Буруктальская, 6 — Иртышская, 7 — Валерьяновский краевой вулкано-плутонический пояс; 2—6 — мощности эвгеосинклинальных отложений и спилит-диабаз-кремнистых комплексов основания, км; 2 — менее 4, 3 — 4—8, 4 — 8—12, 5 — 12—16, 6 — более 16; 7 — крупные разрывные нарушения

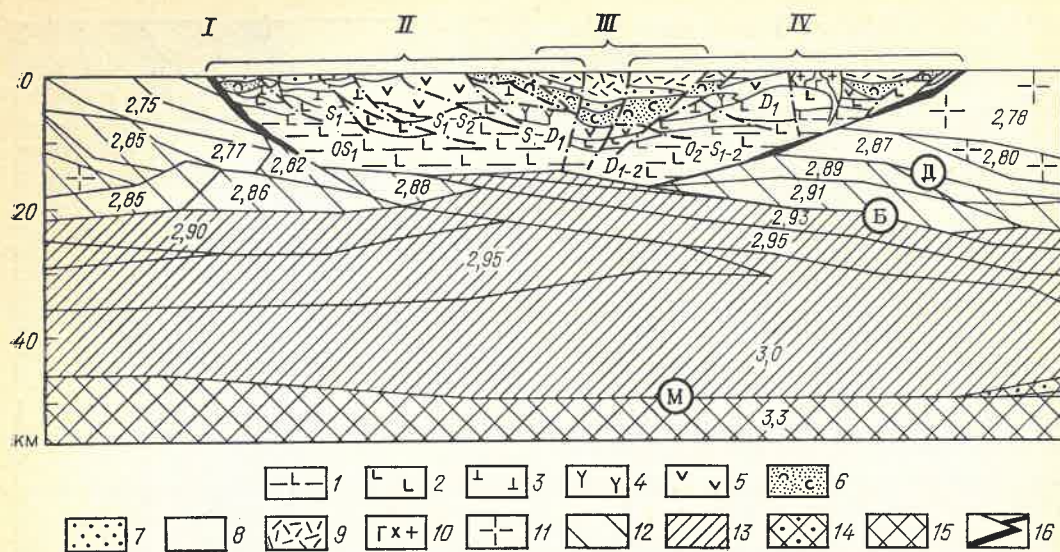


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез эвгеосинклинальных зон Южного Урала (Зилаирское пересечение). I — Главный Уральский разлом, II — Западно-Магнитогорская эвгеосинклиналь, III — Центральноманитогорская рифтовая зона, IV — Восточно-Магнитогорская эвгеосинклиналь; 1—7 — формации ранне- и позднегеосинклинальные [4]: 1 — спилит-диабаз-кремнистая, 2 — базальтовая недифференцированная, 3 — риолит-базальтовая контрастная, 4 — непрерывная и контрастная, нерасчлененные, 5 — базальт-андезит-базальтовая, базальт-андезитовая, 6 — вулканогенная

валась по уравнению регрессии.

$$h_{кб}(УТ) = 1,22 + 0,38\Delta g_B(B013^+ - B116^+)$$

при $\rho = 0,85$ и $\sigma = \pm 1,7$.

Аналогично были получены уравнения, позволяющие построить нижнюю границу распространения базальтового недифференцированного комплекса островодужных систем эвгеосинклиналей:

$$h_6(M) = 0,08 + 0,26\Delta g_B(B113^+ - B116^+)$$

при $\rho = 0,84$ и $\sigma = 1,4$.

По данным уравнениям не только вычислена нижняя граница распространения пород островодужных систем эвгеосинклинальных комплексов по опорным разрезам, но и оценена ее морфология на всей площади Магнитогорского и Тагильского эвгеосинклинальных прогибов (см. рис. 2).

По значениям D_B и $h_{кб}$ эвгеосинклиналей вычислены коэффициенты «базальтонасыщенности» $K_6 = D_B \times H_{M1}^{-1}$ и «основности» коры $K_6^1 = (D_B + h_{кб}) \cdot H_{M1}^{-1}$ (см. таблицу).

молаассидная, 7 — граувакковая; 8 — комплексы кремнистые, углеродисто-кремнистые; 9 — формации орогенные и раннеорогенные; 10 — интрузивные комплексы основного, среднего и кислого состава; 11 — метаморфические комплексы докембрийских срединных массивов, гранитизированные; 12—15 — «слои» земной коры и соответствующие им поверхности: 12 — переходный гранитно-метаморфический (Д), 13 — гранулит-базитовый (Б), 14 — коро-мантийный (М'), 15 — верхней мантии (М); 16 — границы расчетных призм

По результатам структурных построений сделаны следующие выводы.

1. «Основание» островодужных систем эвгеосинклинальных прогибов совмещается (перекрывается) с верхней приподнятой поверхностью гранулит-базитового слоя почти на всем протяжении Тагильского и Магнитогорского прогибов (за исключением северной части Магнитогорской эвгеосинклинали).

2. Нижняя поверхность эвгеосинклинальных прогибов имеет дугообразную (выпуклую книзу) форму; борта прогибов (преимущественно западные) характеризуются относительно пологим ($60-45^\circ$) или пологим ($45-30^\circ$) падением.

3. Вычисленные границы прогибов и их крупных структурных элементов согласуются с контурами картируемых на поверхности офиолитовых поясов и зон серпентинитового меланжа. Нижняя граница рассчитанных эвгеосинклинальных линз, очевидно, имеет тектоническую природу, что позволяет предполагать на участках максимальных погружений границы включение в нее, помимо спилит-диабаз-кремни-

стого, комплексов меланократового основания (гипербазитов и метабазитов).

Физические параметры коры. Средняя плотность ($\bar{\sigma}$) вычислялась по уравнению регрессии

$$\bar{\sigma}_{ij}(МН) = 2,53 + 0,00762H_{M1ij}(МН)$$

при $\rho = 0,81$ и $\sigma = \pm 0,02$.

Здесь $\bar{\sigma}_{ij}(МН)$ — средняя плотность и $H_{M1ij}(МН)$ — мощность земной коры, рассчитанные для ij -узлов матрицы МН (Южный Урал).

Гидростатическая нагрузка (давление) на поверхность Мохоровичича (M') зависит от значения средней плотности коры и ее мощности. Она вычислялась по уравнению регрессии вида

$$P_{M1ij}(МН) = g \cdot \bar{\sigma}_{ij} \cdot H_{M1ij}$$

где P_{M1ij} — давление; g — ускорение силы тяжести; $\bar{\sigma}_{ij}$ и H_{M1ij} — средняя плотность и мощность коры, рассчитанные для ij -узлов матрицы МН (Южный Урал).

Изменения параметров $\bar{\sigma}$ и P_M соответствуют приведенным выше данным о глубинном строении коры. Максимальные их значения отмечены для Западно-Мугоджарской (соответственно $2,8-2,94$ г/см³ и $13 \cdot 10^8-15 \times 10^8$ Па), Тагильской ($2,88-2,92$ г/см³ и $12,5 \cdot 10^8-13,5 \cdot 10^8$ Па) и Войкарской ($2,89-2,94$ г/см³ и $12,5 \cdot 10^8-14,5 \times 10^8$ Па) эвгеосинклиналей. По этим параметрам кора эвгеосинклиналей резко отличается от континентальной коры Русской плиты, Урало-Тобольского поднятия, западной периферической области Западно-Сибирской плиты ($\bar{\sigma} = 2,86$ г/см³, $P_{M1} = 11,5 \cdot 10^8-12 \cdot 10^8$ Па), особенно от областей разуплотнения, отвечающих Центральноуральскому и Восточно-Уральскому поднятиям ($\bar{\sigma}$ — до $2,82$ г/см³, P_{M1} — до $9,5 \cdot 10^8-11,0 \cdot 10^8$ Па). Следует отметить, что разуплотнение коры, охватывающее северную часть Башкирского мегантиклинория Центральноуральского поднятия, прослеживается в пределы Западно- и Восточно-Магнитогорской эвгеосинклиналей, для которых здесь отмечены значения $\bar{\sigma} = 2,86-2,88$ г/см³ и $P_{M1} = 12 \cdot 10^8-12,5 \cdot 10^8$ Па.

Таким образом, кора Магнитогорского и Тагильского эвгеосинклинальных прогибов преимущественно аномально плотная и отличается аномально высокими значениями гидростатической нагрузки на поверхность Мохоровичича. По этим параметрам кора эвгеосинклиналей должна быть существенно базитовой, а на нижних горизонтах базит-гипербазитовой. Это соответствует сделанному выше выводу об особенностях ее структуры.

Изостатические аномалии в редукции Грааф-Хантера ($\Delta g_{ГХ}$) и процент перекомпенсации (P) рассчитывались по уравнениям (см. таблицу; рис. 1, e)

$$\Delta g_{ГХij}(МН) = \Delta g_{Бij} + \Delta g_{рij} + 2\pi f \sigma_r h(r),$$

где $\Delta g_{ГХij}(МН)$ — значение аномалии, вычисленное в ij -узлах матрицы МН (Южный Урал); $\Delta g_{Бij}$ и $\Delta g_{рij}$ — значения аномалий Буге и поправки за рельеф, σ_r — плотность топографических масс, равная $2,67$ г/см³; $h(r)$ — альтаитуда рельефа, осредненная с некоторым весом $p(r)$ на площади круга радиусом r_i ;

$P_{ij}(МН) = [\Delta g_{Бij}(r_k) / \delta \Delta g_{Бij} - 1] 100$, где $P_{ij}(МН)$ — значение параметра, %, рассчитанное для ij -узла матрицы МН (Южный Урал); $\Delta g_{Б}(r_k)$ и $\delta \Delta g_{Б}(r_k)$ — средние значения аномалий силы тяжести в редукции Буге и поправка Буге, рассчитанные для области радиусом r_k .

Особенностью гравитационного поля Урала в изостатической редукции является линейный максимум, достигающий наибольших значений на участках Западно-Мугоджарской, Тагильской и Войкарской эвгеосинклиналей. Достаточно контрастное поле $\Delta g_{ГХ}$ фиксируется в пределах Западного склона Урала, Восточно-Уральского поднятия и восточной окраины Русской плиты. Изостатические аномалии, рассчитанные для западной периферической области Западно-Сибирской плиты и Урало-Тобольского поднятия, близки к нулю.

По знаку интенсивности аномалий P можно сделать вывод, что «тяжелая» кора эвгеосинклинального Урала не скомпенсирована глубинными подкоровыми массами, а по характеру компенсации недокомпенсирована.

Знак аномальной компенсирующей массы обратный по отношению к требуемому для обеспечения изостазии (относительно положительный вместо отрицательного). Поэтому по результатам расчета глубинных аномалий силы тяжести $\Delta g_{\text{гп}}$, выполненного из предположения о размещении плотностных неоднородностей мантии только в верхней (до 150 км) ее части, глубинные аномалии в Приполярном и Северном Урале отсутствуют или имеют небольшую положительную амплитуду, а в Южном — умеренную амплитуду. Очевидно, с этим фактом следует связывать изостатическую неуравновешенность коры эвгеосинклинального Урала, увеличивающуюся в южном направлении. В целом глубинное аномальное поле силы тяжести Южного Урала к югу от широты Уфимского выступа Русской плиты отрицательное.

Остановимся на особенностях строения эвгеосинклиналей, выявленных в результате интерпретации и районирования гравитационного и магнитного полей, а также по данным МОВ. Числовые характеристики коры эвгеосинклиналей, включающие значения коэффициентов «базальтонасыщенности» K_6 и «основности» K_6^1 коры, а также мощности верхнего (островодужного) яруса, приведены в таблице и в целом охарактеризованы выше.

В работах М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова обосновываются представления о развитии Уральской эвгеосинклинали с заложением рифтогенного прогиба (трога), в пределах которого на океанической коре образуется островодужная система, состоящая из тыльной моноформационной (базальтовая формация), внутренней полиформационной (базальтовая, липарито-базальтовая, непрерывная, базальт-андезито-базальтовая формации), барьерной биформационной (базальтовая и базальт-андезит-базальтовая формации) структурно-формационных зон и внешнего фронтального прогиба, выполненного вулканитами и осадочными толщами. По времени накопления базальтовых формаций в направлении с запада на восток отмечается образование Медногорско-Тагильской (O_2-S_{IV}), Западно-Магнитогорской ($S_{IV}-D_{2ef}$) и

Восточно-Магнитогорской (S_2-D_{3f}) эвгеосинклиналей, что отвечает латеральной миграции времени проявления вулканического процесса в этом направлении и объясняет пространственную разобщенность каждой вновь образованной островной дуги и предыдущей.

Тагильская эвгеосинклиналь рассматривается в составе Чистопско-Ревдинской тыльной, Тарнберско-Валенторско-Кабанско-Левихинской внутренней, Антипско-Павдинской барьерной и Красноуральско-Дегтярской внешней структурно-формационных зон (Е. П. Ширай, 1981 г.; А. Г. Волчков, С. Т. Агеева, 1984 г.). Верхняя часть коры, включающая эвгеосинклинальные образования, характеризуется в разрезе полого-надвиговым строением. Плоскости надвигов имеют восточное падение, их крутизна увеличивается от глубоких горизонтов к приповерхностным и по латерали с севера на юг. Отдельные тектонические пластины-чешуи слагают пакеты, различающиеся физическими характеристиками (плотностью, намагниченностью, структурой поля отражений) литологических комплексов. Всего выделяются четыре таких пакета, границы которых в целом отвечают структурно-формационным зонам эвгеосинклинали. Глубина их погружения достигает 12 км. Чистопско-Ревдинский пакет, сложенный комплексами предположительно спилит-диабаз-кремнистой (преимущественно в основании пакета) и базальтовой формаций, а также метагабброидами и габбропоритами, надвинут на восточный борт Центральноуральского поднятия, сложенный здесь терригенно-карбонатными и терригенными комплексами. С востока Тагильская система тектонических пакетов-чешуй срезается Серовско-Маукским метафиолитовым поясом, имеющим на юг крутое восточное падение, а на север пологое западное. В связи с этим метаморфиты Сысертского гранито-гнейсового купола надвинуты на эвгеосинклинальные образования, а Верхнетурского, наоборот, глубоко подвинуты под них.

Эвгеосинклинальные образования Левихинско-Тарнберском отрезке характеризуются наибольшей мощно-

стью (до 14 км), если предположить их залегание непосредственно на метаморфитах гранулит-базитового слоя. Южнее и севернее возможно аллохтонное залегание их. Коэффициенты K_6 и K_6^1 и другие параметры ($\sigma_{\text{ср}}$, P_m , $\Delta g_{\text{гп}}$) коры Тагильской эвгеосинклинали высокие (см. таблицу), поэтому возможно наличие под ней скученной океанической коры.

Магнитогорский эвгеосинклинальный прогиб рассматривается в составе Западно- и Восточно-Магнитогорской эвгеосинклиналей, состоящих соответственно из Присакмарской тыльной, Тубинско-Гайской внутренней, Ирендыкской барьерной и Истамгулово-Сибайской внешней структурно-формационных зон и Магнитогорской тыльной, Ащebutакско-Учалинской внутренней, Гумбейско-Нагайбекской барьерной и Амурско-Полоцкой внешней зон (Е. П. Ширай, 1981 г.; А. Г. Волчков, С. Т. Агеева, 1984 г.). А. И. Кривцов рассматривает первые три зоны в составе Западно-Магнитогорской островной дуги, а Истамгулово-Сибайскую относит к внутренней зоне одноименной островной дуги Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали [7].

Строения эвгеосинклиналей Магнитогорского и Тагильского прогибов близки, но есть и существенные различия (см. рис. 3).

1. Пакет тектонических покровов Присакмарской зоны Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали глубоко (на десятки километров) надвинут на структуры Центральноуральского поднятия и Зилаирского синклинория, в основании которых континентальная кора. В связи с этим Медногорская зона и Кракинский блок, сложенные эвгеосинклинальными комплексами раннего этапа (преимущественно спилит-диабаз-кремнистыми) и гипербазитовой формацией зон серпентинового меланжа и расположенные к западу от зоны Главного Уральского надвига, рассматриваются как аллохтонные тектонические покровы в составе Присакмарской зоны.

2. Надвиги, разделяющие отдельные структурно-формационные зоны эвгеосинклиналей, имеют меньшую крутизну (до 30°) и амплитуду перемещений. Структурно-формационные зоны в ос-

новном сближены. Для Центрально-магнитогорской зоны, разделяющей эвгеосинклинали, расчетами поля силы тяжести обосновывается наличие глубокого (до 6 км) грабенообразного прогиба, выполненного карбонатными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-осадочными и терригенными (граувакковыми) породами. Падение разрывов, окаймляющих прогиб, направлено от бортов к его осевой части.

3. Разрывные структуры, ограничивающие Гумбейско-Нагайбакскую и Амурско-Полоцкую структурно-формационные зоны, имеют пологое западное падение. Гранитизированные метаморфические комплексы глубоко (на десятки километров) подвинуты под эти зоны.

4. Значение $h_{\text{кб}}$ эвгеосинклиналей имеет тенденцию к уменьшению в северном направлении. Аналогично изменяются и параметры K_6 и K_6^1 , приближаясь к значениям, характерным для континентальной коры (см. таблицу). Это подтверждает сделанный выше вывод о расположении северных частей эвгеосинклиналей на континентальной (переходной) коре.

Западно-Мугоджарская эвгеосинклиналь по особенностям физических параметров коры близкий аналог Чистопско-Ревдинской структурно-формационной зоне Тагильской эвгеосинклинали. Попытка построить границу, отвечающую основанию эвгеосинклинали, показала, что она перекрывается верхней границей гранулит-базитового слоя. Очевидно, такая граница не существует. Породы дацитсодержащей базальтовой и базальт-андезитобазальтовой формаций накапливались на скученной океанической коре в условиях, не отвечающих образованию островодужных систем. Эвгеосинклинальные прогибы Урало-Тобольского поднятия по невысоким значениям параметров $h_{\text{кб}}$, K_6 и K_6^1 (см. таблицу) могут характеризовать прогибы, заложенные на докембрийской континентальной коре блока или переходной, утоненной. Лишь на небольших участках эта кора могла быть океанической (Буруктальский и Иргизский прогибы, см. таблицу).

Согласно приведенным фактическим данным, развитие коры эвгеосинкли-

нальных зон Урала представляется следующим образом.

В венде — кембрии на докембрийской коре заложилась Уральская рифтовая система, которая далее (Є—S) развивалась как шовный океанический бассейн. Раскрытие бассейна происходило с севера на юг. Сначала образовался Войкарский, затем Тагильский и Магнитогорский бассейны. Завершающим было раскрытие неширокого Мугоджарского бассейна. Южнее разрыва сплошности докембрийской коры не было, за исключением образования узких троговидных раздвигов. Время раскрытия бассейнов устанавливается по датировке осадков спилит-диабаз-кремнистой формации, накапливавшейся на океаническом основании. Для Тагильского бассейна оно оценивается как O_2 , Магнитогорского — $O-S_1$ (O_2-S_1), а Мугоджарского — S_1 [3, 4, 7, 11, 12]. Эти данные подчеркивают не только направление развития процесса рифтинга, но и его длительность.

Одновременно с образованием главной рифтовой структуры в пределах Урало-Тобольского блока континентальной докембрийской коры — «микроконтинента» закладывается система рифтов уральского направления, сопровождавшихся образованием бассейнов на утоненной коре. В ряде случаев при этом формировались небольшие морские бассейны с океанической корой. Наиболее значительные из них Брединско-Поляновско-Ревдинский и Иргизско-Буруктаьско-Тарутинский, образующие зону сближенных и кулисно расположенных рифтовых структур и разделяющие крупнейший Восточно-Уральский блок на западе Урало-Тобольского «микроконтинента» от Зауральского на востоке. Раскрытие этой системы рифтов происходило с некоторым запаздыванием по отношению к Уральской, но аналогично ей — с севера на юг (время заложения прогибов O_3-S_1 на Среднем Урале и $S_1, S-S_1$ — на Южном). Крупнейшая Иргизско-Буруктаьско-Тарутинская рифтовая зона, развитие которой сопровождалось образованием небольших по площади бассейнов с океанической корой, продолжается на юг в пределы Туранской плиты как Султануиздагский рифт. С восто-

ка Урало-Тобольский «микроконтинент» был отделен от сложно построенной переходной коры Казахстанского, в частности его Петропавловско-Кокчетавского блока, Денисовским океаническим бассейном. Время образования бассейна, оцениваемое по накоплению комплексов пород спилит-диабаз-кремнистой формации — не позже S_1 .

В конце описываемого периода вдоль западной периферической окраины Уральского шовного океанического бассейна заложилась сейсмофокальные зоны (СФЗ), падающие к западу, что связано с полным или частичным блокированием спрединга и начавшимся сокращением бассейна и, как следствие, скучиванием и субдукцией океанической коры, вызванными гораздо более мощным процессом рифтообразования в пределах Западно-Сибирской плиты. Непосредственно в тылу СФЗ в соответствии с развитием процесса субдукции океанической коры начинают оформляться островодужные системы и образуются окраинные моря — очень неширокое Тагильское и более крупное Магнитогорское. Время заложения островных дуг определяется по накоплению спилит-диабазовых комплексов недифференцированной формации: O_3-S_1 — Тагильской островной дуги и S_1 — Западно-Магнитогорской [3, 4, 7, 11, 12].

Фактические данные о полноте и последовательности развития структурно-формационных зон островодужных систем Уральского бассейна [3, 4, 7], а также о структуре, плотности и особенностях изостатической компенсации коры позволяют предполагать прерывисто-непрерывный характер скучивания и субдукции океанической коры. Периоды нормального развития этих процессов сменялись периодами замедления или остановками (динамическими паузами). Каждому из периодов динамического развития отвечают субдукция и скучивание под островными дугами одной из двух-трех последовательно нагоняющих друг друга пластин океанической коры. Их погружение вдоль СФЗ могло быть не таким значительным, как в современных островодужных системах, и не по столь крутой траектории.

Возможно, что приостановка погружения пластин океанической коры в верхнюю мантию связана с блокирующим влиянием близрасположенного от СФЗ восточного континентального обрамления рифтогенной океанической впадины.

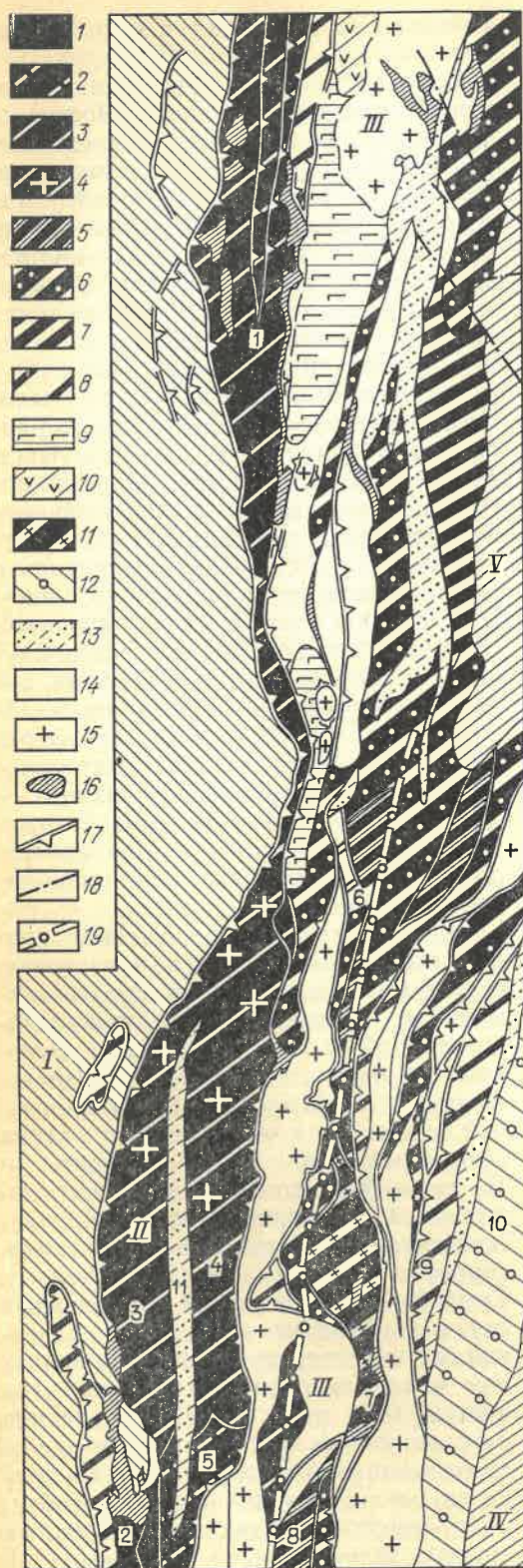
Процесс развития Тагильского бассейна от заложения одноименной СФЗ до образования системы структурно-формационных зон Тагильской островной дуги и выполнения осадками ее фронтального прогиба ($S_{1v}-S_{2l}$) был одноактным. Для Магнитогорского бассейна он характеризуется периодичностью. Предполагается не менее чем трехкратное обновление СФЗ и ее относительное смещение к востоку [10], в связи с последовательным заложением, развитием и закрытием Западно-Магнитогорской (D_{2ef}), Истамгулово-Сибайской (D_{2gv}) и Гумбейско-Нагайбакской (D_{3f}) островодужных систем. Скучивание океанической коры и ее субдукция были наиболее полными в первой из них и редуцированными в других, с чем связаны неполнота проявления и малые объемы комплексов пород некоторых формаций (Истамгулово-Сибайская дуга).

Описываемый процесс развития океанической коры на заключительном этапе привел к сближению континентальных окраин бассейнов и островодужных систем, перемещению и надвиганию отдельных элементов структурно-формационных зон друг на друга и шарьяжеобразованию. Амплитуды горизонтальных перемещений во многом определялись формой западной континентальной окраины Урало-Тобольского «микроконтинента», придвинувшейся к выступам восточной окраины Русской плиты — Полюдову Кряжу, Уфимскому, Зилаирскому и др. Выделяются не менее трех этапов этого процесса: D_1-D_{2gv} — закрытие Тагильского, Мугоджарского и частично Магнитогорского бассейнов; D_3-S_1 — полное закрытие Магнитогорского и Денисовского, а также внутренних бассейнов Урало-Тобольского «микроконтинента»; S_2-P — завершение формирования покровных тектонических структур после некоторой активизации процесса в связи с объединением Урало-

Тобольского и Казахстанского микроконтинентов.

На втором этапе завершился подвиг западной окраины Восточно-Уральского блока докембрийской континентальной коры под внешнюю Дегтярско-Красноуральскую зону Тагильской островной дуги, произошло сближение и надвигание в западном направлении ее структурно-формационных зон, а также перемещение тыльной Чистопско-Ревдинской зоны на спилит-диабаз-кремнистые (O_2) комплексы океанической коры тылового бассейна и терригенные, терригенно-карбонатные (O_{1-2}) комплексы континентального склона [11]. Минимальная амплитуда горизонтального перемещения, оцениваемая от фронтальных частей Нижнесергинского и Нязепетровского шарьяжей до западной границы океанического основания островной дуги, составляет 50 км. Скучивание океанического основания дуги сопровождалось появлением меланократовых комплексов в виде протрузий в швах, разделяющих тектонические покровы. Крупнейшие из них — дунит-гарцбургитовые и кремнисто-меланократовые комплексы Маукско-Серовского и Салатимского метаофиолитовых поясов.

Описываемый тектонический процесс обусловил чешуйчато-надвиговую структуру коры Тагильской эвгеосинклинали, мощный раздув гранулитобазитового слоя, аномально высокую плотность и особенности изостатической компенсации. По аналогичной схеме к концу второго этапа сформировалась кора Западно- и Восточно-Магнитогорских эвгеосинклиналей, состоящая из приключившихся друг к другу Западно-Магнитогорской, Истамгулово-Сибайской и Гумбейско-Нагайбакской островных дуг с элементами скучивания, слагающих их структурно-формационных зон и океанического основания этих систем (см. рис. 3). Шарьирование островодужных комплексов в пределы континентального склона проявилось здесь исключительно широко, особенно в северных частях островодужных систем, заложившихся на переходной континентальной коре. Амплитуда перемещения структур Присакмарской зоны и ее западных периферических



элементов (Кракинская и Медногорская аллохтонные пластины) относительно океанического основания островодужной системы не менее 70 км.

В пределах Урало-Тобольского блока докембрийской континентальной коры в этот период оформляется сложная система чешуйчатых надвигов и покровов, а к востоку от него завершается надвигание активной континентальной окраины Казахстанского микроконтинента на океаническое основание Денисовского бассейна. Его спилит-диабаз-кремнистые и базальтовые комплексы предполагаются по данным расчетов гравитационных аномальных полей и физическим параметрам коры только в аллохтонном залегании. К концу периода окраинный Валерьяновский вулcano-плутонический пояс практически сформировался.

Остановимся еще на двух геолого-геофизических явлениях, связанных с тектоническим развитием эвгеосинклинальных зон.

Многие исследователи коры Урала выделяют системы линейных швов субширотного и северо-западного направления в пределах как его континентального обрамления, так и структур эвгеосинклиналей [1, 2, 8 и др.]. Выявляемые по геологическим и геофизическим данным широтные или иного направления структуры, блокирующие структурно-формационные зоны эвгеосинклиналей по латерали,

Рис. 4. Схема районирования земной коры эвгеосинклиналей Урала

1—7 — эвгеосинклинальные палеозойские области, заложенные на коре: 1—3 — океанической, с островодужным типом развития (1 — ранним, 2 — переходным к зрелому, 3 — зрелым); 4 — переходной докембрийской со зрелым островодужным типом развития; 5—7 — переходной докембрийской (5 — океанической, 6 — континентальной, 7 — нерасчлененной); 8—11 — эвгеосинклинальные и метаморфические комплексы в аллохтонном залегании: 8 — океанические начального этапа и островодужные ранние, 9 — нерасчлененные океанические и меланократового основания, 10 — островодужные, 11 — докембрийские гранитизированные; 12 — вулcano-плутонические пояса; 13 — рифтогенные области верхнепалеозойско-раннемезозойские; 14—15 — блоки континентальной коры: 14 — докембрийской, 15 — то же, гранитизированные; 16 — гипербазитовые и габброидные массивы; 17—19 — тектонические элементы: 17 — шарьяжи, надвиги, 18 — разрывы, 19 — крупные сдвиги; I — Русская плита, II — Уральский эвгеосинклинальный пояс, III — Урало-Тобольский и Восточно-Уральский блоки континентальной коры, IV — Тургайская плита, V — Западно-Сибирская плита; эвгеосинклинали: 1 — Тагильская, 2 — Зилайская, 3 — Западно-Магнитогорская, 4 — Восточно-Магнитогорская, 5 — Западно-Магнитогорская, 6 — Косаргино-Султановская, 7 — Буртасовская, 8 — Иртышская, 9 — Денисовская, 10 — Валерьяновский вулcano-плутонический пояс

обусловлены внутренней структурой рифтовых бассейнов, гетерогенностью ложа островодужных систем, внутренними и внешними условиями их тектонического развития и поэтому не могут соотноситься со структурами континентального обрамления. Системы нарушений, образовавшиеся после консолидации эвгеосинклиналей и действительно прослеживающиеся через блоки континентальной и эвгеосинклинальной коры, несущественны с точки зрения влияния на их тектоническое развитие и рудогенез.

Другое примечательное явление — гравитационное всплывание гранитизированных блоков докембрийской коры, разделяющих эвгеосинклинальные зоны и подвергнутых интенсивной двухэтапной (D_3-C_1 и C_2-P) гранитизации. Оно не могло не отразиться на усложнении строения и положении в пространстве тектонических швов, окаймляющих массивы, так как в противофазе развивается процесс гравитационного соскальзывания тяжелых эвгеосинклинальных «линз» с бортов гранитизированных блоков. Примером служит система швов, окаймляющих с запада срединные массивы Восточно-Уральского блока Урало-Тобольского «микроконтинента» (см. рис. 3).

Описанная схема развития земной коры эвгеосинклиналей Урала удовлетворительно объясняет ее физическую характеристику, полученную в процессе анализа и интерпретации геофизических полей. Это позволило составить схему районирования земной коры эвгеосинклиналей (рис. 4). По особенностям структуры коры и ее физическим параметрам выделяются эвгеосинклинальные области, заложенные на коре: 1) океанической, характеризующейся ранним, переходным к зрелому и зрелым режимами развития островодужных систем; 2) переходной континентальной со зрелым островодужным режимом развития; 3) океанической или континентальной в зонах узких раздвигов с редуцированным островодужным режимом развития или без него. Особо выделяется область активной континентальной окраины. Перечисленные области коры отличаются определенной металлогенической специализацией. Для областей коры первого типа в зависимости от зрелости

островодужных систем отмечается медное с никелем и кобальтом (Медногорская зона), существенно медное (Западно-Медногорская зона) и медноцинковое (южные части Магнитогорских и Тагильской зоны) оруденение. Для медно-цинкового оруденения областей коры второго типа (северные части Магнитогорских зон) наблюдается тенденция к смещению $Cu : Zn : Pb$ отношения в сторону преобладания цинковой и свинцовой компонент. В большей части областей третьего типа условий для образования объемного медно-никелевого оруденения не существовало. Области активной континентальной окраины имеют четко выраженную меднопорфировую специализацию.

Отмеченные зависимости между металлогенической специализацией эвгеосинклинальных зон и строением земной коры носят обобщенный характер, но очевидно, возможности их дальнейшей детализации с целью совершенствования критериев оценки прогнозных ресурсов на уровне рудных районов и узлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьева Е. М. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Урала. — В кн.: Геологическое развитие и металлогения Урала. М., 1981, с. 32—43.
2. Берлянд Н. Г. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—89.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.
4. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977.
5. Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск/В. С. Дружинин, С. Н. Кашубин, В. И. Вальчак и др. — Сов. геология, 1985, № 1, с. 74—86.
6. Дружинин В. С., Карманов А. Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1985, № 9, с. 39—48.
7. Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1978.
8. Огарин Н. С. Глубинное строение Урала. М.: Недра, 1974.
9. Ревякин П. С., Ревякина Э. А. Строение земной коры колчеданосных эвгеосинклинальных зон Урала. — В кн.: Тектонические

и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа, 1982, с. 47—48.

10. Смирнов В. И. Зоны Бенюфа и их геосинклинальная металлогения. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника.

- Л., 1973, с. 10—11.
11. Тектоника Урала/А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечухин и др. М.: Наука, 1977.
12. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внутренняя Альпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977.

УДК 550.312(571.53/.55)

М. Ш. МАГИД, И. Ф. ЗОТОВА,
Е. М. ЗАБЛОЦКИЙ (ВСЕГЕИ)

Петроплотностная неоднородность коры Байкало-Амурского региона

Петроплотностная карта масштаба 1:2500000 Байкало-Амурского региона построена по результатам измерения образцов горных пород (редакторы И. Ф. Зотова, Н. П. Романовский). Анализ ее позволяет выявить особенности распределения плотности пород, их связь с геолого-тектоническим строением региона. По средним значениям плотности и ее дифференцированности выделены все крупные структурные единицы территории.

Для глубинной характеристики использовались петрофизические разрезы земной коры и верхней мантии, построенные по материалам ГСЗ и МОВЗ, результатам петрофизических, геологических и геофизических исследований [3, 6, 12 и др.]. При этом учитывались влияние давления и температуры на физические свойства горных пород, уточненные в результате сопоставления экспериментальных измерений на образцах с каротажными данными сверхглубоких скважин: характер связи скорости продольных волн и плотности.

Глубинные петрофизические разрезы пересекают главные структуры Байкальского, Алдано-Станового и Амурского геоблоков [4], что позволяет составить представление о глубинном строении земной коры в пределах докембрийских подвижных областей, геосинклинально-складчатых систем разного типа и возраста, кристаллических гранитоидных массивов и зон внегеосинклинально-орогенной тектономагматической активизации.

Петрофизические разрезы построены по четырем профилям, пересекающим регион в различных направлениях

(рис. 1). Общая протяженность их 2000 км. Профиль оз. Байкал — р. Чароудокан составлен по данным ГСЗ [5 и др.], г. Алдан — р. Амур — по материалам МОВЗ [1], г. Свободный — г. Комсомольск-на-Амуре, г. Шипатово — пос. Иннокентьевский — по ГСЗ [10].

При анализе данных по петрофизическим профилям использованы обобщенные представления о составе и физической характеристике структурно-вещественных комплексов поверхности земной коры, объединенных по принадлежности к ярусам гранитно-метаморфического слоя. Их средние плотности приведены в таблице.

Данные, полученные по петроплотностной карте, распространялись на глубинные породы гранитно-метаморфического слоя. При этом учитывались результаты изучения глубоких и сверхглубоких скважин, согласно которым плотность и состав геологических образований на поверхности и на глубинах, по крайней мере до 5—10 км, близки. Исключение составляют преимущественно интрузивные тела основного — ультраосновного состава, в которых отмечается рост основности и плотности пород по разрезу [3, 12]. Упругая характеристика поверхностных образований может быть распространена на большие глубины при условии введения поправок за влияние высоких значений P , T [12].

Для построения разреза на глубинах свыше 5—15 км значения скорости распространения продольных волн в породах приводились к нормальным термодинамическим условиям, а затем по соответствующей зависимости [6, 12] определялась возможная плотность

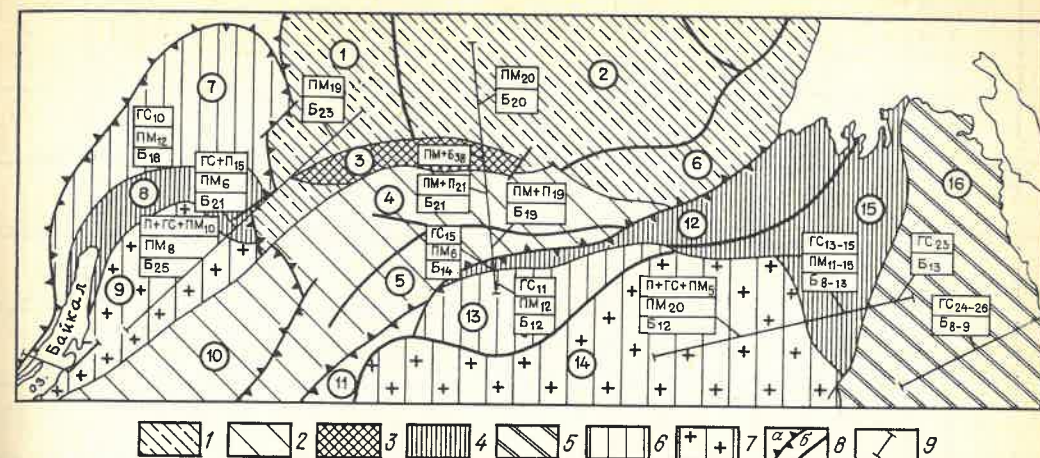


Рис. 1. Схема районирования Байкало-Амурского региона по типам строения консолидированной земной коры

1—7 — региональные типы строения консолидированной земной коры: 1 — алданский, 2 — становой, 3 — курультинский, 4 — байкало-витимский, 5 — сихотэ-алинский, 6 — верхнеамурский, 7 — бурейский; 8 — границы геоблоков (а) и геолого-структурных зон (б); 9 — линии глубинных разрезов с указанием схематизированного строения земной коры (ГС — геосинклинально-складчатый ярус, ПМ — плутоно-метаморфический ярус, П — плутогенный ярус, Б — «ба-

зальтовый» слой, цифры — их мощность, км); цифры в кружках — геолого-структурные зоны: 1—6 — Алдано-Станового геоблока (1 — Чаро-Олекминская, 2 — Алдано-Учурская, 3 — Зверевско-Курультинская, 4 — Центрально-Становая, 5 — Южно-Становая, 6 — Восточно-Становая), 7—10 — Байкальского геоблока (7 — Бодайбинско-Патомская, 8 — Байкало-Витимская, 9 — Баргузино-Витимская, 10 — Селенгинско-Яблоновская); 11—16 — Амурского геоблока (11 — Монголо-Забайкальская, 12 — Амуро-Охотская, 13 — Верхнеамурская, 14 — Бурейская, 15 — Амгунская, 16 — Сихотэ-Али-ская)

и возможный состав глубинных образований.

В разрезе по профилю г. Алдан — р. Амур, проходящему через Алдано-Становой геоблок (данные МОВЗ), для характеристики глубинных слоев использовались результаты поверхностных исследований по всему шиту и по Зверевско-Курультинскому блоку, являющемуся, по-видимому, частью «базальтового» слоя, и данные по другим шитам и сопредельным регионам [9 и др.].

Совместный анализ геологического строения, петрофизических и геофизических данных позволяет с достаточной уверенностью судить о разрезе верхней части земной коры*.

Менее достоверна экстраполяция вещественного состава и плотности земной коры на глубину 10—20 км и глубже, до границы Мохо. Наблюдающиеся здесь расслоенность коры, ее скоростные и плотностные особенности объясняются исходя из представлений о существенной роли в перераспределении вещества по вертикали процессов орогенной тектономагматической активизации, специфике эволюции нижних

горизонтов коры при формировании эвгеосинклиналей, наличии тангенциальных перемещений, сейсмоактивных горизонтов, приразломной деструкции коры и т. д.

Краткая характеристика глубинных разрезов региона, включающая данные о строении земной коры, ее делении на слои и ярусы и их мощности, приведена для отдельных зон Байкальского, Алдано-Станового и Амурского геоблоков (см. рис. 1). Средние значения плотностей, рассчитанные для геосинклинально-складчатого яруса, плутоно-метаморфического яруса, «базальтового» слоя и консолидированной коры в целом в пределах тех же зон, представлены на рис. 2.

Байкальский геоблок. Мощность земной коры геоблока варьирует в пределах 40—43 км (см. рис. 1). Мощности гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев практически близки. Гранитно-метаморфический слой характеризуется двухъярусным строением: верхний геосинклинально-складчатый (σ 2,62—2,73 г/см³) и нижний плутоно-метаморфический (2,74—2,87 г/см³). Отношение мощностей верхнего и нижнего ярусов в различных зонах различно. Максимальное отношение отмечается в Байкало-Витим-

* Осадочные и вулканогенные образования осадочного слоя не рассматривались.

Петрофизическая характеристика геологических зон земной коры Байкало-Амурского региона

[illegible]

Слой	Ярус	Комплекс	Амурский геоблок												
			Монголо-Забайкаль- ская		Амуро-Охотская		Бурейская		Амурская		Сихотэ-Алинская (западная)		Сихотэ-Алинская (восточная)		
			σ	H	σ	H	σ	H	σ	H	σ	H	σ	H	
метаморфический	Геоинклинально-складчатый	Многоосинкли- нальный: терригенный, филлитовая фашиа терригенно-вул- каногенный, филлитовая фашиа	—	—	2,55—2,6	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Эвгеосинклиналь- ный: терригенно-вул- каногенный, зе- леносланцевая фашиа	2,7—2,75 2,75— 2,85	10 5	— —	— —	— —	2—2,05 2,65— 2,75	5 10	2,57 2,7 2,82	7 8 8	2,56 2,62—2,7 2,7—2,82 2,82	8 5—14 5—8 4		
		Гнейсо-гранито- идный	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
метаморфический	Гнейсо-амфибо- литовый	Гнейсо-амфибо- литовый	2,85—2,9	6	2,8 2,83	5 7	2,7 2,75—2,8	10 10	2,75 2,82	4 9	—	—	—	—	
		Базит-гранулито- вый	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Гнейсо-зеленока- менный, гнейсо- гранулитовый	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Гранито- Плутоно-	Плутоногенный	Геоинклинально- складчатых обла- стей и зон акти- визации: гранитоидный габброидный	2,65 2,85—3	7 10	— —	— —	2,6 —	5 —	— —	— —	— —	2,6 —	10 —		
		Верхний переход- ный	—	—	2,95	6	2,8—2,9	6	—	—	—	—	—		
		Нижний	—	—	3,05	6	3,15	6	—	—	—	—	—		
"Базальтовый"	Гранулит-базальтовый	Верхний переход- ный	—	—	—	—	—	—	2,83— 2,95	8	2,95	5	2,95	9	
		Нижний	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Новообразованный	2,9—3	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Гранито- Плутоно-	Плутоногенный	Верхний переход- ный	2,9—3	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Нижний	3—3,1	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Новообразованный	3—3,1	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—		

Примечание. σ — плотность, г/см³, H — мощность, км.

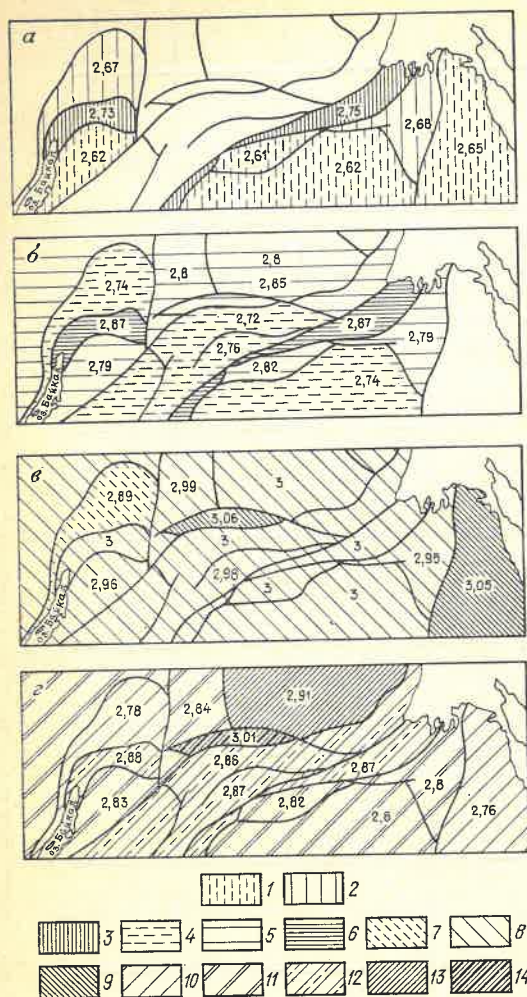


Рис. 2. Схема латеральной плотностной неоднородности консолидированной земной коры Байкало-Амурского региона

а — геосинклинально-складчатый ярус, б — плутоно-метаморфический ярус; в — «базальтовый» слой; г — консолидированная кора в целом; плотности пород, г/см³: 1 — 2,6—2,65; 2 — 2,65—2,7; 3 — 2,7—2,75; 4 — 2,7—2,77; 5 — 2,77—2,85; 6 — 2,85—2,92; 7 — <2,9; 8 — 2,9—3; 9 — >3; 10 — 2,75—2,8; 11 — 2,8—2,85; 12 — 2,85—2,9; 13 — 2,9—3; 14 — >3; цифры — средняя плотность для геолого-структурных зон (см. рис. 1)

ской зоне, что связано с развитием здесь мощной толщи эвгеосинклинальных образований, характеризующихся относительно высокими скоростью и плотностью.

В отличие от гранитно-метаморфического, «базальтовый» слой геоблока недифференцирован по вертикали и имеет одноярусное строение; его плотность в среднем 2,95 г/см³.

В пределах Байкальского геоблока выделяются три зоны (Бодайбино-Патомская, Байкало-Витимская и Баргу-

зино-Витимская), четко различающиеся по плотностной характеристике как всего разреза земной коры в целом, так и отдельных ее слоев и ярусов. По сравнению с другими Байкало-Витимская зона отличается повышенной плотностью геосинклинально-складчатого (2,73 г/см³) и плутоно-метаморфического (2,87 г/см³) ярусов, а также «базальтового» слоя (3 г/см³), что, вероятно, связано с эвгеосинклинальным развитием, в результате которого земная кора и особенно «базальтовый» слой оказались насыщенными базитовым и гипербазитовым материалом.

Особенностью Байкальского геоблока являются зоны пониженных сейсмических скоростей на глубинах 15—20 км [5 и др.]. Судя по данным сверхглубоких скважин, такие зоны могут быть обусловлены либо сменой пород основного состава породами кислого, либо наличием областей повышенной дезинтеграции пород, вызванной влиянием геодинамических напряжений. Зоны пониженных скоростей, связанных с дезинтеграцией, отмечались в скважинах на глубинах свыше 3000 м в докембрийском фундаменте Русской плиты и в разрезе Кольской сверхглубокой скважины в интервале 10 500—11 000 м [3 и др.].

Кроме вышеперечисленных факторов, зоны пониженных скоростей могут быть обусловлены преобладающим (по сравнению с давлением) влиянием температуры. Возможно совместное действие нескольких факторов. Так, породы кислого состава наименее устойчивы по отношению к механическим и термическим напряжениям.

В пределах профиля оз. Байкал — р. Чароудокан, расположенного в зоне Байкальского рифта, зоны сейсмической инверсии вызваны, по-видимому, преимущественно растягивающими напряжениями, приводящими к разрыву сплошности пород. Зоны прослеживаются в низах гранитно-метаморфического и верхах «базальтового» слоев [2,5], т. е. в интервале развития пород преимущественно среднего состава относительно малоустойчивых к механическим деформациям и ослабленных термическими напряжениями, обусловленными влиянием высоких температур, которые фиксируются, по данным У. И. Моисеенко, в земной коре в зоне

распространения Байкальского рифта. Особо мощные зоны пониженных скоростей в пределах Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы, возможно, связаны с наложением современных растягивающих напряжений на уже существовавшую раздробленность земной коры в этом геосинклинальном блоке, обусловленную системой долгоживущих разломов.

Алдано-Становой геоблок. Это наиболее древняя геоструктура в пределах региона, что отражается в строении и петрофизической характеристике геоблока. В целом он имеет двухъярусное строение, поскольку здесь практически полностью отсутствует геосинклинально-складчатый ярус. Мощность земной коры геоблока 38—42 км; мощности гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев на большей части территории близки.

Гранитно-метаморфический слой геоблока представлен плутоно-метаморфическим ярусом, неоднородным по составу и петрофизической характеристике. Так, в пределах Чаро-Олекминской, Алдано-Учурской и, вероятно, Восточно-Становой зоны ярус отмечается плотностью 2,8 г/см³, а в Центрально-становой и Южно-Становой зонах она уменьшается до 2,72—2,76 г/см³ в связи с существенной переработкой плутоно-метаморфических образований процессами тектоно-магматической активизации.

По плотности породы «базальтового» слоя геоблока достаточно однородны; она составляет 2,98—3 г/см³.

Обращает внимание Зверевско-Курультинская зона, расположенная в пределах Станового глубинного разлома. Она отличается высокими значениями плотности: 2,85 г/см³ — верхней части коры, предположительно гранитно-метаморфического слоя и 3,06 г/см³ — «базальтового». В этой зоне по петрофизическим и геолого-геофизическим данным возможен значительный подъем или даже выход на поверхность «базальтового» слоя [12]. В пределах разреза земной коры или верхней мантии Зверевско-Курультинской зоны, а также частично в сопредельной Алдано-Учурской зоне по гравиметрическим данным предполагается область разуплотнения [7]. Подобная область может быть вызвана различ-

ными причинами, однако наиболее вероятной представляется дезинтеграция пород, широко наблюдаемая и в поверхностных образованиях. Повышенная дезинтеграция, по-видимому, обусловлена геодинамическими процессами в зоне, являющейся, по современным геологическим представлениям, долгоживущей зоной сжатия.

Амурский геоблок. Это наиболее молодая и наиболее дифференцированная геоструктура. В земной коре геоблока выделяется три яруса, за исключением Сихотэ-Алинской зоны, где отмечается два яруса. Мощность земной коры геоблока в среднем 35 км; в восточной части геоблока она уменьшается до 32 км. В этом же направлении уменьшаются и мощность «базальтового» слоя по отношению к гранитно-метаморфическому, и средняя плотность земной коры в целом (от 2,87 до 2,76 г/см³) (см. рис. 2).

Гранитно-метаморфический слой делится на два яруса: верхний — геосинклинально-складчатый, нижний — плутоно-метаморфический. Сихотэ-Алинская зона характеризуется наибольшими мощностями геосинклинально-складчатого яруса (23—26 м) при отсутствии плутоно-метаморфического.

«Базальтовый» слой имеет в основном двухъярусное строение, причем нижний ярус отличается значительными скоростью распространения упругих волн и плотностью. По физическим параметрам, отмечаемым в ряде участков, он может быть отнесен к коромантийной смеси (v_p 7,4—7,8 км/с). Наличие высокоплотного «базальтового» слоя может быть объяснено тем, что для западной части Амурского геоблока характерно эвгеосинклинальное развитие, когда образовались большинство зон, выделяемых в пределах геоблока на регенерированной (субокеанической) коре океанического типа. Такие плотности, характерные для коромантийной смеси, фиксировались на территории Восточно-Европейской платформы лишь в пределах древних рифтогенных структур (Днепровско-Донецкой впадины) или в зоне сочленения Русской и Скифской плит и Русской плиты с Карпатами [9 и др.].

В пределах геоблока отмечаются аномальные зоны (Баджальская, Центральносихотэалинская), которые от-

личаются резким уменьшением мощности земной коры, наличием участков пониженных скоростей в верхней части «базальтового» слоя и в верхней мантии. Эти зоны, возможно, связаны с областями дезинтеграции пород [11 и др.].

Итак, каждый из рассмотренных геоблоков в целом отличается специфической структурой и петрофизической характеристикой разреза земной коры, т. е. описывается определенной петрофизической моделью. Однако некоторые зоны выделяются по отдельным параметрам строения и физическим свойствам. Так, Чаро-Олекминская зона Алдано-Станового геоблока в отличие от всего геоблока характеризуется отсутствием вертикальной дифференциации «базальтового» слоя, что сближает ее с Байкальским геоблоком. Здесь следует учитывать, что Чаро-Олекминский блок построен по данным ГСЗ, а для всей остальной территории Алдано-Станового геоблока использовались данные МОВЗ. Однако между границами, выделяемыми обоими методами, обычно существует достаточно четкая корреляция [1]. Следовательно, разные методы изучения вряд ли могут быть причиной таких существенных различий. Возможно, отсутствие границ в «базальтовых» слоях Байкальского геоблока и Чаро-Олекминской зоны Алдано-Станового геоблока связано с гомогенизацией слоя из-за мощной тепловой аномалии, обусловленной влиянием Байкальской рифтогенной структуры и прослеживаемой от оз. Байкал до р. Олекмы [2, 5]. Однако плотность гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев, а также двухъярусное строение земной коры дают основание рассматривать Чаро-Олекминскую зону в составе Алдано-Станового геоблока.

В пределах Алдано-Станового геоблока резко выделяется Зверевско-Курультинская зона, которая по плотности, и упругой характеристикам, измеренным в образцах, степени метаморфизма и составу, а также по сейсмическим данным является выступом «базальтового» слоя [12]. Некоторые исследователи считают ее реликтом океанической коры раннего архея [8]. Для Байкальского и Амурского геоблоков характерно наличие зон, про-

шедших эвгеосинклинальную стадию развития. Они различаются по возрасту, но близки по строению и первичному составу. Так, относительно древняя Байкало-Витимская зона и более молодые зоны Амурского геоблока сложены мощными (10—20 км) эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными образованиями.

Следует отметить, что Байкало-Витимская, Монголо-Забайкальская и Амуро-Охотская зоны отличаются от Сихотэ-Алинской повышенной плотностью геосинклинально-складчатого яруса (2,73—2,75 г/см³). На уровне «базальтового» слоя наблюдается обратное соотношение. Эвгеосинклинальные зоны достаточно хорошо фиксируются геологическими и магнитно-гравиметрическими методами.

В пределах эвгеосинклинальных зон «базальтовый» слой рассматривается как регенерированный или вновь образованный (см. рис. 2). Прямых геологических и геофизических данных об этом нет. Сейсмические методы также не дают точного ответа. Однако мощные осадочно-вулканогенные образования свидетельствуют или о значительном прогибании, или о раздвиге земной коры. Прогиб или раздвиг могут иметь место только при небольшой мощности литосферы, т. е. при близком к коре расположении расплавленных масс астеносферы. В этом случае при прогибании происходит переработка субстрата нижней части земной коры «базальтового» слоя, а при достаточно большом раздвиге образуется практически новая земная кора. Последний вариант не противоречит представлениям гипотезы тектоники плит об образовании эвгеосинклиналей.

При построении глубинных петрофизических разрезов смена пород приурочивалась преимущественно к границам изменения плотности и упругих параметров.

Наиболее четкой является граница Мохо, отделяющая высокоплотные мантийные образования ультраосновного состава (3,25—3,35 г/см³) от менее плотных и упругих пород «базальтового» слоя. В ряде случаев (Байкальский геоблок, отдельные зоны Амурского геоблока) разность плотностей достигает 0,2—0,3 г/см³. Однако на большей части Амурского геоблока

где плотность нижнего яруса «базальтового» слоя 3,15—3,22 г/см³, она составляет всего 0,1 г/см³. По-видимому, это связано с более интенсивным проникновением мантийного вещества в «базальтовый» слой земной коры в пределах эвгеосинклинальных блоков и их обрамления.

Границы внутри земной коры менее четки. Так, «базальтовый» слой не всегда достаточно уверенно может быть отделен от гранитно-метаморфического. В целом границы внутри земной коры и, в частности, внутри «базальтового» и гранитно-метаморфического слоев обычно связаны либо с первичными различиями плотностной и упругой характеристик пород, либо с их изменениями, обусловленными геодинамическими процессами, которым подвергались эти породы.

С учетом обобщенной петрофизической характеристики консолидированной коры и верхней мантии и особенностей геологического строения была составлена схема районирования Байкало-Амурского региона по типам строения консолидированной земной коры (см. рис. 1). Анализ глубинного строения региона позволяет наметить семь типов разреза консолидированной коры, различающихся особенностями строения гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев.

1. Метаморфогенный двухъярусный (алданский) тип разреза характеризуется строением архейского основания подвижных областей протерозоя — фанерозоя и представлен плутоно-метаморфическим ярусом и древним «базальтовым» слоем сопоставимой мощности.

2. Плутоногенный двухъярусный (становой) тип разреза отличается от алданского интенсивной гранитизацией плутоно-метаморфического яруса при почти полном отсутствии комплексов геосинклинально-складчатого яруса.

3. Однослойный, без подразделения на ярусы (курультинский) тип строения консолидированной коры, отвечающий зоне развития древнейших базит-гранулитовых образований, обладающих плотностными и скоростными параметрами «базальтового» слоя.

4. Эвгеосинклинальный трехъярусный (байкало-витимский) тип разреза включает геосинклинально-складчатый

(эвгеосинклинальный) и плутоно-метаморфический редуцированный ярусы и «базальтовый» слой, существенно переработанный тектоно-магматическими процессами, связанными с развитием эвгеосинклиналей (регенерированный или новообразованный «базальтовый» слой).

5. Эвгеосинклинальный двухъярусный (сихотэ-алинский) тип аналогичен предыдущему, но отличается полной редуцией плутоно-метаморфического яруса.

6. Многоэвгеосинклинальный трехъярусный (верхнеамурский) тип разреза включает геосинклинально-складчатый (многоэвгеосинклинальный) и плутоно-метаморфический ярусы гранитно-метаморфического слоя и первичный слабо переработанный «базальтовый» слой.

7. Плутоногенный трехъярусный (буреинский) тип разреза отличается интенсивной гранитизацией геосинклинально-складчатого и верхней части плутоно-метаморфического ярусов, объединяемых в единый ярус, присутствием собственно плутоно-метаморфического яруса и древнего частично переработанного «базальтового» слоя гранулит-базальтового типа.

Установлено определенное сходство Байкальского и Амурского геоблоков. Здесь закономерно сменяют друг друга зоны с трехъярусным строением коры верхнеамурского, байкало-витимского и буреинского типов. Селенгино-Яблоневая зона приближается к становому типу коры, а Сихотэ-Алинская не имеет аналогов в пределах региона. Алдано-Становой геоблок отличается в целом двухъярусным строением. При этом на границе зон с различным типом выделяется зона курультинского типа со специфическим одноярусным строением, соответствующая древнему «базальтовому» слою.

Рассматриваемая территория дифференцирована по плотности и мощности как земной коры в целом, так и отдельных ее слоев и ярусов. В отличие от Алдано-Станового и Байкальского геоблоков, обладающих повышенными значениями этих параметров за счет главным образом повышенной мощности «базальтового» слоя, Амурский геоблок характеризуется пониженной плотностью и мощностью земной коры. Здесь отмечаются пониженная плот-

ность гранитно-метаморфического слоя, несколько повышенная «базальтового» слоя и заметно пониженная мощность его. Плотность геосинклинально-складчатого яруса эвгеосинклинального типа снижается, а мощность возрастает от древних зон к молодым. Плотность пород плутоно-метаморфического яруса в разрезе зон эвгеосинклинального типа возрастает, а мощность снижается, возможно, в связи с трансформацией плутоно-метаморфического слоя в «базальтовый» в процессе формирования этих зон.

Сопоставление особенностей строения консолидированной коры с историей геологического развития геоблоков и составляющих их зон позволяет наметить в пределах региона два основных типа эволюции земной коры. Первый связан с нисходящими движениями в зонах геосинклинального развития. Начальное прогибание, в том числе на фоне раздвигания, нередко сменяется на поздних этапах развития структуры интенсивным сжатием. Фиксируется возрастание мощности геосинклинально-складчатого яруса и уменьшение мощности плутоно-метаморфического яруса, что особенно заметно в эвгеосинклинальных зонах. В последних отмечается и обновление «базальтового» слоя (регенерированного или вновь образованного). По-видимому, этот тип эволюции сопровождается также в ряде случаев уплотнением комплексов плутоно-метаморфического яруса и «переходом» их в «базальтовый» слой. Второй тип эволюции характеризуется разуплотнением земной коры и верхней мантии в условиях восходящих движений. Первому типу эволюции соответствуют разрезы байкало-витимского, сихотэ-алинского и верхнеамурского типов, а второму — бурейского, станового и алданского.

УДК 551.241.5(5-925.23-16)

Т. Л. БАБАДЖАНОВ, Э. Р. ШАЙХ-ЗАДЕ (ПГО «Узбекгеофизика»)

Промежуточный структурный этаж Северо-Устьюртской впадины

Северо-Устьюртская впадина представляет собой обширную зону прогибаний древнего заложения и является структурным элементом первого порядка северо-запада Туранской плиты. Расположение ее на стыке с древней Вос-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н. К., Ицисон М. И. Некоторые особенности областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1975, с. 276—286.
2. Глубинное сейсмическое зондирование в Байкальском регионе/Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов и др. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, 1975, с. 22—34.
3. Кольская сверхглубокая/Под ред. Е. А. Козловского. М.: Недра, 1984.
4. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
5. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 84—92.
6. Магид М. Ш., Спрыгина Т. В. Схематический петрофизический разрез земной коры по профилю Крым—Кольский полуостров. — В кн.: Структура земной коры континентов и океанов. Л., 1983, с. 42—52.
7. Миловицкая Н. Л., Ромашкин А. И. Глубинное строение зоны сочленения Алданского щита и Становой области. — Тихоокеанская геология, 1986, № 6, с. 106—112.
8. Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций новых геотектонических концепций/Д. И. Мусатов, В. С. Федоровский, Ю. Т. Афанасьев и др. — В кн.: XXVII МКГ Геология Советского Союза, Коллоквиум К.01. Докл. Т. 1. М., 1984, с. 102—114.
9. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальная часть). Киев: Наук. думка, 1973.
10. Потапов С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980, с. 43—53.
11. Романовский И. П. Рудно-магматические системы и палеозоны Беньюфа. — В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981, с. 50—54.
12. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых/Под ред. Н. Б. Дортман. М.: Наука, 1984.

точно-Европейской платформой, герцинидами Урала и Тянь-Шаня привлекало внимание крупнейших геологов и геофизиков к проблемам глубинного строения впадины и прежде всего возраста фундамента Северного Устьюрта

и выделения доюрских образований в самостоятельный промежуточный структурный этаж (ПСЭ). Неоднозначность решения указанных вопросов приводит к спорным представлениям о глубинном строении молодых платформ и трудностям при определении нефтегазоперспективности рассматриваемого региона [1—3, 5—7, 9]. Ранее многие исследователи по аналогии со структурами Горного Мангышлака к фундаменту впадины относили пермо-триасовые отложения, что не подтвердилось данными сейсморазведки и глубокого бурения, указывающими на сравнительно слабую дислоцированность и метаморфическую переработку этих пород и на признаки их нефтегазоносности.

В начале 70-х годов появились схемы поверхности фундамента (Ф), построенные по опорному преломляющему горизонту, прослеженному на обширной территории Северного Устьюрта на глубинах 3—12 км и характеризующемуся граничной скоростью (v_r) 5,4—6 км/с [2, 8, 10]. Эта граница была названа «поверхностью складчатого фундамента». Однако авторы построений не учли, что соответствующая волна отличается сравнительно простой формой записи и относительно высокой частотой, а значения v_r находятся в прямой зависимости от глубины залегания преломляющей границы. Изучение свойств «складчатого фундамента» привело к представлениям о пониженных на 0,25—0,4 км/с значениях v_r по поверхности фундамента молодых платформ [2, 5].

Анализ накопившихся к настоящему времени материалов глубокого бурения, сейсморазведки КМПВ и ОГТ свидетельствует о преимущественной приуроченности рассматриваемой границы к кровле палеозойских образований. В Самском, Косбулакском и Бейнеуском прогибах эта граница располагается, вероятно, внутри палеозойской толщи. Глубже поверхности «складчатого фундамента» на разрезах ОГТ выделены отражающие горизонты протяженностью в несколько десятков километров, характеризующие относительно спокойное залегание палеозойских комплексов. На профилях КМПВ, отработанных с длинными годографами, в пределах Барсакельмесского прогиба, Южно-Эмбинского поднятия и Актумесукской системы дислокаций построена преломляющая граница с v_r 5,8—6,4 км/с, которая по своим характеристикам может рассматриваться как поверхность докембрийского фундамента (оценка возраста приводится ниже).

Мощность вышележащих верхне-, а также, возможно, средне- и нижнепалеозойских отложений варьирует от 0 до 10 км, возрастая от 2—5 км в Барсакельмесском прогибе до 8—10 км на Южно-Эмбинском поднятии. Это позволяет предположить, что в Бейнеуском, Самском и Косбулакском прогибах поверхность Ф залегает на 2—3 км глубже уровня, принятого сейчас, и перекрывается толщей палеозоя мощностью 3—5 км. Комплекс пород, ограниченный сверху осадочным мезозойско-кайнозойским чехлом, а снизу докембрийским фундаментом, отнесен нами к ПСЭ.

Отложения фундамента Северо-Устьюртской впадины вскрыты единичными скважинами на положительных структурах второго порядка.

Рифейские биотит-амфиболит-плагноклазовые сланцы без присутствия органики встречаются в скв. Мончаклы 1. Сильно метаморфизованные зеленые и черные кварц-серицит-гранитовые сланцы, также датированные рифеем, вскрыты скв. Коскала 1 [10]. Отметим, что породы фундамента сильно метаморфизованы — от амфиболитовой до мусковит-хлоритовой фации регионального метаморфизма.

Основной метод прослеживания фундамента Северо-Устьюртской впадины — КМПВ. При благоприятных сейсмогеологических условиях на ряде площадей (Байтерек, Теренкудук, Мончаклы и др.) также были зарегистрированы отраженные волны от поверхности фундамента. Дополнительным критерием определения положения этого раздела земной коры является различие в структуре волнового поля: выше поверхности фундамента регистрируются разнопротяженные оси синфазности регулярных отраженных волн, глубже — «немая» запись.

Особенности рельефа поверхности фундамента (рис. 1) и его скоростные характеристики с учетом новых данных проанализированы нами в работах [3, 4, 7]. Отметим наиболее важный вывод, приведенный в перечисленных работах, о том, что Северный Устьюрт не является единой жесткой глыбой, а разделяется на Барсакельмесско-Арстановский геоблок, характеризующийся низкоскоростным фундаментом (5,8—6,4 км/с), и северную систему прогибов с мафической корой (v_r по поверхности фундамента 6,4—6,5 км/с и более). В целом граничные скорости по поверхности фундамента Северо-Устьюртской впадины близки или даже превосходят значения v_r^F , присущие древним платформам Евразии [7].

В последние десятилетия для изучения разреза палеозойских отложений Устьюрта проведены значительные объемы бурения, однако эта информация относится в основном к зонам поднятий фундамента. Темноцветные породы РЗ вскрыты на площадях Байтерек, Сарытекиз, Кибир, Тулей и др. Здесь они представлены темно-зелеными, черными, буроватыми сланцами, алевролитами, туфопесчаниками, туфоаргиллитами. На восточной окраине Барсакельмесского прогиба в кровле палеозойских отложений (Каракудук, Кушкаир и др.) развиты бело-серые, мраморизованные, трещиноватые известняки. Мощность известняков, датированных каменноугольным возрастом, достигает 600 м; под ними на площади Каракудук вскрыты аргиллиты и порфиры. На площадях Акчалак, Куаныш, Акманказган установлено развитие тонких прослоев известняков в эффузивно-терригенной толще палеозоя. Вскрытая мощность карбонатно-терригенных девонских и каменноугольных отложений в южно-эмбинских глубоких скважинах (Жанасу, Северный Мынсуалмас и др.) достигает 2 км. Сероцветные терригенные породы и известняки перми и карбона мощностью более 1500 м обнаружены повсеместно на Северных Бузаках. Все указанные комплексы не достигли начальной зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, что не согласуется с заключением об их геосинклинальной природе.

Вместе с тем установленные углы наклона верхнепалеозойских пород относительно оси керна достигают 30—40° и даже 60—70°, а их

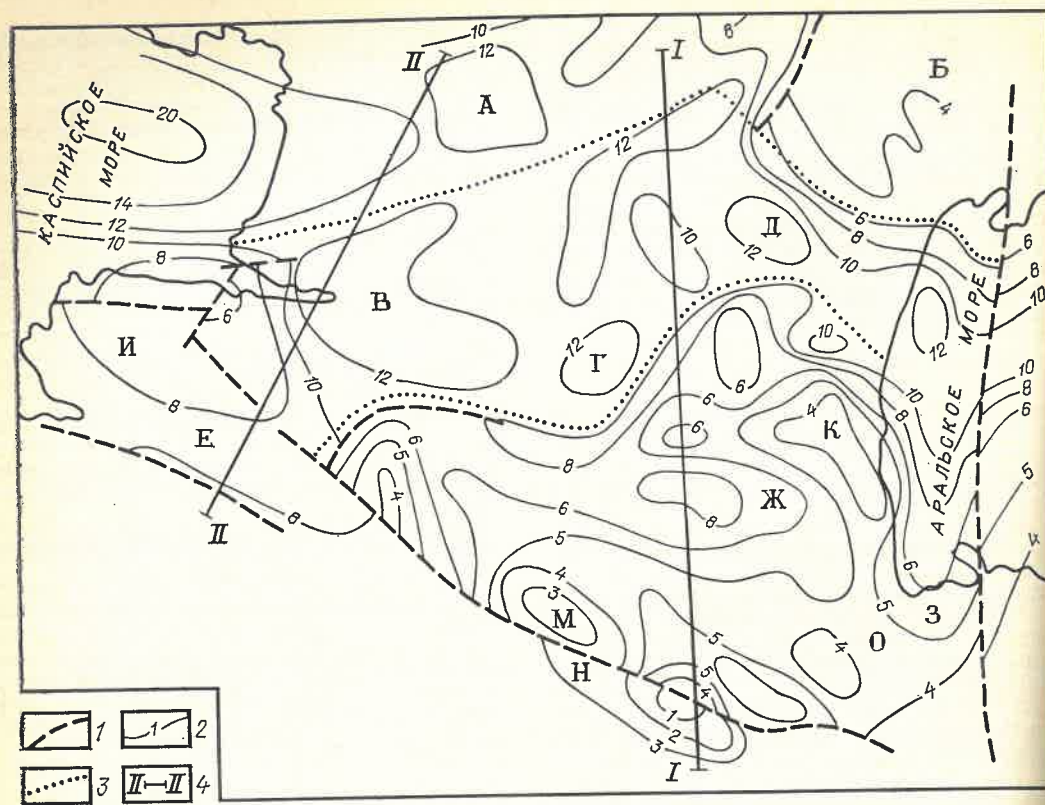


Рис. 1. Схема рельефа поверхности фундамента Северного Устьурта [4]
1 — основные разломы; 2 — изолинии глубин залегания поверхности фундамента, км; 3 — контуры области возможного более глубокого залегания фундамента; 4 — линии разрезов (см. рис. 2); прогибы: А —

плотность выше по сравнению с отложениями пермо-триаса на $0,06-0,2 \text{ г/см}^3$. Такие сравнительно повышенные дислоцированность и уплотнение пород, вероятно, обусловлены привязкой всех имеющихся данных бурения к относительно мобильным зонам поднятий.

Кровле верхнепалеозойских отложений соответствует преломленная волна с $v_r 5,3-5,8 \text{ км/с}$, которая прослеживается до $54-62 \text{ км}$ от пункта взрыва. Современные методы интерпретации материалов ОГТ позволяют прокоррелировать в пределах отдельных зон отражения от поверхности палеозоя. Этот сейсмический горизонт регистрируется в зонах различного литологического состава верхнепалеозойских отложений, однако, выделение его затруднено эффектом экранирования юрскими известняками и другими вышележащими толщами.

ДискуSSION, по нашему мнению, вопрос о местоположении кровли палеозойских отложений в Самском, Косбулакском и Бейнеуском прогибах. Часто эта поверхность намечается (Ю. А. Волож, В. И. Кораблина и др.) на глубинах $5,5-6 \text{ км}$ (рис. 2). Такое относительно неглубокое залегание кровли РЗ и несколько сокращенный разрез Р—Т хорошо согласуются с ранее намеченным нами разделением Северного Устьурта на Барсакельмеско-Арстанов-

Южно-Эмбинский, Б — Челкарский, В — Бейнеуский, Г — Самский, Д — Косбулакский, Е — Южно-Бузачинский, Ж — Барсакельмесский, З — Судочий; поднятия: И — Северо-Бузачинское, К — Актумусское, М — Байчагыр-Яркымбайское, Н — Центральноустуртское, О — Коскалинское

ский блок и систему северных впадин, тяготеющих по особенностям земной коры к структурам Южной Эмбы, где по данным бурения установлено выклинивание пермо-триасовых отложений. Вместе с тем следует отметить низкие по сравнению с другими участками Северного Устьурта значения v_r ($5,2-5,5 \text{ км/с}$) по предполагаемой поверхности палеозойских отложений, несмотря на максимальные глубины залегания этой границы. На профилях КМРВ отработанных по полным системам наблюдений, в конце 70-х годов в Самском и Косбулакском прогибах уверенно прослежена волна с $v_r 5,4-5,8 \text{ км/с}$. Глубина залегания соответствующей ей преломляющей границы изменяется от 5 до 7 км . Вполне вероятно приуроченность именно этой границы к кровле палеозоя. Для уточнения рельефа поверхности палеозойских пород в северных прогибах Устьурта необходимы дальнейшие исследования ОГТ и глубокое бурение.

Значительная (до 10 км) мощность толщ между кровлей РЗ и поверхностью докембрийского фундамента и установленное по данным бурения развитие в ее верхней части нижнепалеозойских пород в северных прогибах Устьурта позволяют предположить существование в разрезе РЗ нижне-среднепалеозойских отложений.

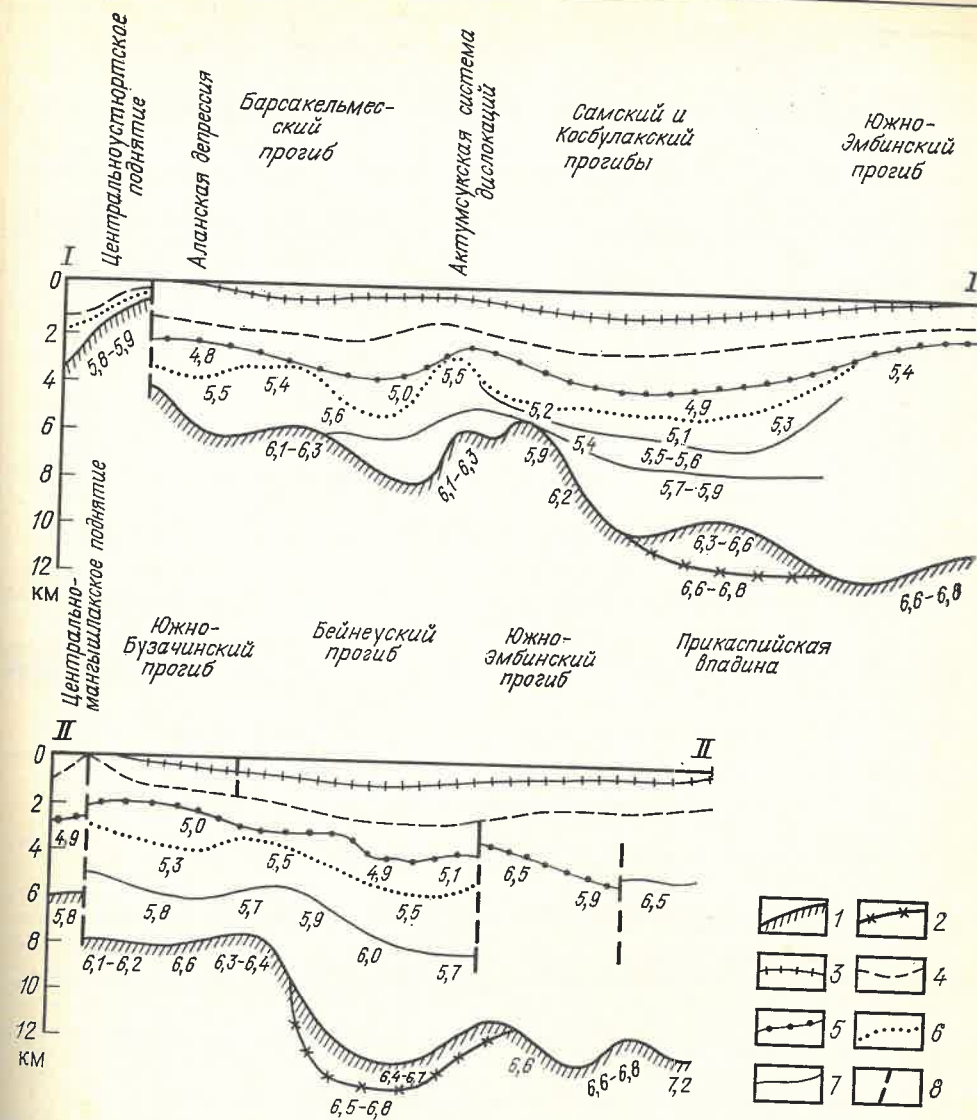


Рис. 2. Схематические разрезы надфундаментных комплексов Северного Устьурта
1 — поверхность фундамента; 2 — предполагаемое местоположение фундамента в пределах группы се-

верных прогибов; 3—6 — кровля отложений: 3 — меловых, 4 — юрских, 5 — ПСЭ, 6 — палеозойских; 7 — прочие границы; 8 — основные разломы; цифры на разрезах — граничные скорости, км/с

Наиболее обширная геолого-геофизическая информация накоплена о строении верхней, пермо-триасовой части ПСЭ, к кровле которой (рис. 3) приурочена преломленная волна с $v_r 4,9-5,1 \text{ км/с}$. Вскрытая мощность отложений Р—Т варьирует от первых десятков метров до 1300 м (Кассарма). По литологическим особенностям породы Р—Т подразделяются на два типа — терригенный и вулканогенно-осадочный. Первый представлен фациально невыдержанной толщей красноцветных известковых аргиллитов, алевролитов и песчаников (Харой, Куаныш, Аламбек и др.); второй — чередованием песчано-алевролитистых с бурными туфоловами кислого состава (Курлук, Тулей, Арстан и др.). Эта незначительная толща с резким угловым несо-

гласием залегает на верхнепалеозойских отложениях.

Отличительной особенностью разреза Р—Т западной части региона является развитие в его верхах сероцветного литолого-стратиграфического комплекса мощностью около 1 км [3]. В целом пермо-триасовые породы не метаморфизованы, слабо дислоцированы. Углы падения их по керну $7-10^\circ$, однако на некоторых площадях они возрастают до $15-30^\circ$ и даже 45° (Харой, Байтерек и др.) [2]. Эта сравнительно повышенная дислоцированность, находящаяся в ряде случаев отображение в материалах ОГТ в виде групп наклонных осей синфазности, а также существенные латеральные изменения мощности, фациального состава и физических свойств не позволяют включить об-

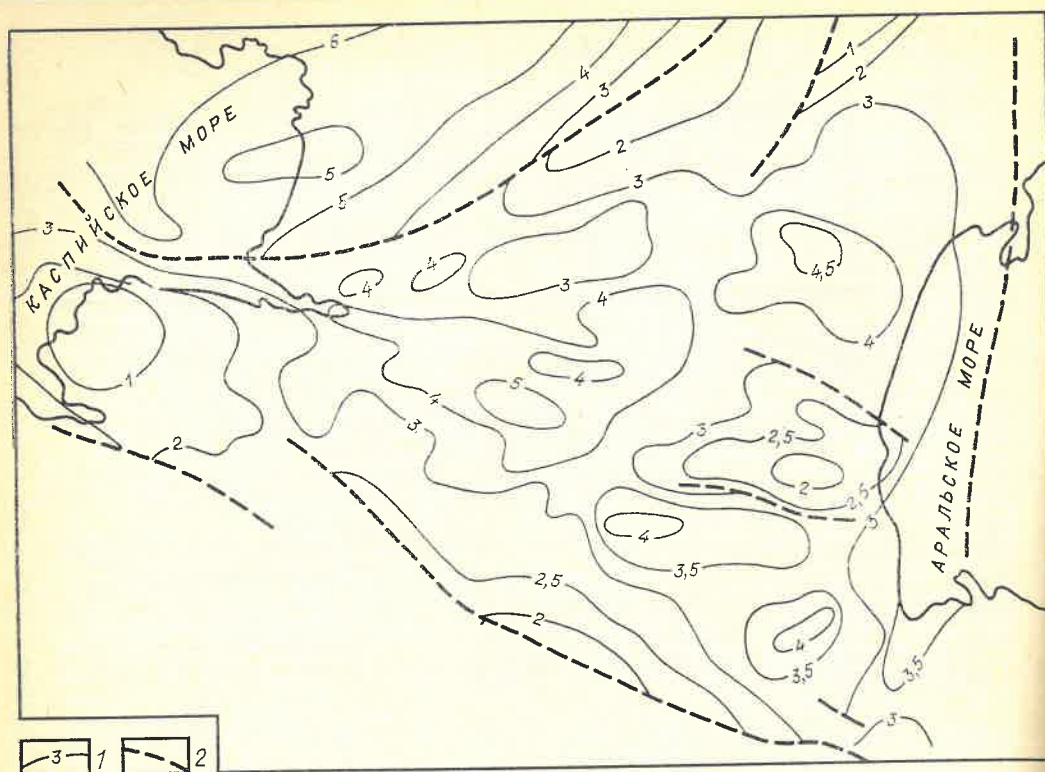


Рис. 3. Схема рельефа подошвы осадочного чехла (кровли ПСЭ) Северного Устьурта (по данным Н. Я. Кунина, Ш. Д. Давлятова, Р. Пака с добавлениями авторов)

1 — изолинии глубины залегания подошвы осадочного чехла, км; 2 — разломы

разования пермо-триаса в состав осадочного чехла.

По геолого-геофизическим данным нами построена схема мощности ПСЭ Северного Устьурта (рис. 4). Значения этого параметра существенно варьируют в регионе — от 0 до 10 км; для сравнения отметим, что мощность осадочного чехла не превышает 5 км (см. рис. 3). Такое соотношение свидетельствует о нивелирующей роли ПСЭ.

Приведенная схема отчетливо отображает увеличение мощности ПСЭ Северо-Устьуртской впадины с юга на север, на фоне которого выделяются две крупные области. Первая, ограниченная на юге Центральноустыртским поднятием, включает Барсакельмский и Судочий прогибы, Актумсукское, Шольтауское и Байчагыр-Яркимбайское поднятия. Для нее характерны небольшие (менее 4 км) мощности ПСЭ, соизмеримые с толщиной осадочного чехла. Вторая область охватывает Бейнеуский, Самский, Косбулакский, Южно-Бузачинский и Южно-Эмбинский прогибы, а также Северо-Бузачинское поднятие и отличается увеличенной (5–10 км) мощностью ПСЭ. Резкая субширотная флексура, протягивающаяся по южным бортам Косбулакского, Самского и Бейнеуского прогибов, разделяет указанные области. Перепад значений мощности вдоль флексуры достигает 3–4 км.

Описанные области отвечают двум крупным блокам разнородного фундамента и магматоморфической земной коры Северного Устьурта [4]. Это доказывает наличие тесной связи

глубинного строения с приповерхностной геологией, с особенностями осадочного чехла и ПСЭ, являющимися объектами поиска новых месторождений.

Таким образом, в пределах Северо-Устьуртской впадины развит мощный ПСЭ, его отложения охватывают существенный временной интервал — от пермо-триаса до нижнего палеозоя включительно. Для ПСЭ впадины характерны:

нивелировка сложно расчлененной поверхности фундамента, дислокации которого часто не отображаются в горизонтах осадочного чехла; различия по степени метаморфической переработки, дислоцированности отложений и распределению областей максимального накопления между пермо-триасовым и палеозойскими комплексами разреза ПСЭ;

развитие двух крупных областей существенно различной мощности, разделенных субширотной флексурой.

Приведенная схема мощности ПСЭ свидетельствует об огромных масштабах осадконакопления в пермо-триас-палеозойское время, что расширяет перспективы нефтегазоносности впадины. Свообразное строение надфундаментных комплексов Северного Устьурта требует расширения региональных работ ОГТ в совокупности с другими глубинными сейсмическими исследованиями, направленными на изучение особенностей земной коры в пределах северных прогибов, а также зон их сочленения с Прикаспийской и Араломорской динами.

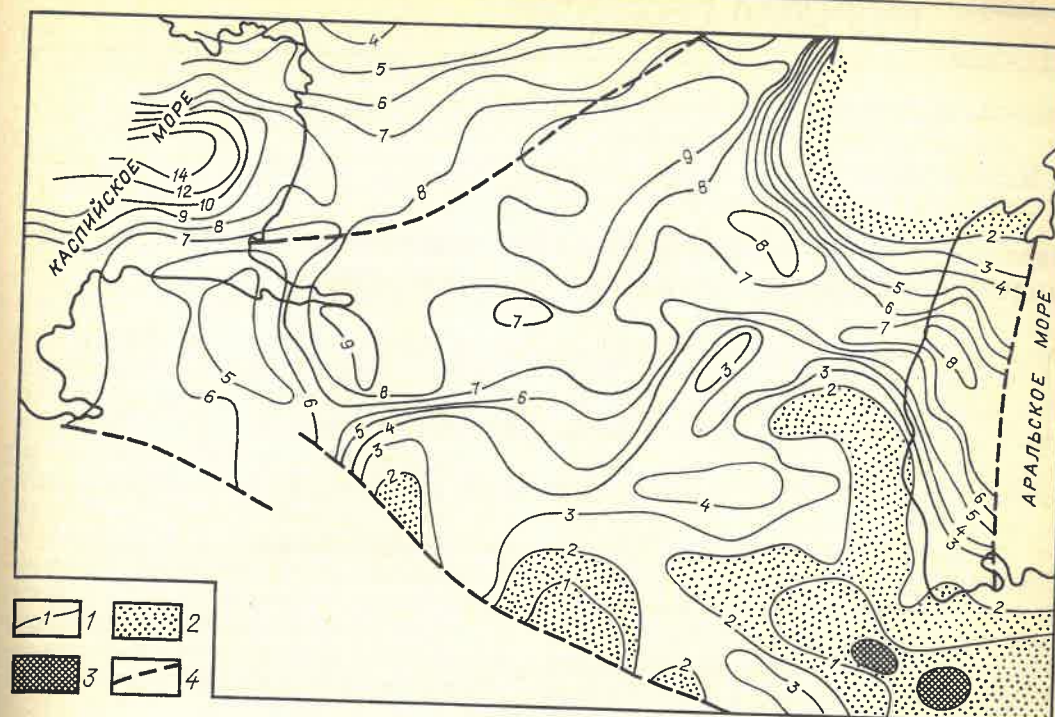


Рис. 4. Схема мощности ПСЭ Северного Устьурта

1 — изопахиты ПСЭ, км; 2 — мощность ПСЭ менее 2 км; 3 — зоны отсутствия ПСЭ; 4 — разломы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Лабутин Л. И. Литология, условия образования и нефтегазоносность доюрских отложений Устьурта. Ташкент: Фан, 1979.
2. Бабаджанов Т. Л. Глубинное геологическое строение Восточного Устьурта. Ташкент: Фан, 1974.
3. Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Лук-Зильберман В. И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент: Фан, 1986.
4. Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона. — Сов. геология, 1984, № 10, с. 67–74.

5. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры. — Геотектоника, 1985, № 1, с. 3–15.
6. Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974.
7. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геоморфическая характеристика Западной Евразии. М.: ИФЗ АН СССР, 1985.
8. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982.
9. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 1983. (Труды ВНИГНИ, вып. 141).
10. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью/ А. А. Бакиров, Р. И. Быков, В. П. Гаврилов и др. М.: Наука, 1970.



УДК 553.31/32.0.68 : 553.21/24 (26)

И. С. ГРАМБЕРГ, П. А. АЛЕКСАНДРОВ,
С. И. АНДРЕЕВ, Л. И. АНИКЕЕВА, Б. Х. ЕГИАЗАРОВ, Ю. П. ЕРШОВ,
Л. М. МАРМОРШТЕЙН (ВНИИОкеангеология)

Вертикальная зональность рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций в Мировом океане

Железомарганцевые конкреции формируются в различных морфоструктурных зонах Мирового океана. Отдельные их скопления приурочены к внешнему краю шельфа, чаще всего к обособленным блокам — аваншельфам (плато Блейк, плато Пернамбуку, плато Агульяс, Новозеландское плато). Глубина их залегания 400—1200 м. Аваншельфовые конкреции характеризуются пониженными содержаниями марганца (10—12 %) и никеля (0,3—0,5 %), очень низкими — меди (0,10—0,14 %); содержание железа в них 10,4—15,5 %, кобальта 0,3—0,4 %. Условия их формирования специфичны и существенно отличаются от условий образования пелагических конкреций, составляющих основную массу железомарганцевых конкреций Мирового океана.

Пелагические конкреции в зависимости от приуроченности к морфоструктурам океанического дна делятся на две группы: 1) абиссальных котловин, 2) подводных гор и океанических поднятий. Первые встречаются преимущественно в пределах днищ крупных океанических плит — талассопленов, вторые тяготеют к верхним частям склонов крупных вулканических сооружений. Изучение вещественного состава океанических конкреций Тихого океана по четырем тысячам проб, в которых определялось содержание железа, марганца, никеля, меди и кобальта, позволило осуществить их геохимическую типизацию.

Геохимическая специализация определялась путем сопоставления количества меди, никеля и кобальта в частных пробах (%) с их региональным кларком, т. е. со средним содержанием этих металлов в конкрециях Тихого океана, равным для никеля 0,67 %, для меди 0,43 %, для кобальта 0,22 %. К тому или иному геохимическому типу

конкреции относились по содержанию в них марганца и железа (Mn/Fe), довольно стабильному для каждого геохимического типа.

В соответствии с этими признаками было выделено три геохимических типа конкреций: медно-никелевый, кобальтово-медно-никелевый и кобальтовый. В последнем, учитывая различную морфоструктурную приуроченность и региональную разобщенность, выделены два подтипа: богатые и бедные кобальтовые железомарганцевые конкреции (табл. 1).

Каждый из выделенных геохимических типов конкреций характеризуется определенным морфологическим обликом: формой, размером и структурой поверхности. Железомарганцевые конкреции медно-никелевого типа представлены дискоидальными с шероховатой поверхностью образованиями от 2 до 10 см в поперечнике. Кобальтово-медно-никелевые конкреции обычно гроздевидной формы, их размер 2—4 см в диаметре, поверхность гладкая. Бедные кобальтовые конкреции имеют форму «идеальных шаров» с шероховатой поверхностью и диаметром 5—6 см. Среди богатых кобальтовых железомарганцевых образований встречаются сфероидальные и эллипсоидальные конкреции и корки, в основном с гладкой поверхностью.

Минеральный состав выделенных геохимических типов конкреций отличается индивидуальными особенностями: медно-никелевый представлен в основном устойчивым к нагреванию бузеритом; кобальтово-медно-никелевый — менее устойчивым к нагреванию бузеритом и вернадитом; кобальтовый бедный подтип — почти нацело вернадитом [4]; кобальтовый богатый подтип — бернесситом и тодорокитом [7].

Попытки геохимической классификации предпринимались и ранее. Для

Таблица 1

Геохимические типы конкреций Тихого океана

Геохимическая специализация	Средние содержания металлов, %							Районы распространения прототипов
	Ni	Cu	Co	Mn	Fe	Ni+Cu	Mn/Fe	
Cu—Ni (524)*	1,30	0,95	0,20	24,26	5,15	2,25	4,7	Центральный и Северо-Восточный районы поля Клариион-Клиппертон Центральнотихоокеанское поле, западный район поля Клариион-Клиппертон Район Раротонга Южно-Тихоокеанского поля Район Туамоту, Гавайское поле
Co—Cu—Ni (247)	0,86	0,62	0,24	21,04	12,50	1,48	1,7	
Co, бедные (118)	0,35	0,19	0,35	14,61	15,90	0,52	0,9	
Co, богатые (104)	0,49	0,15	1,03	23,20	14,30	0,64	1,3	

* В скобках дано количество проб.

этого использовался марганцевый модуль (Mn/Fe) [1, 7] или соотношения между никелем, медью и кобальтом [10].

Предложенный подход к определению геохимической специализации железомарганцевых конкреций отличается от предшествующего большей комплексностью, так как учитывает абсолютное и относительное содержание никеля, меди и кобальта, а в качестве вспомогательного критерия — отношение Mn/Fe. Существование выделенных геохимических типов как природных объектов подтверждается их морфогенетическими и минералогическими индивидуальными особенностями.

Анализ вещественного состава конкреций Тихого океана в пределах полей районов распространения конкреций и конкрециеносных площадей позволил установить, что крупные скопления обладают какой-то одной преобладающей геохимической специализацией, принадлежащей к одному из трех выделенных типов (табл. 2). Например, поля Клариион-Клиппертон и Перуанское имеют медно-никелевую; Центральнотихоокеанское — кобальтово-медно-никелевую, Южно-Тихоокеанское — кобальтовую бедную, Гавайское — кобальтовую богатую специализацию. Геохимическая специализация скоплений конкреций контролируется вертикальной геохимической зональностью. Так, в верхнем батиметрическом интервале, до 3 тыс. м, преобладают

конкреции кобальтовой специализации, преимущественно первого подтипа (богатые) с содержанием кобальта от 0,5 до 2,3 %. По масштабу распространения (15 % от общего количества железомарганцевых конкреций Тихого океана) они уступают другим геохимическим типам. Однако если учесть, что к этому же подтипу могут быть отнесены «кобальтовые корки», образующиеся на выступах океанического дна, то общий масштаб кобальтового рудообразования в верхнем этаже океанических вод представляется весьма значительным.

На глубинах от 3 до 5 тыс. м и в диапазоне 300—400 м выше уровня критического карбонатакопления преобладающими являются конкреции кобальтово-медно-никелевой специализации (содержание никеля+меди порядка 1,5 %). Конкреции этого геохимического типа довольно широко представлены на океаническом дне (примерно 35 % от общего числа конкреций Тихого океана).

Приблизительно в 25 % оценивается распространенность конкреций медно-никелевой специализации (содержание никеля и меди, в среднем, 2,2—2,3 %), приуроченных к глубинам от 4 до 5 тыс. м, однако наибольшая их концентрация наблюдается в диапазоне от 200—300 м непосредственно ниже уровня карбонатной компенсации (УКК — принят согласно [2] по содержанию CaCO₃, равному 10 %).

Таблица 2

Вертикальная зональность в распределении рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций Тихого океана

Глубина океана, м	Карбонатная система	pH	Гидролизующие ионы	Геохимическая специализация конкреций	Ni+Cu, %	Co, %	Mn/Fe	Масштаб проявления конкреций, % от общей их массы
0—4000	Пересыщено CaCO_3 Равновесное состояние с местными отклонениями	8,0—8,2 7,6—7,8	Fe^{3+} , Co^{3+} , Mn^{3+} , Fe^{2+} , Co^{2+}	Кобальтовая (подтип богатых конкреций)	0,64	1,03	1,30	15,0 (173)*
4000—5000	Уровень карбонатной компенсации (УКК)	7,8—8,0	Mn^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Co^{2+} , Co^{3+}	Кобальтово-медно-никелевая	1,48	0,24	1,70	35,0 (533)
				Медно-никелевая	2,25	0,20	4,70	25,0 (2922)
5000 и более	Насыщено CaCO_3	7,7—7,8	Fe^{2+} , Fe^{3+} , Co^{2+} , Mn^{3+} , Co^{3+}	Кобальтовая (подтип бедных конкреций)	0,57	0,35	0,90	25,0 (244)

* В скобках — число геологических станций.

Примечание. Положение УКК зависит от климатической и циркумконтинентальной зональности Тихого океана. В районе поля Кларнон-Клиппертон глубина, на которой расположен УКК, с запада на восток меняется от 4950 до 4300 м и менее. На севере Южной котловины УКК расположен на глубине 4000 м.

Значительные скопления (до 25 %) образуют конкреции кобальтовой специализации (бедные), содержащие в среднем 0,35 % кобальта и приуроченные к глубинам порядка 5 тыс. м. Они залегают ниже УКК; продуктивный интервал составляет 200—300 м.

Представление о существовании вертикальной геохимической зональности в распределении железомарганцевых конкреций различного вещественного состава в столь определенной форме высказывается впервые, хотя сведения об обогащенных кобальтом железомарганцевых конкрециях и корках, залегающих на небольших глубинах Мирового океана, приводятся в ряде работ, например в [7]. Общеизвестны и представления о наибольшей обогащенности никелем, медью и кобальтом конкреций абиссальных котловин [3].

Нет сомнений в том, что осадочный рудогенез в океане контролируется совокупностью факторов, часть которых уже установлена. К ним относится терригенный снос — источник основной части Fe и Mn, а также подводный вулканизм, гидротермы и гальмиролиз, поставляющие многие рудообразующие компоненты: Fe, Mn, Ni, Cu, Co [1]. Важную роль играют подводные течения, обеспечивающие перемещение рудообразующего материала, и скорости осадконакопления, влияющие на масштаб конкрециеобразования. Перечисленные факторы во многом определяют процесс конкрециеобразования, но не объясняют наблюдаемой вертикальной геохимической зональности в распределении конкреций.

Авторы уже обращали внимание на пространственную приуроченность же-

лезомарганцевых конкреций, обогащенных медью, никелем и кобальтом, к УКК [6]. Связь конкрециеобразования с УКК исследовалась авторами в Северо-Американской котловине в Атлантическом океане, Центральной, Северо-Восточной и Южной котловинах в Тихом океане. При том что железомарганцевые конкреции встречаются на дне океана повсеместно, было установлено, что существуют горизонты, в пределах которых конкрециеобразование происходит особенно активно, а сами конкреции наиболее обогащены никелем, медью и кобальтом. Эти горизонты приурочены к УКК. Однако следует подчеркнуть, что связь конкрециеобразования с УКК является опосредованной.

Анализ закономерностей распределения компонентов карбонатной системы, биогенных элементов и продуктов их преобразования, а также изменения щелочности вод с глубиной показывают, что геохимическая специализация конкреций в вертикальном разрезе вод океана может быть объяснена химией рудообразующих металлов.

По современным представлениям, катионы металлов являются кислотами, т. е. акцепторами электронных пар, что обуславливает гидратацию, гидролиз и комплексобразование. Характер взаимодействия катиона с водой зависит от его электронно-акцепторной способности. Достаточно общей (за некоторыми исключениями) является тенденция к увеличению степени гидролиза, т. е. смещению равновесия в реакциях гидролиза в сторону образования гидролизированных форм катионов, по мере увеличения их заряда и уменьшения размера.

Так, для щелочных металлов даже процесс гидратации характеризуется высокой лабильностью молекул воды во внутренней гидратной оболочке, а процесс гидролиза вследствие слабости кислотных свойств этих металлов почти не идет. Напротив, такие высокозарядные катионы, как Al^{3+} и Fe^{3+} в водных растворах при $\text{pH} > 3$ и $\text{pH} > 1$ соответственно, практически полностью представлены в виде комплексов $[\text{Al}(\text{OH})_3(\text{OH}_2)_3]^\circ$ и $[\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{OH}_2)_3]^\circ$ [5].

Продукты гидролиза катионов переходных металлов и высокочargedных

катионов — плохо растворимые соединения в условиях вод Мирового океана. Причем по отношению к продуктам гидролиза катионов основных рудообразующих металлов железомарганцевых конкреций воды Мирового океана являются пересыщенными растворами. Учитывая это, процесс гидролиза можно рассматривать как первую стадию осаждения металлов из океанических вод при формировании конкреций. Отметим, что независимо от того, образует ли данный металл самостоятельную минеральную фазу, как, например, окислы и гидроокислы железа, или представлен в адсорбированном виде, процесс гидролиза — важная стадия включения металла в состав железомарганцевых конкреций. Это вытекает из представлений о специфической адсорбции как процессе комплексобразования, происходящего на поверхности твердой фазы [8, 9], согласно которым адсорбироваться на окислах Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 , SiO_2 могут преимущественно продукты гидролиза переходных и поливалентных катионов, что связано с условием кислотно-основного равновесия в системе оксид — раствор соли.

Таким образом, гидролиз ответствен за нахождение в составе конкреций Ni, Cu и Co, самостоятельных минеральных фаз которых в конкрециях не обнаружено. К основным параметрам, определяющим процесс гидролиза данного катиона, относятся pH раствора и его электронно-акцепторная способность. Достаточно общими закономерностями распределения pH во всех океанах являются его максимум (8,1—8,2) в поверхностном слое океана (где он обусловлен процессами фотосинтеза, при которых удаляется из раствора CO_2 и понижается содержание бикарбонатных ионов), последующее снижение значений pH (7,6—7,7) до глубин 500—700 м, отвечающих уровню кислородного минимума, а затем постепенное и длительное повышение pH до 8,0—8,1 — по мере уменьшения в океанических водах продуктов разложения органических веществ, т. е. до второго глубинного максимума pH (4—4,5 тыс. м), примерно отвечающего УКК; ниже 5 тыс. м вновь фиксируется снижение значений pH до 7,7—7,8.

Относительно причин возникновения второго (глубинного) максимума рН у исследователей нет единого мнения. Большинство склоняется к тому, что определяющим является нарушение карбонат-бикарбонатного равновесия под влиянием все увеличивающегося давления и заметного снижения температуры океанических вод с глубиной [3].

Металлы, входящие в состав железомарганцевых конкреций, не одинаковы по электронно-акцепторным свойствам и их гидролиз на разных батиметрических уровнях океана существенно различен [5, 6].

Гидролиз железа и марганца в высшей валентности может происходить на разных батиметрических уровнях океана. Кобальт, в существенной мере являющийся аналогом железа, также гидролизует во всем диапазоне значений рН океана. Последнее обстоятельство определяет присутствие кобальта на разных глубинах, хотя ведущую роль он играет там, где не подавляется медью и никелем, кларк которых в водах океана значительно выше.

В то же время для трудногидролизующихся катионов с постоянной степенью окисления 2^+ (Cu^{2+} и Ni^{2+}) условия для протекания гидролиза наиболее полно реализуются на глубинах порядка 4—5 тыс. м, где значения рН приближаются к 8,0 в диапазоне 500—600 м выше и ниже УКК. Гидролиз Mn^{2+} весьма затруднен и может происходить в условиях, близких к условиям гидролиза меди и никеля. Последнее обстоятельство объясняет, почему на глубине 4—5 тыс. м, на уровне глубинного максимума рН, формируются конкреции с наиболее высоким содержанием Mn , Ni и Cu .

С переходом к глубинам, превышающим 5 тыс. м, к области с пониженным значением рН, где гидролиз Mn^{2+} , Ni^{2+} и Cu^{2+} затруднен, вновь устанавливаются условия (рН 7,7—7,8), благоприятные для преимущественного образования гидратированных форм железа и кобальта. Соответственно на этих глубинах вновь формируются железомарганцевые конкреции, обогащенные железом и кобальтом.

С учетом особенностей гидролиза рудообразующих компонентов, входящих в состав железомарганцевых конкре-

ций, становится более понятной вертикальная геохимическая зональность их распределения в океане. Хотя рудообразующие компоненты, входящие в состав конкреций, присутствуют в гидролизованной форме по всему разрезу водной толщи океана, гидролиз их осуществляется в основном на определенных глубинных уровнях с наиболее благоприятными для гидролиза того или иного металла геохимическими параметрами, и прежде всего соответствующими значениями рН.

Эти особенности гидролиза металлов, входящих в состав железомарганцевых конкреций, определяют преимущественное развитие в верхнем диапазоне глубин водной толщи океана конкреций, обогащенных железом и кобальтом, постепенное понижение содержания этих металлов с глубиной при увеличении содержания марганца, никеля и меди. Максимальные концентрации этих трех металлов фиксируются на глубинах 4—5 тыс. м, когда рН океанической воды приближается к 8,0. Падение рН на глубинах, превышающих 5 тыс. м, вновь ограничивает гидролиз двухвалентного марганца, никеля и меди, конкреции приобретают кобальтовую специализацию, а отношение Mn/Fe снижается до минимума.

Приуроченность конкреций, наиболее обогащенных марганцем, никелем и медью, к УКК не случайна. Четко выявляется зависимость гидролиза растворимых соединений Mn^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} от карбонат-бикарбонатного равновесия. Однако зависимость эта опосредованная и реализуется через рН, значение которого в океане в основном контролируется состоянием карбонат-бикарбонатного равновесия.

В заключение отметим, что вертикальная геохимическая зональность в распределении рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций в океане представляется достаточно очевидной. При этом проявляется зависимость океанского осадочного рудообразования от особенностей гидролиза в океане рудообразующих компонентов, входящих в состав железомарганцевых конкреций. Разумеется, гидролизом и факторами, контролирующими его, не ограничиваются процессы, формирующие геохимическую специализацию железомарганцевых конкреций. Необходи-

димо учитывать также роль поступающих терригенных и вулканогенных рудообразующих компонентов, движение водных масс, перемещающих их к месту формирования железомарганцевых конкреций, состав подстилающих донных осадков, а также происходящие в них процессы диагенеза. В той или иной мере значение этих факторов отражено в геологической литературе, посвященной происхождению железомарганцевых конкреций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С. И., Аникеева Л. И. Источники рудного вещества. — В кн.: Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л., 1984, с. 152—159.
2. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 18—37.
3. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
4. Марганцевые минералы железомарганцевых конкреций/С. И. Андреев, О. Г. Смет-

таникова, Л. И. Аникеева и др. — В кн.: Геохимия донных образований Мирового океана. Л., 1984, с. 14—30.

5. Назаренко В. А., Антонович В. П., Невская Е. М. Гидролиз ионов металлов в разбавленных растворах. М.: Атомиздат, 1979.
6. Поисковые физико-химические критерии конкреционности Мирового океана/П. А. Александров, С. И. Андреев, Л. И. Аникеева и др. Л., 1984, с. 5—14.
7. Скорнякова М. С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана. — В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М., 1976, т. 109, с. 190—241.
8. James R. O. and Mac Naughton M. G. The adsorption of aqueous heavy metals on inorganic minerals. — Geochim. et cosmochim. Acta, 1977, vol. 41, p. 1549—1555.
9. Schindler R. W., Furst B., Dick R., Wolt P. U. Ligand properties of surface Solanols Groups. Surface complex formation with Fe^{3+} , Cu^{2+} , Cd^{2+} and Pb^{2+} . — J. Coll. and Int. Sci., 1976, vol. 55, N 2, p. 469—475.
10. Summerhages C., Willis J. Geochemistry of manganese deposits in relation on environment of Sea Floor around South Africa. — Marine Geol., 1975, vol. 18, N 3, p. 159—173.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.11(571.51/.52-17)

Б. Г. ПОКРОВСКИЙ, В. И. ВИНОГРАДОВ (ГИН АН СССР)

Изотопный состав некоторых элементов в ультраосновных — щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции

Вопрос о генезисе щелочных пород до сих пор остается дискуссионным. Как показывает изучение океанических базальтов, пород офиолитовых комплексов и глубинных ксенолитов в континентальных эффузивах, верхняя мантия Земли резко обеднена щелочными элементами. Для возникновения щелочных магм в веществе такой мантии должно было бы происходить фракционное плавление в пределах десятых долей процента, что представляется маловероятным [6].

В последнее время широкое распространение получила гипотеза, согласно которой решающая роль в формировании щелочных магм принадлежит глубинным флюидам, приносящим подвижные компоненты и тем самым вы-

зывающим плавление деплетированной мантии [6]. Для обоснования этой гипотезы важное значение имеют данные по изотопии стронция в щелочных базальтах. Последние насыщаются щелочами, по-видимому, незадолго до излияния: в них наблюдаются обычно очень низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сопоставимые с таковыми в толеитах, несмотря на значительно более высокие отношения Rb/Sr [8].

Вариации изотопного состава кислорода [12] в щелочных базальтах и толеитах также не удается объяснить только фракционными процессами. В амфиболах из щелочных базальтоидов установлены, в отличие от других магматических пород, широкие вариации изотопного состава водорода [7]. Они

явно свидетельствуют о том, что активную роль в процессах щелочного магматизма играли водные флюиды, причем остается открытым вопрос об их происхождении — коровом или мантийном.

В ряде случаев не вызывает сомнений участие вещества земной коры в процессе формирования щелочных магм. В качестве примера можно привести богатые калием эффузивы Италии, в которых обнаружены очень высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,720) и $\delta^{18}\text{O}$ (до 17‰), а также корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с $\delta^{18}\text{O}$ [11, 15].

Сложные ультраосновные — щелочные интрузивно-эффузивные комплексы в изотопном отношении менее изучены. В карбонатитах отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно не превышают 0,704, что считается признаком их мантийного происхождения. Однако столь прямолинейная интерпретация изотопных данных по стронцию вряд ли оправдана. Изучение вариаций изотопного состава углерода и кислорода в карбонатитах [2, 4] указывает на то, что важную роль в их формировании играет вещество осадочного происхождения.

В настоящей статье авторы пытаются обосновать роль вещества осадочного цикла в формировании щелочных пород на примере Маймеча-Котуйской магматической провинции, расположенной на северо-западном склоне Анабарского щита (север Сибирской платформы). В пределах провинции описаны около 20 сложных по составу щелочных — ультраосновных интрузий, возраст которых по К-Аг определениям равен 225—245 млн. лет [1]. Площадь самой крупной Гулинской интрузии превышает 500 км² [1]. К крупным относятся также интрузии Одихинча (56 км²), Кугда (16 км²), Бор-Юрях (18,5 км²), Маган (42 км²). Все они размещены на севере провинции в нижнем течении рек Маймеча и Котуй. В интрузиях преимущественно распространены породы ийолит-мельтейгитового ряда и трудно отличимые от них метасоматические нефелин-пироксеновые породы [1]. Значительные площа-

* Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD даны в промилле относительно стандарта SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ — относительно стандарта PDB. В статье знак ‰ опущен.

ди занимают ультраосновные породы (особенно крупнокристаллические оливиниты), а также карбонатиты и породы, богатые меллитом. Сиениты имеют подчиненное значение.

Интрузии прорывают мощный осадочный чехол, в котором преобладают морские карбонатные отложения раннего рифея — позднего девона общей мощностью более 3 км. Верхняя часть стратиграфического разреза представлена триасовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых наряду с характерными для Сибирской платформы траппами широко развиты щелочные эффузивы и связанные с ними жильные породы (дельканская и арыджангская свиты), а также ультраосновные эффузивы — меймечиты. Из известных интрузий лишь Гулинская прорывает самые верхние горизонты стратиграфического разреза. Ее южный, доступный изучению экзоконтакт сложен роговиками, сформированными по базальтам коготокской свиты. Интрузии Одихинча, Кугда и Бор-Юрях прорывают нижне- и среднекембрийские карбонатные породы. В результате отчетливо проявленного диапиризма на контакте с интрузиями обычно обнажаются более древние породы рифейского возраста.

В таблице приведена краткая характеристика проанализированных образцов. Наряду с породами ультраосновных — щелочных интрузий, щелочными базальтоидами арыджангской и дельканской свит опробованы амфиболиты и осадочные карбонатные породы, слагающие экзоконтакты интрузий. Кроме того изучены образцы рифейских органических карбонатов из долины р. Котуйкан, предоставленные В. А. Комаром.

Изотопные отношения стронция и содержания рубидия и стронция измерялись на масс-спектрометре МАТ-260. Методы химической подготовки проб для масс-спектрального анализа детально описаны в работе [3]. В ней же даны подробные описания подготовки проб для изотопного анализа кислорода, углерода и водорода. Изотопный состав кислорода и углерода определялся на масс-спектрометре МИ-1201, а водорода — на модернизированном масс-спектрометре GD-150. Ошибки

Результаты изотопных анализов пород и минералов Маймеча-Котуйской провинции

№ обр.	Порода, минерал	Место отбора	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	δD
Интрузия Бор-Юрях										
1605*	Мраморизованный карбонат, кальцит	Южный экзоконтакт	0,70497	—	—	—	—	20,2	—1,4	—
1606*	То же	То же	—	—	—	—	—	20,4	0	—
1607*	»	»	—	—	—	—	—	18,3	—0,3	—
Гулинская интрузия										
1639	Апобазальтовый амфиболит	Южный экзоконтакт. Водораздел рек Чопко и Канар-Юрях	0,70388	—	—	—	—	2,3	—	—140
1644	То же	То же	—	—	—	—	—	1,2	—	—121
1655	Жильный меймечит, оливин	Правый берег р. Маймеча в районе горы Ленкос-Хая	0,70454	0,29	4,58	0,19	0,70401	—	—	—
1662	То же	То же	0,70436	0,35	3,83	0,26	0,70361	—	—	—
1667	Пироксенит метасоматического облика, пироксен	Правый берег р. Маймеча в 2 км ниже устья р. Канар-Юрях	0,70351	—	—	—	—	4,7	—	—
1667	Флогопит	То же	0,70530	75	450	0,495	—	—	—	—
1675	Кальцит-доломитовый карбонатит, кальцит	То же	—	—	—	—	—	7,7	—5,6	—
1676**	То же	Южный карбонатитовый массив	—	—	—	—	—	7,5	—5,6	—
1677**	»	То же	—	—	—	—	—	6,8	—5,5	—
1678**	»	»	0,70314	—	—	—	—	6,8	—5,7	—
1679**	»	»	0,70320	—	—	—	—	7,4	—6,3	—
1680**	»	»	0,70321	—	—	—	—	8,0	—6,2	—
1681	Кальцит-доломитовый карбонатит	Месторождение флогопита, примыкающее с запада к южному карбонатитовому массиву	—	—	—	—	—	—	—	—
1684	Метасоматическая карбонат-флогопит-гидромеллитовая порода, кальцит	То же	0,70311	—	—	—	—	7,0	—6,3	—
1685	То же	»	0,70330	—	—	—	—	7,2	—	—
1685	То же, флогопит	»	0,74534	219	86	7,43	—	5,0	—	—65
Дельканская свита щелочных базальтоидов										
1672	Трахит	Левый берег р. Маймеча в 1,7—2 км ниже устья р. Канар-Юрях	0,70671	105	1552	0,19	0,70616	9,3	—	—95
1701	Трахибазальт	Дайки, левый берег р. Маймеча в 0,3—0,4 км выше устья р. Делькан	0,70437	40	1190	0,10	0,70410	7,1	—	—124

Продолжение табл.

№ обр.	Порода, минерал	Место отбора	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	δD
1702	Авгитит	Дайки, левый берег р. Маймеч в 0,3—0,4 км выше устья р. Делькан	0,70440	—	—	—	—	7,25	—	—140
1703	»	»	0,70439	—	—	—	—	—	—	—
1704	»	»	0,70446	48	1178	0,12	0,70413	7,4	—	—131
Инtruзия Одихинча										
1708***	Мраморизованная карбонатная порода	Южный экзоконтакт	—	—	—	—	—	21,0	—1,6	—
1709***	То же	То же	0,70765	—	—	—	—	23,0	—0,7	—
1710***	»	»	—	—	—	—	—	23,0	—3,6	—
1711***	»	»	0,70425	—	—	—	—	20,7	—2,2	—
1712***	Ийолит-мельтейгит	Южная часть инtruзии	—	—	—	—	—	7,0	—	—
1713***	То же, нефелин	То же	—	—	—	—	—	6,6	—	—
1716***	Ийолит-мельтейгит	»	0,70354	—	—	—	—	6,2	—	—
1716***	То же, пироксен	»	—	—	—	—	—	5,5	—	—
1717***	»	»	—	—	—	—	—	6,3	—	—
1718***	То же, нефелин	»	—	—	—	—	—	5,9	—	—
1719***	»	»	—	—	—	—	—	6,3	—	—
1723	Оливинит, оливин	Центральная часть инtruзии	0,70460	0,21	3,06	0,20	0,70405	—	—	—
1724	Якупирангит, пироксен	То же	0,70390	—	—	—	—	5,8	—	—
1728	Кальцит-доломитовый карбонатит, кальцит	Жильные тела, юго-западный борт цирка, вскрывающего северо-западную часть инtruзии	0,70510	—	—	—	—	1,3	—6,8	—
1729	То же	То же	0,70422	—	—	—	—	0,9	—5,6	—
1729	То же, флогопит	»	0,72410	612	306	5,84	—	1,1	—	—101
1730	То же, кальцит	»	0,70420	—	—	—	—	2,3	—5,6	—
1731	То же, кальцит	Дно цирка (зона рудопроявления флогопита)	0,70337	—	—	—	—	2,0	—6,9	—
1733	Окаит, меллит	То же	0,70335	16	5800	0	—	5,4	—	—
1733a	То же, флогопит	»	0,72640	342	128	7,67	—	5,65	—	—42
1733a	То же, нефелин	»	0,70415	52	520	0,29	—	6,1	—	—47
1736	Флогопит	»	—	—	—	—	—	6,1	—	—
1736	Оливинит, оливин	Вершина горы Одихинча	0,70407	0,20	6,88	0,03	0,70384	—	—	—

Инtruзия Кугда

1738	Карбонатит, кальцит	Линза в оливинитах, центральная часть инtruзии	0,70353	—	—	—	—	8,7	—6,3	—
1740	Оливинит рудный, оливин	То же	0,70446	0,57	31,36	0,05	0,70431	—	—	—
1742	Крупнокристаллическая нефелин-пироксеновая порода с флогопитом, пироксен	Восточная часть инtruзии	0,70410	34	517	0,02	—	6,3	—	—
1742	То же, нефелин	То же	0,70630	80	102	2,28	—	—	—	—
1742	То же, флогопит	»	0,72990	350	133	7,63	—	—	—	—

Продолжение табл.

№ обр.	Порода, минерал	Место отбора	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	δD
1747	Мелкозернистая нефелин-пироксеновая порода, нефелин	Центральная часть инtruзии	—	—	—	—	—	2,7	—	—
1751	Мраморизованный карбонат	Северо-западный экзоконтакт инtruзии	—	—	—	—	—	18,5	—	—
1752	Оливинит рудный, оливин	Центральная часть инtruзии	0,70464	—	—	—	—	—	—	—
1755	Карбонатит	Линза в оливините	0,70407	—	—	—	—	11,1	—6,3	—
1756*	Мелилитолит, меллит	Тело мощностью 300—400 м, вытянутое вдоль южного контакта	0,70389	—	—	—	—	5,5	—	—
1757*	То же	»	0,70417	—	—	—	—	7,0	—	—
1758*	Ункомпагрит, меллит	»	0,70418	—	—	—	—	7,7	—	—
1758	Флогопит	То же	—	—	—	—	—	8,0	—	—23
1759	Мраморизованный карбонат	Южный экзоконтакт	0,70900	—	—	—	—	18,9	—1,6	—
Арыджангская свита щелочных базальтоидов										
1779	Авгитит	Правый борт р. Котуй в 1—1,5 км выше устья р. Медвежья	0,70380	18	1962	0,03	0,70372	7,6	—	—88
1790	Лимбургит	То же	0,70415	—	—	—	—	7,5	—	—87
1916	Осадочная карбонатная порода, кальцит	Карбонатные породы верхнего докембрия, котуйканская свита (R_1), среднее течение р. Котуйкан	0,70503	—	—	—	—	26,0	—0,9	—
1966	То же	То же	0,70503	—	—	—	—	25,9	—0,7	—
1967	»	»	0,70576	—	—	—	—	26,9	—0,2	—
1968	»	»	0,70609	—	—	—	—	26,5	—0,6	—
1969	»	»	0,70509	—	—	—	—	26,1	—0,9	—
1970	»	Юсмастахская свита (R_2 — R_3)	0,70752	—	—	—	—	26,5	—0,9	—

* Последовательность номеров с севера на юг.

** Образцы отобраны по профилю с юго-востока на северо-запад.

*** Последовательность номеров с юга на север.

единичных измерений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают $\pm 0,0001$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\%$; $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C} \pm 0,25\%$, $\delta\text{D} \pm 3\%$.

Стронций. Изотопный состав элемента изучался в целях оценки первичных изотопных отношений по возможности в различных типах пород. В принципе оценить эти отношения можно по минералам с высоким содержанием стронция (типа апатита, меллита), породам и минералам с низкими отношениями Rb/Sr, изохронным построении

ям и, наконец, по любому образцу с поправкой на возраст. Условно рассчитанный по минеральным парам Rb-Sr возраст в целом хорошо сопоставляется с его K-Ar определениями. Возраст обр. 1667, 1729, 1733 и 1742 соответственно 254, 210, 212 и 239 млн. лет (см. таблицу). В обр. 1685 (условный возраст 398 млн. лет) Rb-Sr система, по-видимому, нарушена.

Первичные отношения изотопов стронция в разных минералах одной

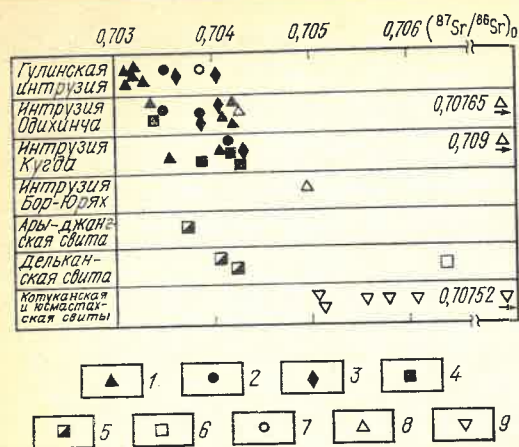


Рис. 1. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных эффузивах, минералах щелочных — ультраосновных интрузий и вмещающих породах

интрузии и различных интрузий варьируют в довольно широких пределах — от 0,703 до 0,705 (рис. 1), что говорит о существенной гетерогенности исходного материала щелочных интрузий. Столь же очевидна гетерогенность щелочных эффузивов Маймеча-Котуйской провинции. Наибольшей радиогенностью характеризуется трахит дельканской свиты. Рубидиево-стронциевые системы в эффузивах резко нарушены.

Негомогенность изотопного состава стронция проявляется не только в масштабах провинции в целом, что можно было бы объяснить длительным фракционированием магмы на глубине, но и в породах отдельных магматических фаз (см. рис. 1). Последнее обстоятельство могло быть результатом неполного смешения компонентов с различными изотопными характеристиками. Гомогенизация жидких магм, по-видимому, должна происходить быстро и поскольку компоненты не успевали полностью перемешаться можно полагать, что чужеродный компонент поступал в расплав незадолго до его кристаллизации.

Одним из источников вещества щелочных пород, безусловно, является мантия. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийном веществе может быть равно или ниже самого низкого реально обнаруженного значения, т. е. $\leq 0,703$. Такие изотопные отношения действительно характерны для океанических базаль-

тов, мантийная природа которых очевидна. Другим потенциальным источником стронция могут служить осадочные породы — природные концентраты этого элемента.

Нами измерены изотопные отношения стронция в карбонатных породах котуйканской свиты нижнего рифея и в одном образце карбоната из юсмастаской свиты среднего — верхнего рифея (коллекция В. А. Комара). Образцы отобраны по р. Котуйкан на значительном удалении от поля развития магматических пород. Значительная часть карбонатных пород нижнего рифея содержит стронций с изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,705. Карбонатные породы в приконтактных зонах различных интрузий выжаты, вероятно, из различных частей осадочного чехла и поэтому имеют различный изотопный состав стронция. Самые низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близки к 0,704 (см. рис. 1). Об осадочной природе этих карбонатов однозначно свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода и углерода.

Кислород. Неизмененные основные и ультраосновные породы мантийного генезиса характеризуются очень узким диапазоном вариаций $\delta^{18}\text{O}$ (от 5 до 6,5), который принято называть нормально-магматическим интервалом [13]. Аналогичный изотопный состав обнаружен в породах ряда ультраосновных — щелочных интрузий [9]. В щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции наряду с нормально-магматическими значениями $\delta^{18}\text{O}$ наблюдаются как более высокие (до 11,4), так и более низкие (до 0,8) значения.

Среди силикатных пород наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до 7,7) установлены в богатых мелилитом породах интрузии Кугда (см. таблицу). Мелилитовые породы не несут следов гипергенных процессов: концентрация воды в них не превышает 0,5 %. Это позволяет предположить, что они были обогащены ^{18}O еще на магматической стадии, в результате ассимиляции осадочных (метаосадочных) пород или взаимодействия с метаморфогенными флюидами. То же самое можно сказать в отношении карбонатитов интрузии Кугда, в которых обнаружены еще более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (8,7 и 11,4).

Контаминированные коровым веществом магмы участвовали также в формировании щелочных эффузивов провинции. На это указывает высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ (9,3), определенное в свежем, практически безводном (H_2O 0,44 %) трахите дельканской свиты. Щелочные базальтоиды арыджангской и дельканской свит отличаются несколько повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (7,1—7,6) при более высоких концентрациях H_2O (1,15—2,83 %). Обогащение ^{18}O в этом случае может быть связано с гипергенными процессами.

Интерес представляют образцы с аномально-низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (< 5). Это метасоматические пироксен-нефелиновые и пироксен-флогопитовые породы интрузий Кугда и Гулинская, апобазальтовые амфиболиты, слагающие экзоконтакт Гулинской интрузии, а также карбонатиты интрузии Одихинча. Породы, обедненные тяжелым изотопом кислорода, несомненно формировались при активном участии высокотемпературных вод атмосферного происхождения. Следы гидротермальных систем атмосферного питания в настоящее время установлены во многих гранитных интрузиях [13]. Аналогичные системы, вероятно, формировались и при внедрении ультраосновных — щелочных интрузий Маймеча-Котуйской провинции.

Водород. Нормально-магматический интервал изотопного состава водорода обычно от -60 до -85 [7]. Таким составом обладают глубинные включения в кимберлитах и наименее измененные океанические базальты. Изотопно-водородные аномалии, обнаружены в породах Маймеча-Котуйской провинции, хорошо сопоставляются с аномалиями в изотопном составе кислорода (рис. 2). Породы с низкими $\delta^{18}\text{O}$ (< 5) имеют пониженные значения δD (< -100), характерные только для вод атмосферного происхождения.

Некоторые породы отличаются повышенными δD . Особенно сильно обогащен дейтерием ($\delta\text{D} = 23$) образец ункомагрита интрузии Кугда, в котором одновременно отмечаются наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Породы с высокими δD , по-видимому, формировались при участии вод, которые принято называть метаморфогенными [29]. Их изотопный состав

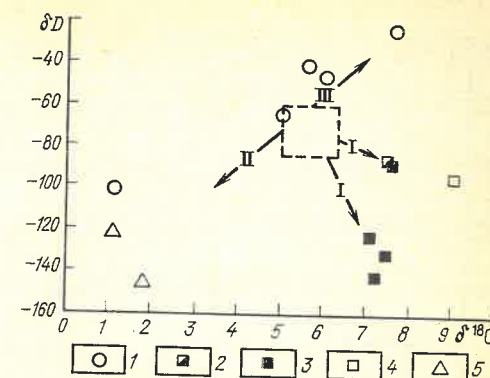


Рис. 2. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в щелочных эффузивах, флогопитах щелочных пород интрузий и амфиболитах экзоконтакта Гулинской интрузии

1 — флогопит; 2 — щелочные базальтоиды арыджангской свиты; 3 — щелочные базальтоиды дельканской свиты; 4 — трахит дельканской свиты; 5 — амфиболит экзоконтакта; векторами показаны вероятные смещения изотопного состава под влиянием субаэрального выветривания (I), гидротерм атмосферного происхождения (II), метаморфогенных вод (III); прямоугольник — изотопный состав нормально-магматических (мантийных) пород

колеблется приблизительно от 0 до -80 по водороду и от 5 до 25 по кислороду. Подобный состав, в частности, могут иметь рассолы атмосферно-океанического или атмосферного происхождения, которые испытали глубокое упавание и взаимодействие с вмещающими породами, а также воды, высвободившиеся в результате дегидратации глинистых минералов в ходе катагенеза и регионального метаморфизма.

Углерод. Изотопный состав углерода в карбонатитах рассматриваемой провинции исключительно однообразен и изменяется в интервале $\delta^{13}\text{C}$ от $-5,8$ до $-6,9$, который обычно связывают с наиболее глубинным источником CO_2 . По изотопному составу углерода и кислорода карбонатиты резко отличаются от вмещающих осадочных пород. Верхнедокембрийские карбонаты котуйканской и юсмастаской свит, отобранные вдалеке от интрузий, характеризуются обычными для нормальных морских карбонатов значениями $\delta^{18}\text{O}$ (25,9—28,1) и $\delta^{13}\text{C}$ (от $-0,2$ до $-0,9$). Мраморизованные известняки, развитые в экзоконтактах интрузий, обеднены ^{18}O и ^{13}C ($\delta^{18}\text{O}$ 18,3, $\delta^{13}\text{C}$ $-3,6$), причем наиболее сильно ближе к контактам. По-видимому, это связано с термической декарбонатизацией известняков.

Соотношения изотопного состава кислорода и стронция. Обогащение пород земной коры радиогенным стронцием

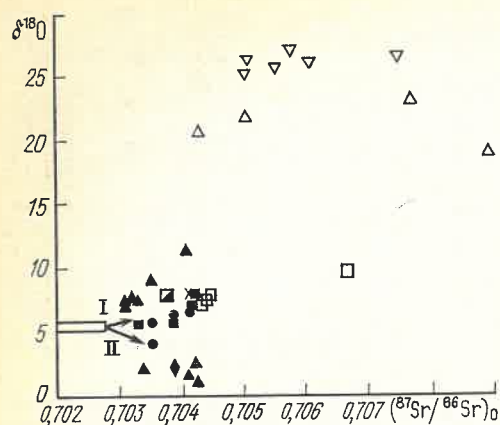


Рис. 3. Зависимость изотопного состава стронция и кислорода в щелочных эффузивах, породах и минералах интрузий и вмещающих породах

Прямоугольник — изотопный состав мантийных пород; векторами показаны направления изменения изотопного состава в результате взаимодействия с вмещающими породами, метаморфогенными флюидами (I) и гидротермами атмосферного происхождения (II); усл. обозн. см. рис. 1

(^{87}Sr) и тяжелым изотопом кислорода (^{18}O) обусловлено совершенно разными процессами. Поэтому корреляция изотопного состава кислорода и стронция в изверженных породах служит наиболее убедительным доказательством взаимодействия магм с веществом земной коры. В настоящее время она выявлена во многих островодужных и континентальных магматических сериях [14].

Характер корреляции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ зависит от изотопного состава и концентрации кислорода и стронция в исходной магме и в ассимилированном веществе; изотопного состава, концентрации O и Sr и пропорционального объема кумюлята, который может выпасть при ассимиляции [14]. Наибольшим вариациям подвержены изотопный состав стронция и кислорода и концентрация стронция в породах земной коры (содержание кислорода во всех породах около 50 %).

Зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для пород Маймеча-Котуйской провинции имеет довольно сложный характер. Точки на графике (рис. 3) укладываются на два тренда. Первый тренд соединяет область мантийных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702—0,703) и $\delta^{18}\text{O}$ (5—5,5) с областью, характеризующей породы осадочного чехла ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,704—0,708 и $\delta^{18}\text{O}$ 10—25), второй — область мантийных значений с резер-

вуаром с относительно высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0,704), но низкими $\delta^{18}\text{O}$ (<0). Значительная часть изверженных пород провинции одновременно обогащена ^{18}O и ^{87}Sr что может быть связано с ассимиляцией пород осадочного чехла нормальной мантийной магмой.

Было бы, однако, неверно полагать, что щелочные породы могли образоваться в результате взаимодействия обычной магмы основного состава с осадочными карбонатами, в которых концентрация стронция и других некогерентных элементов в среднем на порядок ниже, чем в щелочных породах. Из осадочного чехла, очевидно, извлекалось вещество не совсем обычного состава, о чем свидетельствует положение щелочных пород на графике смещения (рис. 4). Пироксениты и мелилиты лежат на линии, соединяющей мантийную область с областью, характеризующей нижнюю часть осадочного разреза, при условии что концентрация стронция в ассимилированном веществе превышала таковую в магме не менее чем в 50 раз. Если предположить, что это была обычная магма основного состава с содержанием стронция около 100—200 мкг/г, то концентрация последнего в ассимилированном веществе должна была достигать 5000—10 000 мкг/г (0,5—1 %). Накопление стронция в осадочных породах в виде целестина — хорошо известное явление. Обычно оно связано с катагенетической переработкой сульфатных залежей соленосных толщ под воздействием нефтяных вод. При этом в рассолах, лишенных сульфата в результате сульфатредукции, происходит накопление щелочноземельных элементов — кальция, стронция и бария. За счет таких рассолов формируются участки стронциевой минерализации и промышленные месторождения стронция. Необходимо отметить, что соленосные отложения, сохранившиеся в разрезе верхнего докембрия провинции [5], в прошлом, вероятно, были распространены значительно шире.

Таким образом, для объяснения причин возникновения щелочных магм приходится привлекать соленосные отложения или связанные с ними рассолы. При этом для формирования щелочных пород к магме основного со-

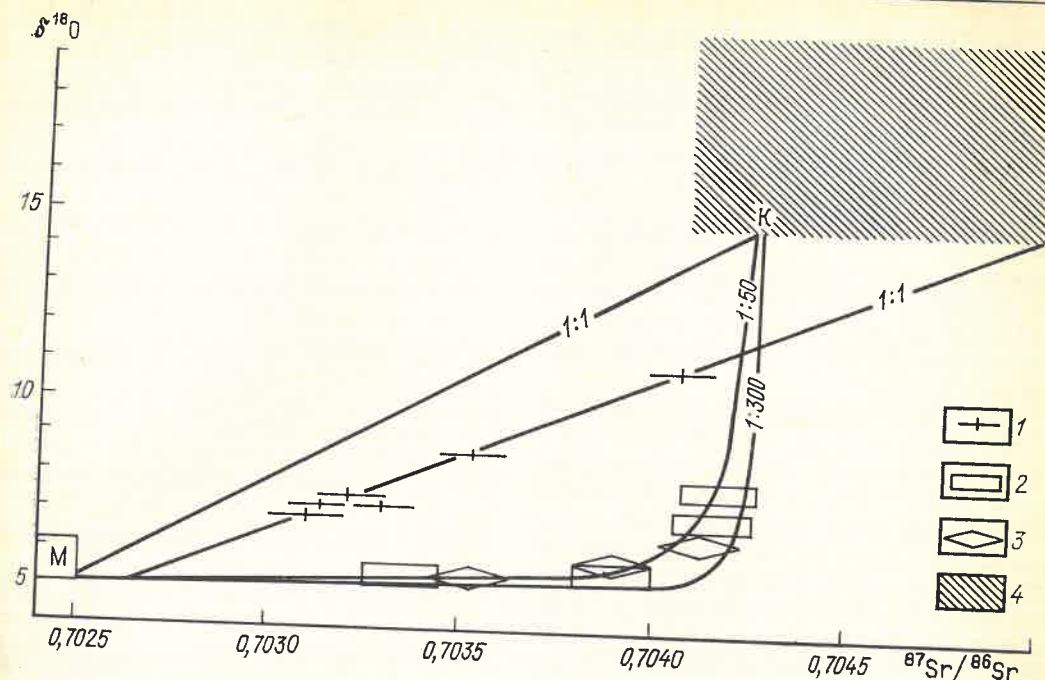


Рис. 4. Положение щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции на стронций-кислородных графиках смещения

1 — карбонатиты; 2 — пироксен; 3 — мелилит; 4 — область коровых значений; на линиях — отношения концентраций стронция в исходной магме к его кон-

центрациям в контаминирующем веществе; концентрации кислорода предполагаются равными; М — изотопный состав мантийной магмы; К — точка, отвечающая низким значениям изотопных отношений вмещающих карбонатов

става должно было примешаться не более 20—25 % чужеродного вещества. Естественно, в наибольшей степени контаминация проявилась в самой малой интрузии — Кугде. При этом в богатых мелилитом породах наблюдается зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от расстояния до контакта с вмещающими породами (см. таблицу).

Другой тренд образуют карбонатиты, связанные со щелочными интрузиями Кугда и Гулинская (см. рис. 4). Отвечающие им точки в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ располагаются на прямой линии. Подобную зависимость можно объяснить простым смешением двух разновидностей пород с близкими концентрациями стронция и кислорода, но с различным изотопным составом этих элементов. Однако условия простого смешения при ассимиляции магмой осадочных пород могут выполняться лишь в исключительных случаях [14]. Прямая зависимость скорее может отражать процессы метасоматического взаимодействия карбонатных и силикатных пород через раствор.

Поскольку метасоматическое или гидротермально-метасоматическое про-

исхождение карбонатитовых линз и прожилков интрузии Кугда не вызывает сомнений, можно думать, что карбонатиты Гулинской интрузии также метасоматического происхождения. Относительно низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатитах Гулинской интрузии обусловлены тем, что значительная часть стронция при их образовании выщелачивалась из вмещающих изверженных пород.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатитах, близкие к нормально-магматическим, также не доказывают ни их магматическое, ни глубинное происхождение. Уже при 200—300 °C вода очень быстро обменивается изотопами кислорода с породами и при низких отношениях вода/порода приобретает изотопный состав, равновесный с породой. В результате этого даже сравнительно низкотемпературными водами отлагаются карбонаты, по изотопному составу идентичные карбонатитам [10].

Карбонатиты интрузии Кугда, обогащенные радиогенным стронцием и ^{18}O , очевидно, формировались из растворов, в значительной мере сохранивших «коровые» изотопные метки.

Прямая и гипербола, на которых лежат соответственно карбонаты и силикатные породы (см. рис. 4), пересекаются в точке, которая, возможно, характеризует изотопный состав общего контаминанта с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7042 (как в нижней части осадочного разреза) и $\delta^{18}\text{O}$ 11, свойственных водам рассольного типа. С другой стороны, в образовании карбонатов могли участвовать растворы с несколько более высокими изотопными отношениями стронция.

Интерес представляют породы (в том числе карбонаты), обедненные ^{18}O и D и обогащенные радиогенным стронцием (см. рис. 2, 3). Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (<0) и δD (<-85) свойственны только атмосферным водам, питающимся ими субаэральным гидротермам и породам, сформированным или преобразованным под их воздействием. Интрузии Маймеча-Котуйской провинции кристаллизовались на сравнительно небольших (1—2 км) глубинах [1] и возникновение в момент их внедрения мощной гидротермальной циркуляции вполне возможно (в исключительных случаях атмосферные воды проникают на глубину до 10 км и более [13]). Принципиальное значение имеет тот факт, что термальные воды атмосферного происхождения могут участвовать в образовании карбонатов.

Следует отметить, что о гидротермальном или гидротермально-метасоматическом происхождении карбонатов интрузии Одихинча говорилось и ранее [1]. Изотопные данные лишь подчеркивают, что гидротермальная деятельность осуществляется почти исключительно за счет вод гидросферы, что многократно проверено на современных гидротермальных системах. Важная роль в формировании магматических и метасоматических щелочных пород могла принадлежать высококонцентрированным рассолам, которые являются неотъемлемой частью осадочного чехла.

Изотопный состав стронция, кислорода и водорода позволяет заключить, что образование ультраосновных — щелочных интрузий и щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской провинции сопровождалось взаимодействием магм с вмещающими осадочными

породами. Сделанный вывод основывается на следующем.

1. Большом разбросе отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при высоких концентрациях Sr и отсутствии следов вторичных преобразований, причем это отношение в изученных изверженных породах охватывает интервал от 0,7031 (значения, близкие к таковым в современных продуктах деплетированной мантии) до 0,7067 (как во вмещающих осадочных породах верхнего докембрия).

2. Широких вариациях $\delta^{18}\text{O}$ (от 0,8 до 11,1) и δD (от —23 до —101), которые указывают на то, что наряду с породами осадочного чехла в формировании магматических и гидротермально-метасоматических пород важная роль принадлежала растворам атмосферного происхождения.

3. Корреляции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$, характер которой в щелочных породах позволяет предположить, что они образовались в результате взаимодействия обычных магм основного состава с соленосными отложениями или высококонцентрированными рассолами, возникшими за счет выщелачивания пород осадочного чехла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., 1962. с. 417—589.
2. Виноградов В. И., Краснов А. А., Кулешов В. Н., Сулержицкий Л. Д. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и концентрация ^{14}C в карбонатах вулкана Калианго (Восточная Африка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6. с. 33—41.
3. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала/Под ред. А. В. Пейве, В. И. Виноградова. М.: Наука, 1983.
4. Кулешов В. Н., Первов В. П. Изотопный состав углерода и кислорода апатит-кальцитовых пород района Улугей-Хид (Южная Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10, с. 44—51.
5. Хоментовский В. В., Диденко А. Н., Пятилетов В. Г. Общие выводы по стратиграфии венда Западного Прианбарья. — В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, 1982, с. 3—19.
6. Bailey D. K. Mantle metasomatism — continuing chemical change within the Earth — Nature, 1982, vol. 296, N 5857, p. 525—530.
7. Boettcher A. L., O'Neil J. R. Stable isotope chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source re-

- gions of alkali Basalts and Kimberlites. — Amer. J. Sci., 1980, vol. 280-A, N 2, p. 594—621.
8. Brooks C., Hart S. R., Hofman A., James D. E. Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 1, p. 51—61.
9. Conway C. M., Taylor H. P. Jr. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in the of coexisting minerals in the Oka and magnet cove carbonate bodies. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 5, p. 618—626.
10. Hatory K., Muehlenbacke S. K. Oxygen isotope ratios of the Icelandic crust. — J. Geophys. res., 1982, vol. 87, B8, p. 6559—6565.
11. Holm P. M., Munksgaard N. C. Evidence for mantle metasomatism an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy. — Earth Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, N 3, p. 376—388.
12. Kyser T. K., O'Neil J. R., Carmichael I. S. E. Genetic relationship Among Basic Lavas and Ultramafic Nodules: Evidence from Oxygen Isotope Composition. — Contrib. Mineral. Petrol., 1982, vol. 81, N 2, p. 88—102.
13. Taylor H. P. Jr. Water/rock interaction and origin of H_2O in granitic batholiths. — J. Geol. Soc. London, 1977, vol. 133, N 6, p. 509—558.
14. Taylor H. P., Jr. The effect of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. — Earth Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, p. 243—254.
15. Taylor H. P. Jr., Turi B. High ^{18}O igneous rock from the Tuscan magmatic province, Italy. — Contrib. Mineral. Petrol., 1976, vol. 55, N 1, p. 33—54.

УДК 552.58.622.241

В. Г. БЕЛОКОНЬ (ПГО «Ворошиловградгеология»)

Битумоиды магматических пород Кольской сверхглубокой скважины

Генетические закономерности размещения органических топлив разного элементного состава и молекулярного строения, их взаимосвязь с процессами формирования региональных структур относятся к числу актуальных и сложных проблем современной геологии горючих ископаемых. Горючие ископаемые представлены соединениями углерода и водорода в форме открытых и закрытых цепей, так как одно из важнейших свойств углерода состоит в том, что он дает различные структуры разной молекулярной массы (карбоцепность) в зависимости от термобарических условий и физических средств протекания реакций (создание конечного продукта) [4]. Формирование высокомолекулярных систем органического вещества зависит от геологической обстановки, в которой протекают реакции синтеза и ресинтеза, полимеризации, циклизации, гидроароматизации и дегидрогенизации, ароматизации и конденсации макромолекул. Определяющее значение имеют не только абсолютные значения температур, но и скорость их нарастания, наличие и концентрация катализирующих неорганических соединений, скорость и продолжительность реакции. Независимо от различия в молекулярном строении конечных продуктов

этих реакций и фазового состояния в природе (газы, нефти, битумы, бурые или каменные угли и антрациты) в горючих ископаемых проявляется свойство углерода и водорода давать огромное количество соединений с разной степенью упорядоченности структуры, от простых линейных соединений (метана и его гомологов) до циклических графитового ядра. Однако каждый из возникших продуктов, как и отдельно взятые соединения углерода с водородом, составляющие эти продукты, характеризуется своим, индивидуально выраженным отношением атомов этих элементов. Соотношение атомов водорода и углерода отражает всю гамму возникающих соединений разного молекулярного строения и состава. Н. М. Караваевым разработана классификационная диаграмма для твердых топлив, основанная на оценке изменения элементного состава органической массы [5, 6, 7]. Поскольку в составе топлив участвуют молекулы линейных и циклических полимеров насыщенных и ненасыщенных углеводородов, за классификационный признак принято отношение процентного содержания атомов водорода к углероду как отражение степени ароматичности структуры. По современным представлениям, твердые топлива как

наиболее сложные органические соединения состоят из конденсированных ядер ароматических колец, окаймленных оболочкой гидроароматических кольчатых соединений, связанных между собой «сшивками» линейных коротких и длинных цепей в объемную систему.

По молекулярному строению битумоиды сходны с гумитами, только несколько менее упорядочены. Целесообразно применить принцип Н. М. Караваева к этому типу соединений.

При исследовании земной коры на территории Балтийского щита Кольской сверхглубокой скважиной обнаружено органическое вещество в виде битумоидов, в экстрагируемой части которых установлен широкий спектр соединений, от простых линейных метанового ряда до ароматических — производных бензола, включая асфальтены [8]. Соединения отражают преобразования углеводородов в условиях кристаллического фундамента на протяжении весьма длительного времени. Они встречаются как в рассеянном виде, так и в трещинах магматических и метаморфогенных образований, где «для магматических пород среднего протерозоя не исключается возможность синтеза углеводородов абиогенным путем» [8, с. 240]. В туффитах, серпентинитах, габбродиабазах, амфиболитах и гнейсах архея и протерозоя выявлен широкий спектр органических соединений с изменением в них содержания углерода (таблица).

Диапазон изменения углерода (1,3 г/ат) в пересчете на 100 г органической массы вещества (С, Н, О) равен диапазону его изменений в бурых углях (1,4 г/ат), больше диапазона изменений в каменных углях и антрацитах Донбасса (1,6 г/ат). Большие изменения элементного состава отражают обособленный генетический ряд органических соединений в кристаллическом фундаменте при высоких термобарических условиях.

На основании применения принципа Н. М. Караваева к донецким углям можно заключить, что их марочная принадлежность определяется в равной мере как количеством атомов углерода, так и водородно-углеродным соотношением (1, 2, 3). Диапазон марок от длиннопламенных до антраци-

тов составляет единый ряд метаморфических преобразований соединений метанового, этиленового и ацетиленового типов в циклические соединения циклогексана и бензола. Спектр марок донецких углей обусловлен единым региональным процессом — последовательными реакциями возникновения исходного продукта в виде геля, а затем созданием ароматического конденсированного ядра из линейных и циклических соединений геля.

Непрерывный ряд реакций углеобразования протекал на двух уровнях — на поверхности седиментации при колебательных движениях осадконакопления — ресинтезе клетчатки и синтезе гуминовых соединений в жидкой фазе геля; при погружении геля совместно с углеводящими породами — реакции полимеризации, циклизации, поликонденсации, дегидрогенизации и ароматизации с конечным продуктом твердого топлива. Реакции прекращались при преобразовании жидкого геля в твердую фазу топлив разных марок при разных температурах нагрева углеобразующего слоя. Таким образом, физико-химическая обстановка углеобразования донецких марок была наиболее благоприятной для проявления карбоцепности углерода как химического элемента.

Реакции углеобразования бурых углей, генезис которых связан с платформенным осадконакоплением, протекал и при чрезвычайно медленном погружении геля на малые глубины с низкими температурами нагрева углеобразующего слоя, не способствовавшими полимеризации и ароматизации соединений. Различие в элементном составе топлив этого типа обусловило разное соотношение функциональных групп — метакислых, карбоксильных, свободных и комплексно связанных фенольных, а также карбоновых, антроидных и хиноидных соединений; их изменение в спектре углей составляет от 50 до 12 % состава органической массы. Максимальное количество функциональных групп свойственно углям, у которых преобладают микрокомпоненты группы лейптинита, минимальное количество групп обнаруживается при преобладании фюзинита. По технологическим свойствам первые отличаются максимальным выходом

Элементный состав органического вещества битумоидов [8]

№ пробы	Интервал отбора проб, м	Порода	Количество атомов на 100 г битума					Атомы на 100 атомов СНО, %		
			С	Н	О	N	СНО	С	Н	О
Протерозой										
1	370,3—373,8	Перидотит	5,8	9,88	1,3	—	16,9	34,4	60,0	7,6
2	771,2—771,9	Туффовый алевропсаммит	5,5	6,8	2,7	—	15,0	36,6	45,3	18,1
3	902,8—903,6	Серпентинит	5,9	8,2	1,3	—	15,4	38,3	53,2	8,5
4	1199,0—1199,7	Сланец граувак- ковый	5,9	10,2	1,6	—	17,7	33,3	57,6	9,1
5	1199,8—1200,8	То же	5,0	8,6	1,9	—	15,5	32,2	55,5	12,3
6	1581,3—1582,6	Серпентинит	5,6	8,1	1,5	—	15,2	36,8	53,3	9,9
7	1710,0—1712,2	Граувакковый алевропелит	5,4	9,9	1,5	—	16,1	32,2	58,9	8,9
8	2030,5—2031,2	Габбро-диабаз	5,1	8,3	1,9	—	15,3	33,3	54,3	12,4
9	2032,2—2032,5	То же	5,8	7,5	1,4	—	14,7	39,4	51,1	9,5
10	2163,4—2165,9	Граувакковый алевропелит	4,6	7,0	2,3	—	13,9	33,1	50,3	16,6
11	2166,9—2167,2	Граувакковый алевролит	5,7	9,5	2,2	—	17,4	32,8	54,6	12,6
12	2459,9—2460,5	Алевропсаммит	4,6	8,6	2,2	—	15,4	29,8	55,9	14,3
13	2606,3—1608,2	Арковский псам- мит	5,8	10,5	1,2	—	17,5	33,1	60,0	6,9
14	2608,8—2610,2	То же	5,8	9,9	1,3	—	17,0	33,1	58,2	7,7
15	2657,1—2658,7	Амфиболовое габбро	5,8	10,4	1,3	—	17,4	33,4	59,7	6,9
16	4855,6—4862,9	Арковский псам- мит	4,7	8,1	2,8	—	15,0	31,3	54,0	14,7
17	4863,8—4866,1	То же	4,7	8,1	2,2	—	15,0	31,3	54,0	14,7
18	6475,7—6485,7	Сланцевые ам- фиболиты	5,8	9,6	1,3	—	16,7	34,7	57,5	7,8
Архей										
19	7120,1—7134,0	Гранат-ставро- литовые гнейсы	6,2	11,9	1,4	—	19,5	31,8	61,0	7,2
20	7647,6—7664,1	Параамфиболиты	5,8	9,6	1,3	—	16,7	34,7	57,5	7,8
21	7670,0—7677,5	Амфиболиты со сфеном	5,8	8,2	1,4	—	15,4	37,7	53,2	9,1
22	7771,4—7778,9	Эпидот-биотито- вые гнейсы	5,7	8,6	1,8	—	15,9	35,7	54,0	11,2
23	8460,4—8460,8	Амфиболиты	5,3	11,9	1,6	—	18,8	28,2	63,3	8,5
24	8625,6—8628,2	Эпидот-биотито- вые гнейсы	5,3	11,3	1,6	—	18,2	29,1	62,1	8,8
25	8941,8—8942,5	Сланцевые ам- фиболиты	5,3	11,2	1,6	—	18,1	29,3	61,9	8,8
26	8996,9—8999,7	Биотитовые гнейсы	5,0	10,2	1,8	—	17,0	29,4	60,0	10,6
27	9352,4—9355,9	То же	5,9	11,2	1,1	—	18,2	32,4	61,5	6,1

Примечание. Содержание серы исключено.

продуктов сухой перегонки, вторые — минимальным. Такой характер изменений молекулярного строения и элементного состава бурых углей отражает генетический ряд месторождений лимнического осадконакопления тектонически малоактивных зон, где энергия углеобразования недостаточна для реакций циклизации, поликонденсации, полимеризации и ароматизации

соединений, свойственных образованию каменных углей. Этот ряд топлив соответствует диапазону изменения условий накопления и образования гуминовых соединений исходного геля угленосных формаций платформенного типа (Мосбасс, Днепробасс), межгорных впадин (Средняя Азия) и локальных структур осадконакопления.

Органическое вещество в Кольской сверхглубокой скважине зафиксировано в интервале 300—11 500 м как в газовой фазе (метан и его гомологи), так и в рассеянном веществе твердой фазы. Состав вещества изучался химико-битуминозными методами анализа (ХБА) путем извлечения органического углерода хлороформным и спиртобензольным экстрагированием. Максимальная обогащенность $C_{орг}$ характерна для метаосадочных пород (филлиты, алевролиты, песчаники) ждановской свиты; в филлитах при среднем содержании $C_{орг}$ 0,2—0,8 % в большом числе образцов оно достигает 1,2—2,5 %. В туфах и туффитах количество $C_{орг}$ снижается до 0,1 %, а в диабазах, габбро-диабаз, порфири-тах — до 0,01 %, в архейском комплексе пород в большинстве проанализированных образцов $C_{орг}$ составляет от 0,01 до 0,03 % [8].

Компонентный состав экстрагируемых битумоидов изменяется в широком диапазоне в зависимости от стратиграфического положения и генетических типов вмещающих пород. В наиболее древних архейских породах органическое вещество представлено простыми молекулярными системами (масла, петролейно-эфирные и бензольные смолы). Асфальтены практически отсутствуют, а спирто-бензольных смол не более 13 %. Для метаосадочных пород протерозоя характерно повышенное содержание асфальтенов 8—12 %, спирто-бензольных смол до 39 % и масляной фракции 40—50 %, тогда как в эффузивных и интрузивных породах основу составляют бензольные смолы (в диабазах до 86 %), количество асфальтенов уменьшается до следов и масляной фракции до 6 %.

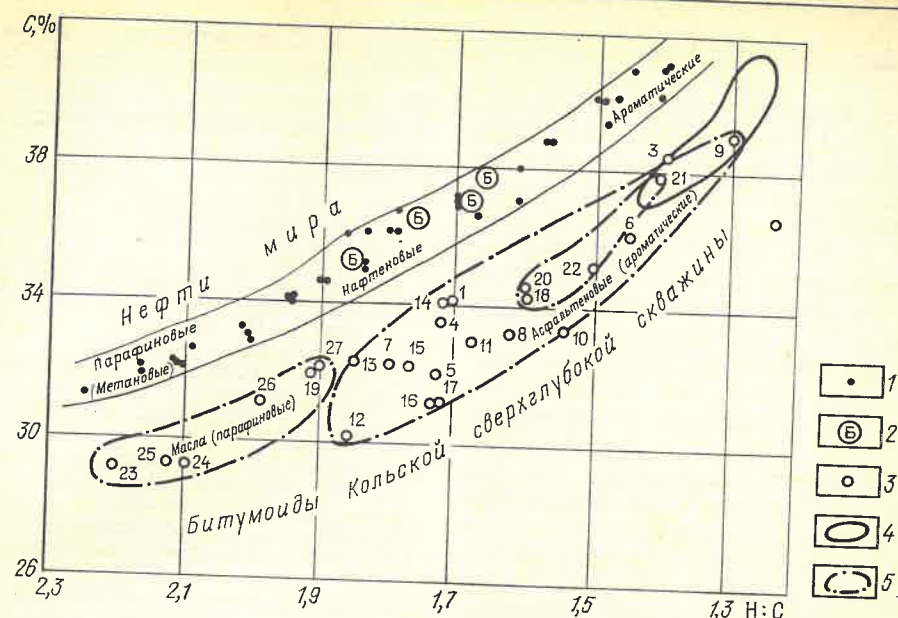
Связь молекулярных систем битумоидов с петрографическим составом вмещающих пород и глубиной залегания служит доказательством влияния этих факторов на процессы преобразования углеводородов в условиях коры. Обращает на себя внимание глубина распространения наиболее простых и наиболее сложных систем. Максимальное количество водорода (62—63 %) и минимальное углерода (28,2—29,4 %) свойственно соединениям в амфиболах и гнейсах на глубине

8,4—9 км, минимальное содержание водорода (45,3 %) и максимальное (38,3—39,4 %) углерода — метаосадочным породам до глубин 2,7 км. Оба интервала во вскрытом скважиной разрезе отличаются резким (относительно остальной части) возрастанием напряженности теплового поля за счет повышенной генерации тепла, что способствует протеканию реакций преобразования органических соединений.

В первом, наиболее глубоком интервале отмечены зона регионального тектонического расщепления и гидrogenного разуплотнения пород, увеличенный приток первичного геля, повышенные притоки в скважину воды, четко выраженная рассланцованность [8]. Пластовое давление здесь приближается к геостатическому, что и предопределяет заметный приток подземных вод в ствол скважины. Источником жидкого водного флюида в зоне ниже 4,5 км является дегидратация минералов в процессе метаморфических преобразований. Интервал отличается повышенным содержанием в газах метана и его гомологов, тяжелых углеводородных газов больше, особенно начиная с глубины 8800 м.

Интервал до глубины 2,7 км расположен в зоне экзогенной трещиноватости, где подземные воды формируют слой фронтальной циркуляции, определяющий региональный подземный сток на Кольском полуострове. В местах пересечения согласных разломов радиальными происходит разгрузка глубинных вод и газов. Повышенным содержанием метана отличаются метаосадочные и вулканогенно-осадочные породы (интервалы 1050—1140, 1200—1340, 1440—1570, 1850—2000, 2700—2770 м) с малым количеством тяжелых углеводородов. Битумоидам свойственно высокое (до 18,1 %) содержание кислорода.

Таким образом, различие в геологических условиях на разных глубинах отражается на элементном и компонентном составе битумоидов. Следовательно, в условиях кристаллического фундамента, как и при осадконакоплении в геосинклинальных и платформенных обстановках, сказываются термобарические факторы и физическая среда реакций преобразования органического вещества. Изменение компо-



Расположение битумоидов кристаллических пород среди органических топлив на классификационной диаграмме Каравая
1 — шахтопласты Донбасса; 2 — битумы Припятской впадины; 3 — битумоиды Кольской скважины (поряд-

ковые номера проб см. в таблице); 4 — контуры содержания углерода в отдельных буроугольных бассейнах; 5 — положение битумоидов в интервалах глубин Кольской скважины (слева направо): 8400—9400, 3000—6485, 6490—7700 м

нентного состава в молекулярных системах от более напряженных условий больших глубин к менее напряженным условиям регионального водного стока свидетельствует о формировании более сложных соединений за счет преобразования простых.

Особый интерес представляют углеводороды больших глубин. Совместное распространение тяжелых углеводородных газов и простых систем масел и эфирных смол свидетельствует о сложившемся динамическом равновесии в соотношении газовой и твердой фаз углеводородов в условиях высоких температур и давлений. Источником равновесия могут быть либо подток совместно с глубинными газами (гелием, двуокисью углерода) углеводородов и синтез более сложных молекулярных систем битумоидов, либо ресинтез рассеянных углеводородов магматических и метаосадочных пород неясного генезиса.

Однако независимо от природы этих углеводородов ароматизированные битумоиды малых глубин могут свободно рассматриваться как продукт окисления глубинных соединений за счет их ароматизации, о чем свидетельствует высокое содержание кислорода.

Повышенная концентрация органического углерода в метаосадочных породах, а также малые значения гомологов метана в газах могут объясняться накоплением в пористых и трещинных коллекторах верхней зоны более сложных битумоидов за счет притока простых реакционно-активных систем из нижних слоев по вертикальным разломам.

Особые условия преобразования простых молекулярных систем в более сложные по мере миграции глубинного флюида в изменяющихся термобарических обстановках определили место кольских битумоидов на классификационной диаграмме Каравая. Относительно других топлив они характеризуются наименьшими значениями содержания углерода как самые простые системы и размещены на продолжении линии бурых углей. Поле наиболее ароматизированных соединений перекрывается полем углей Днепровского бассейна и Силезии.

Параллельно кольским битумоидам на диаграмме размещены нефти 257 месторождений мира в той же зависимости: в нижней части диаграммы метановые (парафиновые) нефти, в верхней — ароматические. Как преоб-

ладающие компонентные системы в нефтях циклические парафины (нафены) определяют положение соединений в остальной части диаграммы, где группа метано-нафено-ароматических составляет большинство месторождений (122). В отличие от битумоидов нефти расположены на продолжении линии каменных углей, где также преобладают циклогексановые и бензолные производные; количество последних возрастает по мере метаморфических [3] преобразований углей от длиннопламенных до антрацитов.

Из сказанного вытекает, что все четыре типа органических топлив подчиняются общей зависимости — более простые молекулярные системы размещены в нижней части диаграммы, наиболее сложные — в верхней, независимо от генетических условий их образования.

В заключение следует сказать о битумах, возникающих при преобразовании нефтей. Пересчет в атомные величины элементного состава битумов из скважин Припятского Полесья (глубина 400—500 м) и анализ их положения на классификационной диаграмме (рисунок) показали, что окисленные до битумов нефти остаются в своей

группе. Следовательно, битумоиды земной коры имеют особый генезис, что и определяет их положение на диаграмме, аналогичное бурым и каменным углям и нефтям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоконов В. Г. *Метаморфический ряд докембрийских углей в классификационной диаграмме* Н. М. Караваева. — Геол. журн., 1972, т. 32, № 6, с. 139—146.
2. Белоконов В. Г. *О глубинном источнике энергии углеобразования формации Донецкого бассейна*. — Геол. журн., 1981, т. 41, № 6, с. 88—99.
3. Белоконов В. Г. *Закономерности углеобразующих процессов в Донбассе*. — Сов. геология, 1986, № 1, с. 44—53.
4. Гринберг И. В. *Геохимические основы генезиса и метаморфизма сингенетических и эпигенетических битумов*. — В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев, 1975, с. 7—30.
5. Караваев Н. М. *Новая классификация гумитов*. — Кокс и химия, 1966, № 12, с. 1—7.
6. Караваев Н. М. *Основы общей классификации ископаемого топлива*. — Химия твердого топлива, 1972, № 2, с. 3—15.
7. Караваев Н. М. *Основы общей классификации ископаемого топлива (сообщение 2)*. — Химия твердого топлива, 1972, № 6, с. 7—12.
8. *Кольская сверхглубокая*/Под ред. Е. А. Козловского. М.: Недра, 1984.
9. Попов С. Н. *Химия нефти и газа*. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1960.

ем. Следовательно, важно создание базы стандартных образцов фазового состава, содержание определяемых фаз в которых установлено с высокой степенью надежности. Это позволяет осуществлять объективную метрологическую оценку применяемых и вновь разрабатываемых методик количественного минералогического анализа, а также вести постоянную проверку работы аппаратуры.

Значимость стандартных образцов фазового состава (СОФС) очевидна, особенно в настоящее время, когда ставится задача метрологической оценки всех методов минералогического анализа. Однако, в отличие от методов элементного анализа, обеспеченных целой системой стандартных образцов состава (СОС), фазовый анализ таких стандартов не имеет. Поэтому научным советом по минералогическим методам исследования (НСОММИ) Мингео СССР была поставлена задача создания СОФС.

В ВИССе разработаны комплекты первых отечественных отраслевых стандартных образцов фазового состава и свойств минералов железных руд (табл. 1).

Кроме этого СОФС аттестованы по параметрам свойств минералов: рентгенометрическим (параметр элементарной ячейки) для магнетитов, гематитов, кварца, пирита, пирротина, куммингтонита; магнитостатическим характеристикам (удельная намагниченность насыщения, точка Кюри) для магнетитов; мессбауэровскому спектру (изомерный сдвиг, квадрупольное расщепление) для магнетитов, гематита, пирита, пирротина, куммингтонита.

Первые два комплекта СОФС созданы из искусственных смесей, имитирующих вещественный состав промышленных типов железных руд месторождений кремнисто-железистой формации. Третий стандартный образец фазового состава изготовлен из железных руд Тарыхского месторождения Чаро-Токкинского железорудного района, представляющих собой, по классификации Г. С. Момджи, Н. И. Голыгина и др., силикатно-магнетитовые кварциты (кумингтонит-магнетитовый тип).

Минералы стандартных образцов детально изучены комплексом минералогических, физических и химических методов. Минералы, составляющие СОФС, характеризуются совершенством внутренней и внешней морфологии кристаллов (отсутствием секториальности, зональности, следов растворения, деформационных нарушений), стехиометрическим составом, гомогенным, а пирротин — гетерогенным строением, отсутствием продуктов распада твердого раствора. Их физические параметры (рентгенометрические, магнитостатические, мессбауэровский спектр, микротвердость, спектр отражения, плотность) близки к теоретическим.

При создании стандартных образцов фазового состава возникла необходимость стандартизации условий подготовки проб [1, 4], так как СОФС и пробы для анализа должны готовиться в идентичных условиях с использованием аппаратуры, дающей оптимальную крупность измельчения для каждого из применяемых методов исследования. Требования по крупности исследуемого материала для различных методов различны (табл. 2).

Как показали наши экспериментальные исследования, крупность измельчения играет существенную роль в определении фазового состава руд и пород, является одним из главных факторов, повышающих точность и правильность производимых определений, и обеспечивает их достоверность. При измельчении материала стандартных образцов фазового состава использовались лабораторный дисковый инстилятор «ЛДИ-60», измельчитель вибрационный «ИВ-Микро», микроступка «Микро» и планетарная шаровая мельница фирмы «Фрич» в разных временных режимах с дальнейшим определением гранулометрического состава продуктов ситовым анализом. Полученные в результате продукты классифицировались по крупности ($-0,074+0,04$) мм и $<0,04$ мм. Для материала крупностью менее 0,04 мм ситовый анализ проводился методом мокрого просеивания прецизионными микроситами 0,02 и 0,01 мм на электромагнитной лабораторной машине фирмы «Фрич». Материал крупностью менее 0,01 мм классифицировался с применением ядерных фильтров, имеющих размеры ячеек 0,005; 0,002; 0,001 мм. Результаты эксперимента отражены в табл. 3.

По результатам микрогранулометрического состава полученных продуктов с использованием различных приборов, работающих в разных временных режимах, сделаны следующие выводы.

При измельчении происходит концентрация материала в классах крупности ($-0,074+0,04$) и ($-0,04+0,02$) мм с использованием микроступки «Микро» и соответственно ($-0,04+0,02$) и ($-0,02+0,01$) мм — для «ЛДИ-60». Планетарная шаровая мельница дает материалы размером 0,04; 0,02; 0,01; 0,005 мм. Измельчитель вибрационный «ИВ-Микро» позволяет получать оптимальную крупность (0,01; 0,005; 0,002 мм) материала с выходом до 60 % и более. Метод «истирание до пудры» вручную концентрирует материал в классах крупности 0,04 и 0,02 мм. Оптимальное время получения представительного материала с использованием вышеперечисленных приборов не более 15 мин. Увеличение его до 20—25 мин не улучшает параметры измельчения.

Стандартные образцы фазового состава железных руд изготовлены в классах крупностей ($-0,1+0,01$) мм, $<0,04$ мм. СОФС крупностью ($-0,1+0,01$) мм предназначается для контроля правильности результатов анализа оптико-минералогическим, квантовооптическим, магнитостатическим и химическим (фазовым) методами, а СОФС крупностью $<0,4$ мм — рентгенофазовым и мессбауэровской спектроскопии.

Для смешивания и усреднения материала стандартных образцов фазового состава использовалась установка гомогенизации проб УГП-2. Оценка однородности материала и аттестация стандартных образцов, т. е. установление содержания фаз, проводились по схеме дисперсионного анализа различными методами в соответствии с ОСТ41—08—252—85 [3]. По данным статистической обработки результатов фазовых анализов расхождения содержания минералов, определенных разными методами анализа, находятся в пределах допустимых относительных среднеквадратических погрешностей [2].

Апробация СОФСов при различных методах фазового анализа на примере железных

УДК 549.08 : 553.31

Л. П. ВИКУЛОВА, Г. А. СИДОРЕНКО,
Н. С. МАСАЛОВИЧ (ВИМС)

Отраслевые стандартные образцы фазового состава и свойств минералов железных руд

Количественный фазовый минералогический анализ является неотъемлемой частью всех исследований вещественного состава пород, руд и продуктов их технологической переработки. Значение его особенно возрастает в последнее время в связи с поставленными задачами отработки схем безотходной технологии, когда каждый минеральный компонент руды должен быть утилизирован.

На современном уровне геологоразведочных работ необходим подсчет запасов полезных ископаемых с изучением распределения основных компонентов и вредных примесей по формам минеральных соединений, так как один и тот же рудный элемент может быть распределен по многим минералам, а извлекается чаще всего из одного из них. Например, при подсчете запасов железорудных месторождений необходимо определять не только общее железо, но и железо, заключенное в магнети-

те — основном рудном минерале, продукта окисления и сульфидов железа.

Аналогичные вопросы возникают при разведке многих других месторождений. Традиционные химические методы фазового анализа применимы далеко не ко всем рудам. Оценка качества минерального сырья, задачи минералогического картирования геологических объектов, научное обоснование и последующий контроль схем технологической переработки сырья требуют развития фазовых анализов с использованием физических количественных методов: рентгенометрических, термических, квантовооптических, магнитостатических и мессбауэровской спектроскопии. Эти методы эффективны, но для их реализации требуется градуированные измерительные системы. Качество и достоверность результатов, получаемых с их помощью, во многом определяются унификацией методик и их метрологическим обеспечением.

Таблица 1

Стандартные образцы фазового состава

СОФС	Аттестованное содержание фаз, %	Погрешность аттестации, соответствующая доверительной вероятности 0,95, %
СОФС 1—5/84 — железная руда (магнетитовые кварциты)		
СОФС 1/84 — искусственная смесь, крупность <0,074 мм		
магнетит	40,8	±0,9
гематит	14,2	±0,4
кварц	45,0	±0,1
СОФС 2/84 — искусственная смесь, крупность (—0,1+0,01) мм		
магнетит	40,8	±0,2
гематит	14,2	±0,1
кварц	45,0	±0,1
СОФС 3/84 — магнетит, крупность (—0,5+0,25) мм	93,0	±0,2
гематит по магнетиту (мартитизация)	7,0	
СОФС 4/84 — гематит, крупность (—0,5+0,25) мм	100	±0,2
СОФС 5/84 — кварц, крупность (—0,5+0,25) мм	100	±0,3
СОФС 11—18/86 — магнетитовые кварциты с сульфидами железа		
СОФС 11/86 — искусственная смесь, крупность <0,074 мм		
магнетит	27,9	±0,6
гематит	7,1	±0,6
кварц	35,0	±0,3
пирит	15,0	±0,7
пирротин (моноклинный)	12,8	±0,3
пирротин (гексагональный)	2,2	±0,3
СОФС 12/86 — искусственная смесь, крупность (—0,1+0,01) мм		
магнетит	27,9	±0,2
гематит	7,1	±0,1
кварц	35,0	±0,1
пирит	15,0	±0,1
пирротин	15,0	±0,2
СОФС 13/86 — магнетит, крупность (—0,25+0,1) мм	93,0	±0,5
гематит по магнетиту (мартитизация)	7,0	±0,2
СОФС 14/86 гематит, крупность (—0,25+0,1) мм	100	±0,2
СОФС 15/86 кварц, крупность (—0,25+0,1) мм	100	±0,3
СОФС 16/86 пирит, крупность (—0,25+0,1) мм	100	±0,1
СОФС 17/86		
пирротин (моноклинный)	85,0	±0,8
пирротин (гексагональный), крупность (—0,25+0,10) мм	15,0	±0,1
СОФС 18/86 — полированный брикет — аншлиф для оптико-минералогического анализа, изготовленный из СОФСа 12/86		
СОФС 19—23/86 — железистые кварциты Тарыхского месторождения Чаро-Токкинского железорудного района		
СОФС 19/86 — руда, крупность <0,074 мм		
магнетит	27,6	±0,4
кварц	17,7	±0,3
куммингтонит	40,7	±0,8
СОФС 20/86 — руда, крупность (—0,1+0,01) мм		
магнетит	23,2	±0,2
кварц	12,7	±0,1
куммингтонит	50,5	±0,3
СОФС 21/86 — магнетит, крупность (—0,15+0,74) мм	95,0	±0,9
СОФС 22/86 — куммингтонит, крупность (—0,15+0,74) мм	97,5	±0,8
СОФС 23/86 — полированный брикет — аншлиф, изготовленный из СОФСа 20/86 для оптико-минералогического анализа		

Таблица 2

Требования к исследуемому материалу методами количественного фазового анализа железных руд

Методы фазового анализа	Определяемые минералы	Оптимальная крупность, мм
Рентгенофазовый	Магнетит, гематит, кварц, пирит, пирротин, куммингтонит	0,005—0,01
Магнитостатический	Магнетит, пирротин	0,04—1
Мессбауэровская спектроскопия	Магнетит, гематит, пирит, пирротин	<0,074
Квантовооптический	Кварц	0,10—0,25
Химический (фазовый)	Магнетит	0,16
Оптико-минералогический, с использованием АМА-1 «Контраст» (автоматический минералогический анализатор)	Магнетит, гематит, кварц, пирит, пирротин, куммингтонит	0,03—2

руд показала, что стандартные образцы фазового состава могут применяться для контроля правильности результатов измерений содержания магнетита, гематита, пирита, кварца, пирротина и куммингтонита в железистых кварцитах месторождений кремнисто-железистой формации.

Стандартные образцы фазового состава представляют собой средства измерения для объективной метрологической оценки минералогических методов анализа. Важнейшим при

этом является то, что результаты межметодического эксперимента, лежащие в основе аттестации СОФСов, представляют собой материал для разработки метрологически обоснованных требований к точности фазового анализа.

Стандартные образцы фазового состава предназначены:

для апробации, освоения, внедрения новых методов фазового анализа, оценки их применимости к новому типу минерального сырья,

Таблица 3

Микрогранулометрический состав (%) стандартного образца фазового состава железной руды

Измельчительный прибор	Временной режим, мин	Количество проб	Сита		Прецизионные микросита			Ядерные фильтры	
			0,074+0,04 мм	0,04+0,02 мм	0,02+0,01 мм	0,01+0,005 мм	0,005+0,002 мм	0,002+0,001 мм	0,001 мм
Измельчитель вибрационный «ИБ-Микро»	10	120	1,3	6,1	23,7	52,4	12,5	4,0	Знаки
	15	210	1,3	8,0	27,3	30,0	24,4	9,0	„
	20	25	1,5	10,0	25,3	32,2	25,0	6,0	„
	25	25	1,2	8,2	26,8	32,4	22,8	8,6	„
Лабораторный дисковый истиратель «ЛДИ-60»	—	20	15,7	36,5	34,1	13,7	Знаки	Знаки	—
Микроступка «Микрон»	10	25	45,0	33,3	17,3	4,4	—	—	—
	15	20	39,6	33,3	19,1	8,0	—	—	—
	20	25	40,0	29,5	22,1	8,4	—	—	—
	25	15	40,0	30,2	20,5	9,3	—	—	—
Планетарная шаровая мельница фирмы «Фрич»	10	25	8,8	51,2	19,4	11,7	8,9	Знаки	—
	15	55	2,0	34,7	26,3	25,4	10,6	„	—
	20	50	2,6	34,8	27,1	27,0	8,5	„	—
	25	25	2,2	34,7	28,7	24,8	9,6	„	—
Истирание до пудры вручную для рентгенофазового анализа	—	20	18,2	50,7	22,3	8,8	—	—	—
Истирание до пудры вручную для химического (фазового) анализа	—	20	20,2	50,8	20,4	8,6	—	—	—

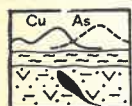
обеспечения правильности и надежности количественного фазового анализа минералогическими методами исследования;

для градуировки приборов, контроля работы аппаратуры, оценки погрешности измерения.

Стандартные образцы фазового состава безусловно способствуют повышению качества минералогических исследований. Внедрение СОФСов в практику геологоразведочных работ будет служить развитию системы управления качеством минералогических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викулова Л. П., Урова З. И. Стандартизация условий подготовки проб при количест-



ГЕОХИМИЯ

УДК [546.6 : 550.4] : 552.313 (5-925-16)

В. С. ГЛАДКИХ, В. А. СОЛОВЬЕВ,
С. М. ЛЯПУНОВ (ИМГРЭ)

Редкие элементы в вулканических породах и мегакристах Прибайкалья

Кайнозойская вулканическая ассоциация Прибайкалья пространственно сопряжена с Байкальской рифтовой зоной. При этом отмечается несовпадение вулканических полей и рифтовых структур, за исключением Тункинской и смежных с нею впадин (Н. А. Флоренсов, 1968 г.). Судя по данным абсолютного возраста, определенного К-Аг методом (Г. П. Багдасарьян и др., 1981 г.), наиболее ранний вулканизм в Прибайкалье проявился в позднем миоцене (Мондинская впадина, Удоканский район) и продолжался с перерывами до голоцена включительно. Характерная черта вулканизма Прибайкалья — трещинный тип излияний.

Изучение химического и нормативного состава 225 образцов кайнозойских вулканических пород Тункинской впадины, бассейна р. Джиды и Витимского плато позволило выделить среди них кварцевые толеиты, толеиты, оливиновые толеиты, щелочные оливиновые базальты, базанитоиды и щелочные базанитоиды, а также трахиандезитобазальты [2]. Проведенная позднее [4] статистическая обработка

венном фазовом анализе. — Разведка и охрана недр, 1985, № 10, с. 37—41.

2. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям железных руд. М.: ГКЗ СССР, 1983.
3. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов/Под ред. Г. В. Остроумова. М.: Недра, 1979.
4. О некоторых типовых ошибках, допускаемых при минералогических исследованиях/А. И. Гинзбург, Л. П. Викулова, Г. А. Сидоренко и др.—Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1985, № 3, с. 327—328.

результатов более 900 химических анализов кайнозойских вулканических пород Байкало-Монгольского региона показала, что щелочные оливиновые базальты представляют собой доминирующий тип ассоциаций, в которые, кроме них, входят базаниты, оливиновые базальты, оливиновые и кварцевые толеиты. Следовательно, для Прибайкалья в целом характерна чрезвычайно слабая дифференцированность толеитовых, щелочных оливин-базальтовых и базанитоидных магм, за исключением Удоканского района, где в составе вулканических образований устанавливаются муджириты, бенмориты, трахиты [3].

Впервые геохимические черты кайнозойских вулканических пород Прибайкалья [2] были выявлены для бассейна р. Джиды и юга Витимского плоскогорья. Затем приводились данные по распределению редких элементов в базальтах и мегакристах Прибайкалья [3]. Для мегакристов определены содержания Rb, Sr в анортоклазах и клинопироксенах, а в последних также элементы группы железа.

Цель данной работы — анализ рас-

Средние содержания петрогенных и редких элементов в первичных и дифференцированных породах

Таблица 1

Компоненты	1 (6)*	2 (7)	3 (7)	4 (11)	5 (1)	6 (4)	7 (1)	8 (4)	9 (1)
Содержание, %									
SiO ₂	48,22	47,41	46,29	44,90	48,30	50,42	55,42	58,08	61,02
TiO ₂	2,10	2,19	2,35	2,24	3,40	1,56	1,04	0,68	0,33
Al ₂ O ₃	14,04	14,64	13,48	14,53	13,17	17,17	16,72	17,26	15,49
Fe ₂ O ₃	4,65	6,38	6,30	7,22	9,70	6,66	4,28	4,52	4,42
FeO	7,85	5,99	6,85	5,76	2,87	4,43	3,23	1,76	1,80
MnO	0,17	0,16	0,16	0,16	0,14	0,16	0,06	0,10	0,09
MgO	8,70	8,24	8,82	8,23	4,52	3,49	2,30	1,46	0,94
CaO	9,0	8,10	8,66	8,88	8,0	6,90	5,67	3,96	2,33
Na ₂ O	3,07	3,86	4,08	4,81	3,51	5,51	6,07	6,64	7,52
K ₂ O	1,09	1,84	1,93	2,12	2,33	2,68	3,73	4,80	5,30
P ₂ O ₅	0,40	0,61	0,57	0,75	2,0	0,97	0,20	0,22	0,15
F	0,09	0,09	0,09	0,10	—	0,10	0,09	0,10	0,11
H ₂ O ⁻	0,16	0,14	0,17	0,21	0,46	0,15	0,06	0,17	0,22
H ₂ O ⁺	0,40	0,67	0,74	0,65	0,54	0,70	0,92	0,64	0,36
П. п. п.	0,34	0,48	0,41	0,51	—	0,48	0,50	0,40	0,60
M	60	59	58	57	43	39	40	32	24

Содержание, г/т									
Rb	21	26	29	35	47	42	46	61	170
Sr	495	700	650	973	1600	1100	500	300	25
Ba	305	425	560	775	1900	1200	1300	2200	130
Zr	163	213	184	212	410	292	260	332	1000
Hf	3,6	4,2	4,3	5,2	8,5	6,2	5,8	7,6	20
Nb	23	31	37	55	9	40	49	64	170
Ta	1,6	2,5	2,5	3,9	0,89	3,3	2,8	3,7	10
Sc	28	21	26	21	17	9,1	7,4	4,8	2,2
Co	47	50	52	50	34	33	12	5,3	2,1
Ni	90	69	101	88	382	34	5	5	5
Cr	83	88	99	104	220	50	28	36	9
Cu	54	73	60	66	—	54	14	17	5
Zn	92	74	103	108	—	75	80	62	60
Pb	6	12	10	12	30	12	9	14	19
V	168	172	200	207	70	100	26	15	3

* В скобках указано число анализов.

пределения редких элементов, определенных нейтронно-активационным и флуоресцентным рентгено-радиометрическими методами в 42 пробах вулканических пород и 24 пробах мегакристов, клинопироксенов, керсутитов и калинатропных полевых шпатов. Ниже приводится краткое петрографическое описание конкретных типов пород, в которых изучено содержание редких элементов.

Оливиновые базальты (табл. 1, ан. 1) включают мелкие вкрапленники оливины и клинопироксена. Микродо-ритовая основная масса сложена изоморфными выделениями лабра-

дора, клинопироксена и рудными минералами. По нормативному составу это оливин-гиперстеновые породы. Щелочные оливиновые базальты (см. табл. 1, ан. 2) — мелко- или тонкозернистые лавы с вкрапленниками оливины, реже клинопироксена и лабрадора. Основная масса состоит из андезин-лабрадора, клинопироксена, оливины, щелочных полевых шпатов, рудных минералов, апатита, реже карбонатов. Постоянно присутствует свежее или слабодевитрифицированное вулканическое стекло. Эти породы содержат 2—3 % нормативного нефелина.

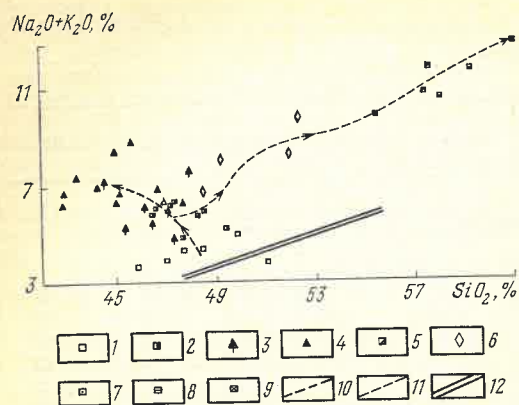


Рис. 1. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ вулканических пород Прибайкалья

1 — оливиновые базальты; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — базанитоиды; 4 — щелочные базанитоиды; 5 — трахибазальты; 6 — муджиериты; 7 — трахиандезиты; 8 — трахионолиты; 9 — трахиты; 10 — тренд первичных и субпервичных составов (оливиновые базальты — щелочные базанитоиды); 11 — тренд дифференцированных составов (щелочные оливиновые базальты — трахиты); 12 — граница толентовой и щелочной серий, по Г. А. Макдональду и Т. Кацуре (1964 г.)

Базанитоиды (см. табл. 1, ан. 3) близки по минеральному составу щелочным оливиновым базальтам, отличаясь от них только более кислым составом плагиоклаза (андезин) вкрапленников и основной массы, а также постоянным наличием цеолитов. Количество нормативного нефелина не превышает 10 %. Щелочные базанитоиды (см. табл. 1, ан. 4), в отличие от базанитоидов, содержат наряду с цеолитами мелкие ксеноморфные зерна нефелина (?). Для этих пород характерно высокое содержание нормативного нефелина (17—24 %). Трахибазальты (см. табл. 1, ан. 5) относятся к порфировым лавам с вкрапленниками плагиоклаза, реже, оливина. Основная масса сложена преимущественно лейстами андезина и щелочного полевого шпата, а также клинопироксеном, рудными минералами и цеолитизированным вулканическим стеклом. Муджиериты (см. табл. 1, ан. 6) — афировые или порфировые породы. В порфировых разновидностях вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин) и (или) оливином. В основной массе — лейсты плагиоклаза, щелочной полевой шпат, клинопироксен, рудный минерал, вулканическое стекло.

Трахиандезиты (см. табл. 1, ан. 7) — порфировые породы с трахи-

товой структурой основной массы. Вкрапленники в них образованы олигоклаз-андезином, клинопироксеном, гломеропорфировыми срастаниями щелочного полевого шпата и реже оливином. Главные минералы основной массы — плагиоклаз и щелочной полевой шпат, в подчиненном количестве присутствуют клинопироксен, рудные минералы, апатит и цеолиты. Для этих пород характерно высокое содержание нормативного нефелина (>8 %). Трахионолиты (см. табл. 1, ан. 8) представляют собой порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, щелочного полевого шпата, реже пироксена, амфибола и оливина. Основная масса сложена субпараллельными лейстами андезина и щелочного полевого шпата, в подчиненном количестве отмечаются клинопироксен, апатит и рудные минералы. Содержание нормативного нефелина в них достигает 5—12 %. В трахитах (см. табл. 1, ан. 9) наблюдаются микро-вкрапленники пироксена, рудного минерала и циркона. По составу основной массы они близки к трахионолитам.

По соотношению кремнезема и щелочей (рис. 1) все рассматриваемые породы относятся к щелочной серии.

Первичные и дифференцированные породы вулканической ассоциации Прибайкалья. Значение $M(\text{Mg} \times 100 / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в большинстве оливиновых и щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов и щелочных базанитоидов Прибайкалья изменяется от 50 до 62 и только в некоторых образцах достигает 64—66, а содержание никеля не превышает 200 г/т. Это дает основание считать упомянутые породы слабодифференцированными, из которых могло быть выделено 7—16 %, реже 20—23 %, оливина, поскольку добавление указанных количеств этого минерала приводит к повышению значений M до 65—69. Следовательно, базальты и базанитоиды Прибайкалья можно рассматривать преимущественно как субпервичные (слабодифференцированные), реже как первичные (недифференцированные) магмы ассоциации. В распределении кремнезема и щелочей в породах субпервичного и первичного состава прослеживаются общие тенденции, заключающиеся в

Содержание редкоземельных элементов в вулканических породах Прибайкалья, г/т

Таблица 2

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La	17	13	23	20	32	31	56	74	36	41	44	37	77	51	47	60	45	110
Ce	40	35	57	42	62	78	95	125	70	73	110	70	180	89	80	91	76	180
Sm	6,9	5,3	7,6	6,0	6,3	7,7	8,4	10,0	8,0	6,8	10,0	7,3	18,0	8,2	6,3	6,5	6,0	11,0
Eu	3,0	2,7	3,3	2,3	2,0	3,6	2,5	3,0	3,8	2,1	4,1	2,4	5,8	2,9	2,1	2,4	2,0	0,7
Tb	0,95	0,82	1,1	0,64	0,96	0,95	1,1	1,0	0,97	1,2	1,2	1,2	1,2	0,96	0,88	0,98	0,88	1,8
Yb	1,7	1,6	2,0	1,5	2,6	1,8	2,5	2,6	1,1	2,8	1,3	2,2	1,6	2,4	2,5	3,3	2,8	7,8
Lu	0,40	0,27	0,29	0,31	0,38	0,27	0,49	0,29	0,19	0,34	0,25	0,29	0,35	0,32	0,46	0,37	0,36	0,96

Примечание. 1, 2 — оливиновые базальты; 3, 4 — щелочные оливиновые базальты; 5, 6 — базанитоиды; 7—12 — щелочные базанитоиды; 13 — трахибазальты; 14 — муджиериты; 15 — трахиандезиты; 16, 17 — трахионолиты; 18 — трахиты.

том, что при переходе от оливиновых к щелочным оливиновым базальтам и далее к базанитоидам и щелочным базанитоидам последовательно снижается (от 48,22 до 44,9 %) среднее содержание кремнезема и увеличивается концентрация окислов натрия (от 3,07 до 4,81 %) и калия (от 1,09 до 2,12 %). Более быстрое накопление калия относительно натрия в указанном ряду выражается в характере изменения отношения Na/K , которое уменьшается от 2,5 до 2,0 (см. рис. 1). Тенденция в изменении среднего содержания двуокиси титана в породах данного ряда близка к таковой щелочей.

В распределении других окислов какой-либо закономерности не устанавливается. Средние значения отношений SiO_2/CaO , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, CaO/TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в субпервичных и первичных породах близки. Для оливиновых базальтов характерны пониженные содержания калия и титана, а также минимальное значение отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$. В щелочных оливиновых базальтах и базанитоидах оно составляет 0,8—1,0. Можно предполагать, что при образовании магм этих пород главной, переходящей в расплав, калий- и титансодержащей фазой был, вероятно, флогопит (?). При формировании же магмы оливиновых базальтов в расплав наряду с флогопитом переходили, вероятно, керсутит и ильменит.

В породах дифференцированного ряда трахибазальт—трахит отмечается последовательное возрастание содержания кремнезема (от 48,3 до 61,0 %),

оксида натрия (от 3,5 до 7,5 %), оксида калия (от 2,3 до 5,3 %) и уменьшение концентраций магния, кальция, титана. Накопление натрия и калия в породах рассматриваемого ряда происходило с одинаковой интенсивностью. Значения отношений SiO_2/CaO , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ в дифференцированных породах, за исключением трахибазальтов, более высокие по сравнению с породами субпервичного и первичного состава и постепенно увеличиваются при переходе от трахибазальтов к трахитам.

Распределение редких элементов в вулканических породах. В субпервичных и первичных вулканических породах по значимой положительной парной корреляции между признаками выделяется несколько групп редких элементов. Одну из них образуют La, Ce, Sm, Tb, частично Eu, который положительно коррелируется с церием и самарием и отрицательно — с иттербием и лютецием. Значимо связаны между собой тяжелые лантаноиды. Анализ их средних содержаний показывает, что в ряду оливиновый базальт — щелочной базанитоид возрастают концентрации La, Ce, Tb, Yb при постоянных содержаниях Eu, Lu (табл. 2). При этом накопление лантана и церия происходит быстрее, чем самария, тербия и иттербия, так как отношения содержаний в щелочном базанитоиде к содержаниям в оливиновом базальте лантана и церия равны соответственно 3,2 и 2,4, а самария, тербия и иттербия — соответственно 1,4, 1,3 и 1,3. В породах рассматриваемого ряда по-

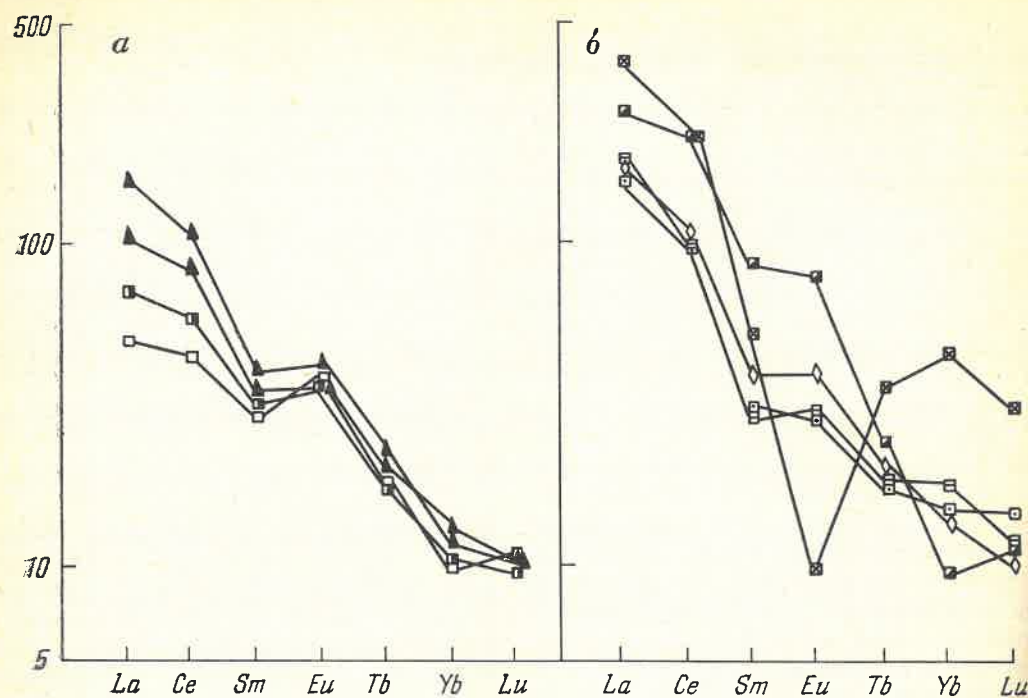


Рис. 2. Распределение РЗЭ (нормированных по хондриту) в первичных (а) и дифференцированных (б) породах
Усл. обозн. см. рис. 1

следовательно повышаются средние значения отношений La/Sm (2,4—5,7) и La/Yb (9,4—22,8). Основываясь на отношении La/Yb , можно допустить, что выплавление магм щелочных базанитоидов протекало в условиях равновесия с гранатом [8].

В целом относительно хондритов оливиновые базальты обогащены лантаноидами в 50—9 раз, щелочные оливиновые базальты — в 73—10, базанитоиды — в 107—10, щелочные базанитоиды — в 160—10 раз (рис. 2). Группы элементов Rb, Ba, Sr, Hf, Zr, Nb, Ta характеризуются высокой положительной внутри- и межгрупповой корреляционной связью. Для элементов этих групп характерно последовательное увеличение средних содержаний в ряду оливиновый базальт—щелочной базанитоид. Максимальное повышение концентраций свойственно Ta, Nb, минимальное — Zr, Hf, Rb. Значение отношения K/Rb практически постоянно и близко 500. Для субпервичных и первичных составов пород типично замечательное постоянство отношений Nb/Ta (среднее 12,4—14,8) и Zr/Hf (среднее 40,8—50,7). Обращает вни-

мание последовательное уменьшение значения отношения Zr/Nb (в среднем от 10,7 в оливиновых базальтах до 5,1 в щелочных базанитоидах).

Средние содержания (г/т) скандия, кобальта, хрома и никеля достаточно близки в субпервичных и первичных породах, составляя соответственно 21—28, 47—52, 83—104 и 88—101. Устанавливается высокая положительная корреляция между хромом и никелем, между скандием, с одной стороны, и кобальтом, хромом, никелем — с другой, и отрицательная — хрома и никеля, с одной стороны, и редкими литофильными элементами — с другой. Концентрация ванадия возрастает от 168 г/т в оливиновом базальте до 207 г/т в щелочном базанитоиде при наличии положительной корреляции между ним и некогерентными элементами и отрицательной — с хромом.

Средние содержания меди, цинка и свинца различаются незначительно, однако оливиновые базальты заметно обеднены двумя последними. Значение отношения содержаний редких и рудных элементов в щелочном базанитоиде

де к их содержанию в оливиновом базальте уменьшается в такой последовательности: La (3,2), Ba (2,5), Ce, Nb, Ta (2,4), Sr (2,0), Rb (1,7), Sm, Tb, Yb, Zr, Hf (1,3—1,4), Cr, Cu, Zn, V (1,2), Eu, Lu, Y, Sc, Co, Ni (1,0—1,1). Отношение концентраций перечисленных элементов для пар: щелочной оливиновый базальт—оливиновый базальт, базанитоид—щелочной оливиновый базальт, щелочной базанитоид—базанитоид оказываются достаточно близкими практически для всех элементов.

Таким образом, геохимическая специфика субпервичных и первичных магм ассоциации Прибайкалья заключается в последовательном увеличении концентраций некогерентных элементов и ванадия, а также величин отношений La/Ca , La/Yb , и в уменьшении отношений Zr/Nb в ряду оливиновый базальт—щелочной базанитоид при постоянстве отношений Nb/Ta , Zr/Hf и содержаний Sc, Co, Cr, Ni, Zr, Cu. Эти геохимические черты наряду с особенностями химизма родоначальных магм позволяют допустить, что образование магм указанных пород происходило из единого мантийного источника и связано с одними и теми же процессами, которые приводили к перераспределению кремнезема, титана, щелочей и некогерентных элементов.

Если исключить из рассмотрения трахибазальты, которым присущи аномальные геохимические черты, то можно полагать, что средние содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах дифференцированного ряда — муджиритах, трахиандезитах, трахифонолитах — чрезвычайно близки, тогда как в трахитах концентрации La, Ca, Sm, Tb, Lu вдвое повышаются при резко пониженных содержаниях Eu и постоянном — Yb для ряда в целом. Для всех РЗЭ, за исключением Eu, выявляются положительные корреляционные зависимости. Значения отношения La/Sm увеличиваются (2—10,0), а La/Yb уменьшаются (1,2—14,1). Относительно хондритов породы ряда муджирит—трахифонолит обогащены РЗЭ в 156—10, а трахиты — в 367—9 раз (см. рис. 2). В ряду муджириты—трахиты повышаются содержания Pb (в 4,7 раза), Nb (4,2),

Ta (4,0), Zr (3,8), Hf (3,4). Концентрация бария увеличивается от муджиритов к трахифонолитам (1,8) и резко понижается в трахитах.

Отмечается последовательное уменьшение содержаний Sr, V, Cu, Co, Ni, Cr, Sc при постоянном количестве Zr и Pb. Среднее значение отношения Nb/Ta варьирует в интервале 12—19, а Zr/Hf и Zr/Nb — в интервалах соответственно 39,6—46,8 и 5,3—7,5. Значение отношения K/Rb в муджиритах, трахиандезитах и трахифонолитах изменяется от 541 до 632 и только в трахитах существенно понижается (270). Среди некогерентных элементов обнаружена как положительная, так и отрицательная корреляционная зависимость (Sr и Rb). Устанавливается высокая положительная корреляционная зависимость в группах элементов Nb, Ta, Zr, Hf и Ni, Cr, Co, Cu. Вместе с тем элементы последней группы характеризуются отрицательной корреляционной связью с большей частью некогерентных элементов.

На фоне рассматриваемых закономерностей необходимо отметить малообъяснимые исходы из петрографического и химического состава повышенные содержания некогерентных элементов в трахибазальте. Количество РЗЭ (за исключением иттербия и лютеция), циркония, гафния в нем выше, чем в муджиритах, трахиандезитах и трахифонолитах, а рубидия и бария больше, чем в первых двух при резком обеднении этой породы ниобием и танталом относительно других типов (см. табл. 1, ан. 2).

Сравнительное содержание редких элементов в субпервичных и первичных породах и в породах дифференцированного ряда показывает, что щелочные базанитоиды близки по количеству РЗЭ, а также по значениям отношений La/Sm и La/Yb к породам ряда муджирит—трахифонолит, а в трахитах содержание первых и значение отношения La/Sm больше, чем в щелочных базанитоидах. По содержанию рубидия, стронция, циркония, гафния, ниобия, тантала и других элементов щелочные базанитоиды близки муджиритам и трахиандезитам, но обеднены барием и обогащены скандием, кобальтом, медью, ванадием и особенно никелем и хромом.

Таблица 3

Средние содержания петрогенных и редких элементов в мегакристаллах ромбических, моноклиновых пироксенов и керсутитов

Компоненты	1 (2)*	2 (3)	3 (5)	4 (3)
Содержание, %				
SiO ₂	54,8	50,22	48,79	40,63
TiO ₂	0,23	1,43	0,98	5,70
Al ₂ O ₃	4,80	10,00	9,17	14,67
FeO	8,98	7,69	7,11	10,07
MnO	0,14	0,20	0,13	0,21
MgO	25,34	11,03	12,98	11,15
CaO	1,57	18,30	17,41	11,46
Na ₂ O	0,06	1,30	0,89	2,31
K ₂ O	0,04	0,07	0,04	1,49
Cr ₂ O ₃	0,41	0,02	0,10	0,03
NiO	0,09	0,03	0,03	0,04

Количество катионов в пересчете на 6 и 22 атома кислорода

Si	2,022	1,852	1,836	5,712
Al ^{IV}	—	0,148	0,164	2,288
Al ^{VI}	0,202	0,287	0,243	0,144
Ti	0,006	0,040	0,027	0,602
Cr	0,012	—	0,003	0,003
Mg	0,396	0,606	0,729	2,336
Ni	0,003	0,001	0,001	0,004
Fe ²	0,278	0,237	0,224	1,183
Mn	0,004	0,006	0,004	0,025
Ca	0,063	0,722	0,703	1,726
Na	0,005	0,093	0,066	0,631
K	0,002	0,003	0,002	0,267

Содержание, %

Mg	80,4	38,7	43,9	—
Fe	16,0	15,2	13,6	—
Ca	3,6	46,1	42,5	—

Минеральный состав

Mg ₂ Si ₂ O ₆	76,0	33,2	39,7	—
Fe ₂ Si ₂ O ₆	16,2	10,4	10,6	—
Ca ₂ Si ₂ O ₆	1,2	28,2	28,0	—
CaFeSi ₂ O ₆	0,4	—	—	—
CaMnSi ₂ O ₆	—	0,7	0,4	—
NaFeSi ₂ O ₆	—	4,4	3,1	—
NaAlSi ₂ O ₆	0,6	3,8	2,7	—
CaAl ₂ Si ₂ O ₆	5,0	12,9	13,2	—
CaTiAl ₂ O ₆	0,8	3,3	2,3	—

Содержание, г/г

La	1,6	3,5	2,7	7,5
Ce	3,1	9,9	7,9	23,4
Sm	0,33	3,3	2,4	6,7
Eu	0,091	1,1	0,84	2,3
Tb	0,067	0,56	0,46	1,02
Yb	0,26	0,54	1,1	1,12
Lu	0,054	0,057	0,17	0,14
Rb	20	20	20	20
Sr	30	69	49	940
Ba	123	180	117	440
Zr	20	33	34	48

Продолжение табл. 3

Компоненты	1 (2)*	2 (3)	3 (5)	4 (3)
Nb	20	20	20	20
Ta	0,06	0,08	0,1	1,4
Hf	0,8	1,9	1,4	2,8
Sc	22	24	44	30
Co	77	55	47	69
Cr	2900	29	654	51
La/Sm	5,0	1,1	1,2	1,1
La/Yb	6,4	7,0	2,6	7,9

* Анализы: 1 — ромбические пироксены, 2 — моноклиновые пироксены первого типа, 3 — моноклиновые пироксены второго типа, 4 — керсутиты. В скобках указано число анализов.

Распределение редких элементов в мегакристаллах. В вулканических породах ассоциации наряду с ультраосновными включениями отмечаются мегакристы ортопироксена, клинопироксена, керсутита, плагиоклазов, каликатовых полевых шпатов и титанобиотита. Общая характеристика минералогических особенностей этих образований была дана ранее [4].

Средний химический состав и содержание редких элементов в мегакристаллах ортопироксенов, клинопироксенов, керсутитов приведены в табл. 3. Как видно из этой таблицы, мегакристы ортопироксенов отличаются от мегакристаллов ортопироксенов шпинелевых лерцолитов Прибайкалья [3, табл. 6, 3] пониженным содержанием магния, повышенным — железа и кальция при равенстве концентраций Cr, Ni, Co. Мегакристы ортопироксенов близки между собой по концентрации РЗЭ. По сравнению с хондритами они в 3—6 раз обогащены La и Ca, в 1,6—1,2 раза — Sm, Eu. Относительно нодулей шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, ортопироксенитов в мегакристаллах ортопироксенов отмечается незначительно повышенное или равное количество РЗЭ. Устанавливается также сходство между ними по содержанию бария.

Ранее было показано, что мегакристы ортопироксенов и ортопироксены шпинелевых лерцолитов практически тождественны по концентрациям Cr, V, Ni, Co, Zn, Cu, Pb, Zr, а также значениям отношений Cr/V, Ni/Co, Zn/Cu. Все это служит основанием для допущения, что одиночные мегакристы ортопироксенов, вероятно, представляют собой дезинтегрированные минераль-

ные фазы ортопироксенсодержащих мантийных пород.

По особенностям химического состава и распределению редких элементов среди мегакристаллов клинопироксена возможно выделение двух типов. Минералы первого типа (см. табл. 3, ан. 2) по сравнению со вторым (см. табл. 3, ан. 3) содержат больше TiO₂, Na₂O, но меньше MgO, что выражается в более высокой концентрации в первом типе эгириновой, жадеитовой, титан-чермакитовой и пониженной — энстатитовой составляющих. Отмечалось, что мегакристы клинопироксена отличаются от диопсидов перидотитовых нодулей большим содержанием ферросилитовой и титан-чермакитовой составляющих, меньшим — хрома [3]. Это подтверждается и нашими данными. Мегакристы клинопироксенов обоих типов по сравнению с диопсидами нодулей обеднены магнием, натрием (второго типа также кремнеземом, кальцием), но богаче титаном, суммарным железом, алюминием, что выражается в повышенном содержании в мегакристаллах ферросилитовой, чермакитовой, титан-чермакитовой и пониженной — энстатитовой, эгириновой и волластонитовой составляющих. Клиннопироксены вкрапленников и основной массы щелочных оливиновых базальтов по сравнению с мегакристаллами обеднены алюминием, натрием, но содержат больше кальция. Для вкрапленников характерны более низкие значения отношений SiO₂/Na₂O, Al₂O₃/CaO и более высокие — TiO₂/FeO+Fe₂O₃.

По распределению РЗЭ различия между мегакристаллами выражаются в

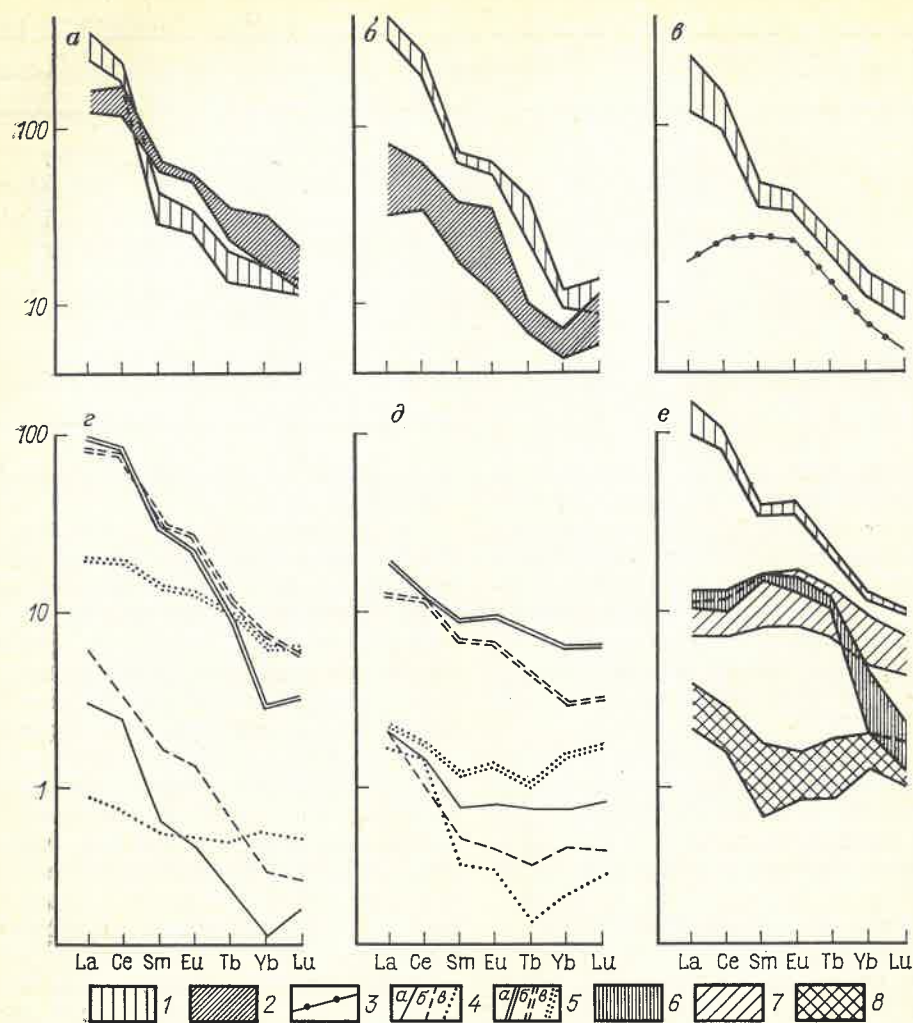


Рис. 3. Распределение РЗЭ (нормированных по хондриту) в вулканических породах, вкрапленниках клинопироксенов и в содержащих их глубинных включениях

а — фоновиты; б — оливиновые нефелиниты; в — базанитоиды; г — гарцбургиты, лерцолиты; д — гарцбургиты, е — базанитоиды (данные авторов); 1 — вулканические породы; 2 — вкрапленники клинопиро-

ксенов; 3 — мегакристы клинопироксенов; 4 — нодулы ультраосновных пород: а — лерцолита-1, б — лерцолита-2, в — лерцолита-3; 5 — клинопироксены нодулы: а — клинопироксен-1, б — клинопироксен-2, в — клинопироксен-3; 6 — мегакристы клинопироксенов первого типа; 7 — то же, второго типа; 8 — шпинелевые лерцолиты

том, что клинопироксены первого типа по сравнению со вторым незначительно обогащены лантаном, церием, самарием, европием, тербием, но заметно обеднены иттербием и лютецием. В соответствии с этим для них типичны повышенные значения отношения La/Yb (4,5—10,3 против 2,0—3,1 во втором типе) при равных значениях La/Sm , и нормированная кривая в области тяжелых лантаноидов имеет более крутой наклон.

Относительно диопсидов нодулей мегакристы клинопироксенов обеднены

хромом, но содержат больше ванадия [3], а по нашим данным, кроме того, они богаче цирконием и скандием. Для более полного выявления геохимических черт мегакристы клинопироксенов рассмотрим особенности распределения и состава РЗЭ в клинопироксенах глубинных включений [8, 12], мегакристах [5, 14], вкрапленниках клинопироксенов [15] и вмещающих их магматических породах, нормированных относительно хондритов. На рис. 3 (г, д) отражена четкая связь между составом РЗЭ клинопи-

роксенов и содержащих эти минералы глубинных включений, поскольку клинопироксены являются главным минералом-концентратором РЗЭ [8]. Аналогичная зависимость в составе РЗЭ свойственна вкрапленникам и вмещающим их вулканическим породам широкого петрографического ряда (см. рис. 3, а, б).

Однако в мегакристах клинопироксенов и вмещающих их щелочных базальтоидах (см. рис. 3, в, е) отмеченная выше зависимость не устанавливается, поскольку для мегакристы клинопироксенов типичен специфичный тренд в распределении легких лантаноидов — относительное обеднение этими элементами. Так, значение отношения La (мегакристы)/ La (порода) и Se (мегакристы)/ Se (порода) в них наиболее низкое. Что касается абсолютных концентраций РЗЭ, то мегакристы клинопироксенов явно тяготеют к клинопироксенам нодулей.

Для мегакристы керсутитов характерен чрезвычайно близкий химический состав. По распределению петрогенных элементов они не отличаются от подобных минералов этого района [3]. По сравнению с вкрапленниками амфиболов их мегакристы заметно обогащены алюминием и калием. Для мегакристы и вкрапленников амфиболов характерны различные значения отношений Al_2O_3/TiO_2 , TiO_2/K_2O , K_2O/Na_2O . Мегакристам амфибола свойственны заметные вариации в концентрациях Sc , Sr , РЗЭ и особенно Sr . Относительно клинопироксенов обоих типов они обогащены легкими и средними лантаноидами, вдвое или более — Ba , Hf , почти на порядок — Sr , Ta при равных содержаниях Zr , Sc , Co и обеднены Sr . В отличие от мегакристы клинопироксена, в мегакристах амфибола стронций преобладает над барием. Кривая нормированных содержаний РЗЭ в мегакристах амфибола почти тождественна таковой в мегакристах клинопироксена первого типа. Значение отношения La/Yb в мегакристах амфибола максимальное (~12), а La/Sm близко к таковому в мегакристах клинопироксена.

Сравнение распределения РЗЭ во вкрапленниках и мегакристах керсутитов достаточно четко показывает, что их тренды во вкрапленниках амфибо-

ла и породах практически полностью совпадают, а в мегакристах амфибола и породах различны (рис. 4, а, б, в, г). При этом мегакристы обеднены РЗЭ относительно вкрапленников.

Исходя из проведенного выше анализа химического состава и распределения редких элементов в мегакристах клинопироксена и амфибола, можно сделать вывод о специфичности состава этих минералов и принять точку зрения [9, 10] относительно возможности формирования мегакристы клинопироксена и амфибола в более глубоких условиях по сравнению с их вкрапленниками.

Минералогическое и рентгеноструктурное исследование мегакристы полевых шпатов в совокупности с данными по распределению в них щелочей и кальция [6] показало присутствие среди них лабрадора, андезина, санидина, анортклаза и кальциевого анортклаза. Для всех мегакристы полевых шпатов характерны либо очень низкая, либо промежуточная степень упорядоченности и гомогенный состав, что свидетельствует о высокотемпературных условиях их образования, быстрой закалке и отсутствии влияния на них более низкотемпературных процессов, которые привели бы к распаду гомогенных полевых шпатов на плагиоклазовую и калишпатовую составляющие. Судя по средним содержаниям, при переходе от плагиоклазов к калинатовым полевым шпатам возрастают концентрации Rb , Sr , Ba , Nb , Zr , Ga , Rb , но уменьшаются — Zn , Cr , Ni , а также отношения K/Rb , Rb/Sr при постоянном значении отношений Sr/Ba и Cr/V .

Рассматриваемые мегакристы полевых шпатов относительно вмещающих их лав характеризуются большими содержаниями стронция и повышенными значениями отношений K/Rb , Sr/Ba , Cr/V ; бария в них больше, чем в щелочных оливиновых базальтах, но меньше, чем в трахиандезитах и бенморейтах. По сравнению с лавами в целом они обеднены: Nb , Zr , Ca , Zn , V , Cr , Ni , Pb , значение отношения Rb/Sr в них тоже ниже. Содержание Rb в мегакристах плагиоклаза ниже, чем в лавах; калинатовые полевые шпаты по этому элементу представля-

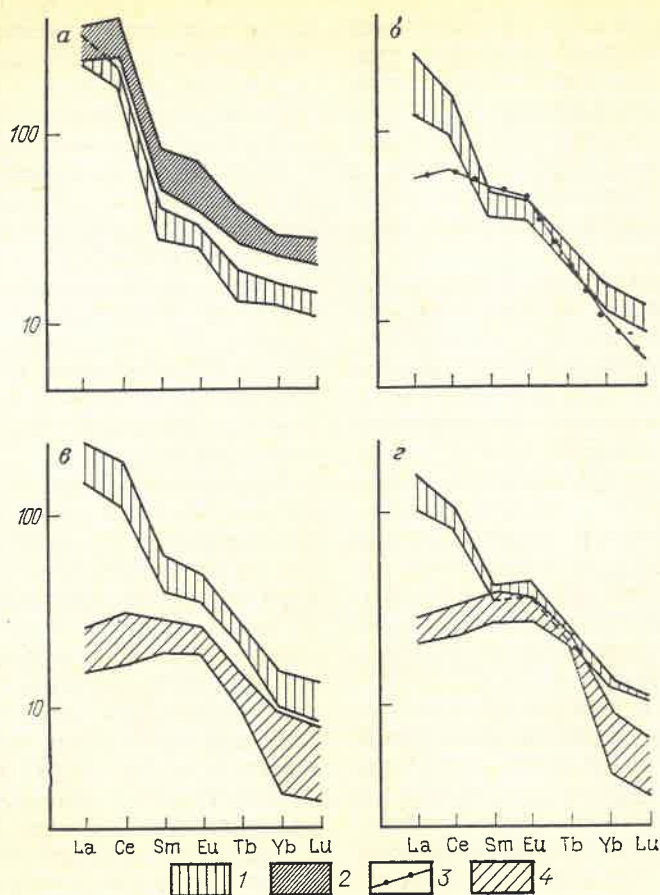


Рис. 4. Распределение РЗЭ (нормированных по хондриту) в вулканических породах (1), вкрапленниках (2) и мегакристах амфиболов (3, 4)

щелочными оливиновыми базальтами и породами среднего состава.

Сопоставление содержаний РЗЭ, а также кобальта в отдельных нодулах клинопироксенитов и мегакристах клинопироксенов показывает их тождественность. Незначительное преобладание скандия и хрома в клинопироксените, как следует ожидать, обусловлено присутствием в породе акцессорной шпинели. Включение плагиоклазового верлита по сравнению с мегакристами клинопироксена обогащено лантаном и обеднено самарием, иттербием и лютецием. Эти различия легко объясняются наличием в породе плагиоклаза, в котором содержания лантана выше, а самария ниже, чем в клинопироксене и шпинели, обычно обогащенной тяжелыми лантаноидами.

Существенное обогащение лантаноидами амфибол-плагиоклаз-оливинового верлита также согласуется с особенностями их распределения в ассоциации минералов клинопироксен-амфибол-плагиоклаз. Это позволяет допустить, что включения верлитовой серии — клинопироксениты, плагиоклазовые и плагиоклаз-амфиболовые верлиты — являются кумулятивными образованиями.

Следует отметить, что трактовка прямой генетической связи мегакрист, в частности клинопироксенов, с вмещающими их лавами, т. е. образование клинопироксенов как первых минеральных фаз при фракционировании магматического расплава в условиях высоких давлений, едва ли правомерна. Более правдоподобно допустить, что связь между мегакристами и вмещающими их лавами является в значи-

тельной мере опосредованной [13]. Это же в полной мере относится и к керсутитам [7], и мегакристам каликатровых полевых шпатов. Тем не менее принадлежность мегакрист и вмещающих их лав к одной эпохе вулканизма как будто бы не вызывает сомнений. В связи с этим представляется необходимым остановиться на проблеме эволюции первичных магм Прибайкалья при фракционировании мегакристов.

Расчеты А. И. Киселева и др. [3] показали, что выделение клинопироксена в количестве до 30 % объема приводит только к незначительному увеличению щелочности и снижению содержания кремнезема в остаточном расплаве. Проведенный нами расчет баланса масс составов оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов, характеризующихся наиболее контрастным химизмом, показал, что расплавы последних могут быть образованы при кристаллизации из оливин-базальтовых магм таких сочетаний или отдельных минералов (%): клинопироксена (8) и санидина (9); керсутита (3) и санидина (9); санидина (9). Следовательно, магматическая эволюция указанной последовательности составов пород может быть осуществлена только в том случае, если выделение темноцветных минералов постоянно сопровождается выделением каликатровых полевых шпатов или же автономным фракционированием последних.

Однако их участие в процессе глубокой дифференциации маловероятно, поскольку для каликатровых полевых шпатов допускается генетическая связь с трахиандезитовыми расплавами. Обратный же переход от щелочно-базанитоидных к оливин-базальтовым расплавам может быть осуществлен путем осаждения из первых различных объемов керсутита, титанобиотита, клинопироксена как в виде отдельных минеральных фаз, так и в их сочетаниях.

В результате выполненных с использованием уравнения Рэлея расчетов содержаний редких элементов установлено, что выделение указанных выше комбинаций и объемов минералов из оливин-базальтовых и ще-

лочнобазанитоидных магм не вызывает заметных изменений их содержаний в остаточных расплавах, за исключением стронция и бария. Поэтому необходимо участие в таких процессах других минеральных фаз с чрезвычайно низкими (при переходе от оливиновых базальтов к щелочным базанитоидам) или, наоборот, высокими (при переходе от щелочных базанитоидов к оливиновым базальтам) коэффициентами распределения редких элементов, которое приводило бы к существенному перераспределению последних, но не изменяло бы содержания петрогенных элементов. Таким образом, если расчеты баланса масс петрогенных элементов показывают возможность эволюции первичных магм посредством кристаллизации и фракционирования минералов на глубине, то геохимические особенности этих элементов делают необходимым допущение, что первичные магмы ассоциации, наиболее вероятно, являются прямыми выплавками из мантийного источника [1] скорее, чем продуктами дифференциации единой родоначальной магмы.

В ряду слабодифференцированных пород — оливиновых базальтов, щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов и щелочных базанитоидов — накопление некогерентных элементов сопровождается увеличением содержания калия, титана и уменьшением — кремнезема. В существенно дифференцированных породах — муджиритах, трахиандезитах, трахионолитах — возрастают концентрации Rb, Ba, Hf, Nb, Ta и уменьшается количество Sr при практически постоянных содержаниях РЗЭ.

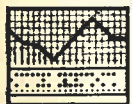
Распределение петрогенных и редких элементов позволяет рассматривать мегакристы ортопироксенов как дезинтегрированные минеральные фазы ортопироксеносодержащих мантийных пород, а мегакристы клинопироксенов, керсутитов и полевых шпатов — как минералы высоких давлений, не имеющие прямой генетической связи с вмещающими их вулканическими породами, но, вероятно, относящиеся к одной с ними эпохе вулканизма.

Фракционирование мегакристов клинопироксена, керсутита, титанобиотита и санидина может преобразовывать оливин-базальтовую магму в щелочно-

базанитоидную, однако при этом не происходит соответствующего перераспределения редких элементов. Следовательно, с геохимических позиций формирование указанных выше магм слабодифференцированных пород осуществлялось путем селективного плавления мантийного субстрата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладких В. С., Ляпунов С. М., Соловьев В. А. Редкие элементы в глубинных включениях Прибайкалья. — Сов. геология, 1986, № 1, с. 98—106.
2. Гладких В. С., Пятенко И. К. Геохимические особенности кайнозойских вулканических ассоциаций Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3, с. 34—50.
3. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979.
4. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона/А. Я. Салтыковский, Ю. С. Генштафт, А. Ф. Грачев и др. — В кн.: Комплексное исследование развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., 1981, с. 5—86.
5. Салтыковский А. Я., Генштафт Ю. С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М., 1984.
6. Элементы-примеси в мегакристаллах полевых шпатов вулканических пород Прибайкалья/В. С. Гладких, В. Л. Боруцкая, В. А. Соловьев, Л. Г. Логинова. — Сов. геология, 1983, № 4, с. 114—123.
7. Basu A. R. Trace elements and Sr-isotopes in some mantle-derived hydrous minerals and their significance. — Geochim. et cosmochim. Acta, 1978, v. 42, № 6, p. 659—668.
8. Frey F. A., Green D. H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. — Geochim. et cosmochim. Acta, 1974, v. 38, № 7, p. 1023—1059.
9. Green D. H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in basaltic magma. — Fys. Earth Planet. Interiors, 1970, v. 3, p. 247—254.
10. Irving A. J. Geochemical and high-pressure experimental studies of xenoliths, megacrysts and basalts from southeastern Australia. Canberra, 1971.
11. Liotard J.-M., Boivin P., Cantagret J.-M., Dupuy C. Mégacristsaux d'amphibol et basalts alcalins associés. Problèmes de leurs relations petrogenétiques et géochimiques. — Bull. Mineral., 1983, v. 106, № 4, p. 451—464.
12. Ottonello G., Piccardo G. B., Joron J. L., Treuil M. Evolution of the upper mantle under the Assab Region (Ethiopia): suggestions from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenoliths and host basaltic lavas. — Geol. Rdsch., 1978, B. 67, H. 2, p. 547—575.
13. Stuckless J. S., Irving A. J. Strontium isotope geochemistry of megacrysts and host basalts from southeastern Australia. — Geochim. et cosmochim. Acta, 1976, v. 40, № 2, p. 209—213.
14. Sun S. S., Hanson G. H. Rare Earth element evidence for differentiation of McMurdo Volcanics. Ross Island, Antarctica. — Contrib. Mineral. Petrol. 1976, v. 54, № 2, p. 139—155.
15. Wörner G., Bensen J.-M., Duchateau N., Gijbels R., Schmincke H. U. Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See Volcano (Germany). — Contrib. Mineral. Petrol., 1983, v. 84, № 2—3, p. 152—173.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 551.24 : 550.8(571.121)

С. В. АПЛОНОВ (Ин-т океанологии АН СССР)

Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба

Изучение рельефа поверхности фундамента традиционно считается основой тектонического районирования платформенных областей. В северных районах Западно-Сибирской низменности решение этой задачи осложняется дополнительными факторами: во-первых, максимальной для региона глубиной

залегания поверхности консолидированной коры (фундамента); во-вторых, чрезвычайно слабой изученностью акустических параметров перекрывающих фундамент платформенных толщ; в-третьих, отсутствием для северо-восточной части низменности, примыкающей к Енисей-Хатангскому проги-

бу, материалов сейсморазведки КМПВ; в-четвертых, наконец, крайней ограниченностью, а на большей части территории — полным отсутствием глубоких скважин, вскрывших поверхность фундамента. Поэтому необходимо привлечь косвенные способы для изучения рельефа поверхности консолидированной коры территории, а также по-новому оценить роль и относительную значимость результатов интерпретации аномальных геофизических полей при решении этой задачи.

Как известно из обширного опыта работ во многих закрытых регионах мира, рельеф поверхности фундамента обычно в той или иной степени отражается в структуре гравитационного поля. Необходимо отметить, что рельеф кровли фундамента, даже контрастно отличающегося по плотности от перекрывающих отложений, является лишь одним из многих факторов, определяющих морфологию гравитационного поля. Значимость указанных факторов может быть различной в различных частях исследуемой территории. Поэтому чаще всего поиск корреляционной взаимосвязи между глубинными отметками кровли фундамента и значениями исходного поля силы тяжести оказывается малоэффективным и оправдывает себя лишь при су-ммарном учете комплексных факторов, определяющих морфологию суммарного (полигенного) гравитационного поля. Кроме того, желательно предварительное разделение последнего на моногенные составляющие с последующим выбором из них той, которая содержит в относительно «чистом» виде интересующий эффект, в нашем случае — влияние рельефа поверхности консолидированной коры.

Рассмотрим методику и результаты детального изучения рельефа поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба. Здесь в последние годы выполнены профильные сейсморазведочные работы МОГТ, позволяющие достаточно уверенно фиксировать поверхность фундамента по резкой смене характера волнового поля. Выше нее запись отраженных волн имеет простой регулярно-слоистый ха-

рактер, а ниже сильно усложняется: отражающие горизонты теряются или прослеживаются спорадически, не образуя согласных ансамблей, общий фон сейсмической записи становится нерегулярным и диффузным [2]. К сожалению, густота сейсмических профилей на исследуемой территории недостаточна для сколько-нибудь уверенных площадных структурных построений. Поэтому на первом этапе решения задачи была проанализирована связь между рельефом поверхности фундамента и полем силы тяжести для ограниченного числа эталонных точек, расположенных в пределах профилей МОГТ. Были установлены оптимальные параметры, позволившие выделить из сложного гравитационного поля региона составляющую, наилучшим образом отражающую рельеф поверхности фундамента, а также определены значения коэффициентов в уравнении связи. На втором этапе осуществлялся прогноз глубин поверхности фундамента для сети точек, равномерно покрывающих область исследования. При решении задачи использовался корреляционный метод разделения геофизических полей (КОМР), разработанный В. И. Шрайбманом [5].

Основа КОМР, как понятно из сказанного выше, — это разделение исследуемого геофизического поля на полезную составляющую, наилучшим образом отражающую структуру изучаемой поверхности, и помеху, обусловленную иными геологическими факторами. В конкретных условиях севера Западной Сибири последними являются прежде всего латеральные изменения плотности фундамента и рельеф поверхности Мохоровичича. Именно с ними, по-видимому, связано заметное повышение регионального фона гравитационного поля во внутренних районах севера Западной Сибири (рис. 1). Кора здесь, судя по данным ГСЗ, имеет «безграничный» состав и сокращенную мощность [2], что обуславливает обратное соотношение между региональными структурами фундамента и гравитационными аномалиями. На фоне последних весьма отчетливо прослеживаются относительно высокочастотные аномалии с интенсивностью на порядок меньшей региональных, отражающие локальные особенности ре-

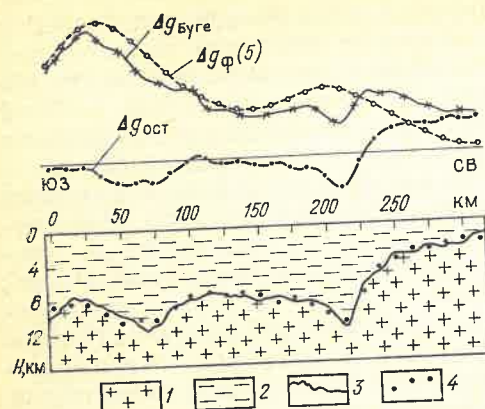


Рис. 1. Разделение гравитационного поля севера Западной Сибири на фоновую (полином 5-й степени) и остаточную составляющие и прогноз поверхности фундамента
1 — фундамент; 2 — платформенные отложения; 3 — поверхность фундамента по сейсмическим данным; 4 — прогнозные значения глубин поверхности фундамента

льефа фундамента и связанные с ним прямым соотношением. Заметим, что именно прямое, а не обратное соотношение морфологии поверхности фундамента и поля силы тяжести следует ожидать из физических соображений: фундамент обладает в среднем положительной избыточной плотностью $0,2\text{--}0,3 \text{ г/см}^3$ по отношению к перекрывающей его платформенной толще.

Фоновая составляющая поля (помеха) в методе КОМП аппроксимируется полиномом невысокой степени, коэффициенты которого определяются из условия: получаемая после вычитания фона из суммарного поля остаточная составляющая должна наилучшим образом коррелироваться с изучаемой геологической поверхностью. Однако при таком подходе может оказаться, что фоновый многочлен искусственно

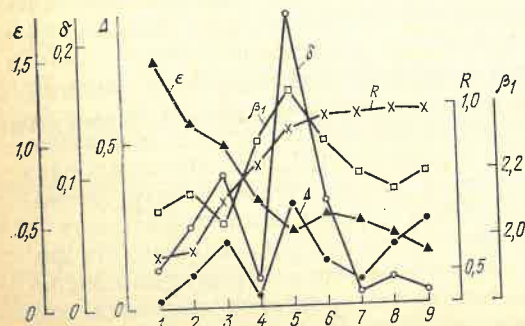


Рис. 2. Выбор оптимального порядка фоновой составляющей
 R , δ , ϵ , Δ , β_1 — статистические характеристики

«подстраивается» под структуру эталонной геологической поверхности, а усиление корреляционной связи достигается формально, отнюдь не за счет извлечения полезной информации из исходного геофизического поля. В этой связи возникает проблема выбора оптимального порядка фоновой составляющей, решение которой для нашего случая иллюстрируется рис. 2.

Для различных значений порядка фоновой составляющей начиная с 1-го вычисляются поля, для которых рассчитывается ряд статистических характеристик. По их изменению с возрастанием порядка фона можно выбрать его оптимальное значение. К указанным статистическим характеристикам относятся следующие.

1. Абсолютная величина коэффициента корреляции между остаточной составляющей гравитационного поля и поверхностью фундамента $|R(\Delta g_{\text{ост}}; H)|$. По смыслу решаемой задачи понятно, что при оптимальном порядке фоновой составляющей должен наблюдаться максимум $|R|$. При $n=1,2$ коэффициент корреляции невелик, затем он возрастает и, начиная со значений $n=5$, приближается к 1 (см. рис. 2). Вопрос о выборе оптимального порядка фона только по данному критерию не решается однозначно, однако понятно, что при прочих равных условиях оптимальным может быть порядок фона не ниже 5-го. В остальных случаях связь между $\Delta g_{\text{ост}}$ и H либо отсутствует, либо является слишком слабой.

2. Разность между абсолютными величинами коэффициентов корреляции поверхности фундамента с остаточной и фоновой составляющими гравитационного поля $\delta = |R(\Delta g_{\text{ост}}; H) - R(\Delta g_{\text{ф}}; H)|$. Фон, в отличие от остаточной составляющей поля, должен плохо коррелироваться с изучаемой геологической поверхностью. В противном случае решение задачи будет формальным и не имеющим физического смысла. Поэтому при $n_{\text{опт}}$ должен наблюдаться максимум характеристики δ . Данному требованию удовлетворяют полиномы 3-го и 5-го порядков (см. рис. 2).

3. Среднеквадратическая ошибка описания поверхности фундамента с

помощью прогнозного оператора на эталонной выборке точек ϵ . При оптимальном порядке фона должен достигаться ее минимум. В целом наблюдается монотонное уменьшение ϵ с возрастанием порядка фона, а при $n=5$ — локальное уменьшение ошибки прогноза (см. рис. 2).

4. Разность среднеквадратических ошибок описания поверхности фундамента с помощью прогнозного оператора и обычного многочлена той же степени без использования каких-либо геофизических параметров $\Delta = \epsilon_{\text{пр}} - \epsilon_{\text{ап}}$. При $n_{\text{опт}}$ ошибка прогноза $\epsilon_{\text{пр}}$ должна быть значимо меньше, чем ошибка аппроксимации $\epsilon_{\text{ап}}$, так как только в этом случае использование гравитационного поля эффективно для решения задачи. Следовательно, $n_{\text{опт}}$ отвечает максимальное значение критерия Δ . Данному требованию удовлетворяют полиномы 3-го и 5-го порядков (см. рис. 2).

5. Абсолютная величина коэффициента в уравнении регрессии (прогноза) $|\beta_1|$. При $n_{\text{опт}}$ должен достигаться максимум β_1 , поскольку последний оценивает степень участия полезной составляющей гравитационного поля в прогнозе геологической границы. По данному критерию оптимальным следует признать полином 5-го порядка (см. рис. 2).

Таким образом, оптимальным для аппроксимации фоновой составляющей гравитационного поля по всем рассмотренным параметрам является полином 5-го порядка. Остаточная составляющая, получаемая после вычитания последнего из суммарного поля, обнаруживает тесную прямую корреляционную связь с поверхностью фундамента (коэффициент $+0,94$), описываемую уравнением регрессии

$$H_{\text{пр}} = 2,45 \Delta g_{\text{ост}} + 12,5.$$

Среднеквадратическая ошибка прогноза поверхности фундамента на эталонной выборке составляет $\pm 460 \text{ м}$.

Установленная квазидетерминированная связь между рельефом поверхности фундамента и остаточной составляющей гравитационного поля позволила выделить последнюю на всей исследуемой территории общей площадью около 200 тыс. км^2 и осуществить прогноз для регулярной прямоуголь-

ной сети точек $20 \times 20 \text{ км}$, по результатам которого построена схема поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба (рис. 3). В дальнейшем при описании результатов использованы названия структур осадочного чехла, предложенные в работе [3].

На исследуемой территории фундамент образует глубокую впадину общего северо-западного простирания с северо-восточным ответвлением в сторону Енисей-Хатангского прогиба. Судя по данным ГСЗ, именно этой впадине соответствует обширная область «безграничной» коры, имеющей сокращенную мощность — до $32\text{--}34 \text{ км}$ по сравнению с $40\text{--}45 \text{ км}$ в пределах обрамления, где кора имеет четко выраженный «гранитный» слой [2].

Юго-западным ограничением впадины является Нурминский мегавал. Здесь в пределах Новопортовского вала поверхность фундамента, вскрытая глубокими скважинами, залегает на глубине $2,5\text{--}3 \text{ км}$ и полого погружается в северо-западном направлении до $5\text{--}6 \text{ км}$. К северо-востоку от Новопортовского вала она погружается гораздо более резко: углы падения поверхности достигают $10\text{--}15^\circ$, а глубина ее залегания в пределах сопряженного с Нурминским мегавалом Нейтинского мегапрогиба составляет $9\text{--}11 \text{ км}$, достигая 13 км в крайней юго-западной части Гыданского полуострова.

Резкий перепад глубин залегания фундамента наблюдается также в северо-восточной части исследуемой территории, вдоль границ Притаймырской моноклинали. Здесь поверхность фундамента под углом $10\text{--}12^\circ$ погружается в сторону Пуровского желоба (перепад глубин от 3 до 12 км) и Усть-Енисейского мегапрогиба ($3\text{--}15 \text{ км}$). Последний склон имеет ступенчатый характер, на нем как локальная структура выделяется Голчихинский вал с глубиной залегания фундамента $6\text{--}7 \text{ км}$.

В крайней юго-восточной части исследуемой территории отчетливо выделяется Мессояхский мегавал, в пределах которого поверхность фундамента воздымается до $7,5\text{--}8 \text{ км}$. На его се-

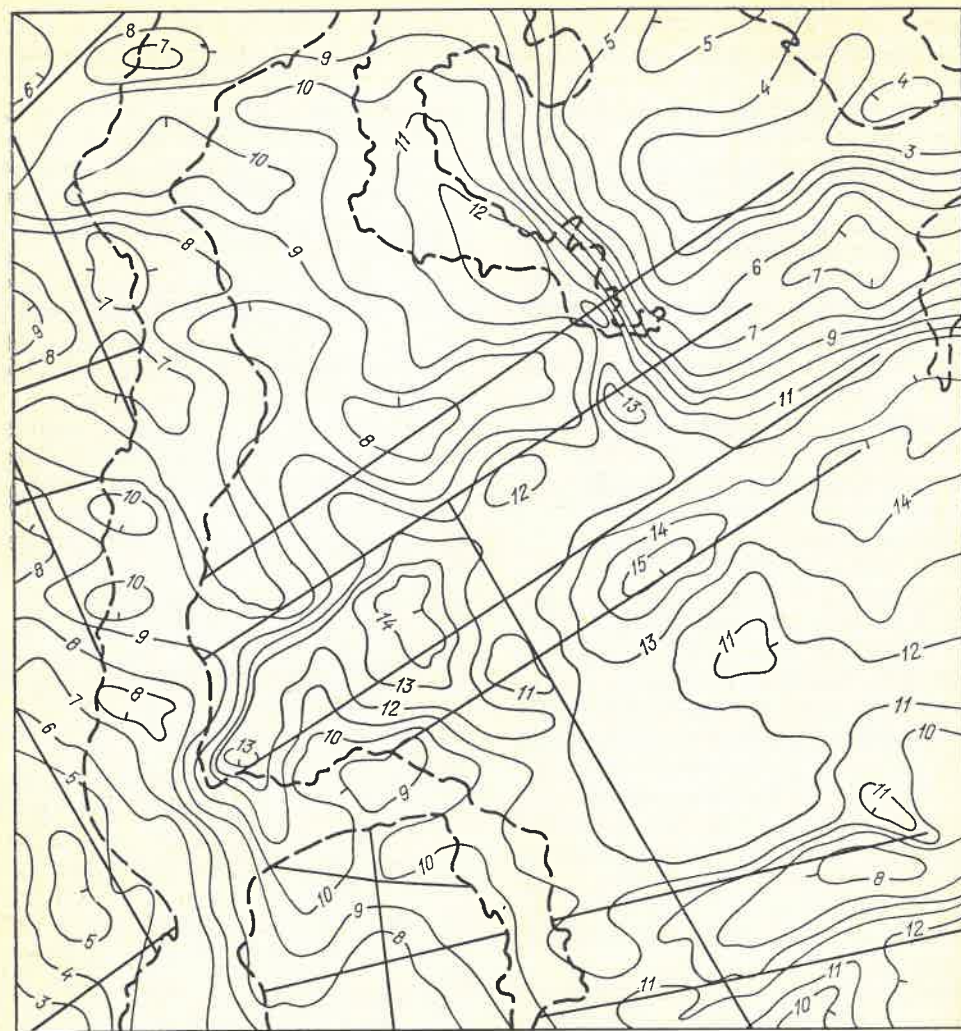


Рис. 3. Схема поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, построенная по результатам КОМР

1 — изогипсы, км; 2 — эталонные сейсмические профили; 3 — береговая линия

веро-западном борту фундамент под углом около 15° погружается в сторону Усть-Енисейского мегапрогиба.

Таким образом, в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба выделяется крупная впадина, состоящая из двух ветвей: северо-западной, далеко продолжающейся на юг, в центральные районы Западной Сибири и, по-видимому, на север, в пределы Карского шельфа, соединяясь с желобом Святой Анны [3], и северо-восточной, уходящей в сторону Хатангского залива и отделяющей складчатые сооружения Тай-

мира от Сибирской платформы. Границы этой впадины четко выражены в рельефе поверхности фундамента, а в ее внутренних частях консолидированная кора имеет специфическое строение и состав.

Несомненный интерес представляет характер рельефа поверхности фундамента внутри самой впадины. Здесь четко прослеживаются два преобладающих простирания основных линейментов: северо-западное с азимутом $310-320^\circ$ и северо-восточное с азимутом $70-80^\circ$, совпадающие с общим простиранием двух ветвей сочленения

Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба.

В Енисей-Хатангской ветви максимальные глубины залегания фундамента (14—15 км) приурочены к впадине, разделяющей Яковлевский и Танамско-Рассохинский мегавалы. В Западно-Сибирской ветви наблюдается более сложная картина. Максимальные глубины залегания фундамента отмечаются здесь в краевых частях: в Ямальском и Худуттейском желобах (до 13 км), а также в Пуровском желобе (12—13 км). В центральной части прогиба поверхность фундамента заметно воздымается и образует выступ общего северо-западного простирания, наследуемый в чехле Северо-Ямальским мегавалом. Последний, однако, не прослеживается как единая структура — отдельные его части разорваны, смещены друг относительно друга и находятся на разных гипсометрических уровнях. Например, Ямбургский вал разделен по простиранию на три блока: южный (Тазовский полуостров), где фундамент залегает на глубине около 7 км; центральный (Тазовская губа), минимальные глубины в пределах которого около 9 км; северный (западная часть Гыданского полуострова), где поверхность фундамента вновь воздымается до 7,5—8 км.

Эти блоки разделены узкими прогибами северо-восточного простирания, в пределах которых поверхность фундамента погружается до 10 и 13—14 км. Северо-западнее, в пределах Обской губы, фундамент Северо-Ямальского мегавала воздымается до 6,5—7 км, а затем в районе Малыгинского вала, в северо-восточной части полуострова Ямал, вновь погружается до 9 км.

Тем не менее, хотя отдельные блоки Северо-Ямальского мегавала и находятся на различных гипсометрических уровнях, с юго-запада и северо-востока они отчетливо ограничены прогибами соответственно Ямальского—Худуттейского и Пуровского желобов. Это позволяет проследить Северо-Ямальский мегавал как единую структуру в осевой части Западно-Сибирской ветви сочленения с Енисей-Хатангским прогибом.

Обсуждая строение поверхности фундамента в северо-восточной части

Западно-Сибирской плиты, мы намеренно не говорили о его возрасте и тектонической природе, ограничиваясь лишь чисто геофизическими критериями выделения кровли консолидированной коры. Решение этого вопроса, по сей день вызывающего острую полемику, выходит за рамки нашей работы. Очевидно, можно пока лишь с уверенностью утверждать, что фундамент области сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба представляет собой гетерогенное и гетерохронное сооружение, сформировавшееся в результате длительной и неоднократной смены различных геодинамических обстановок. Тектоническая природа блоков, с разных сторон ограничивающих выделенную здесь глубокую депрессию, различна. На юго-западном ее борту, в пределах Нурминского мегавала (Новопортовская и Бованенковская площади), под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом вскрыты метаморфизованные породы нижнего—среднего палеозоя, по которым развита довольно мощная кора выветривания [1]. На юго-восточном борту депрессии, в пределах Мессояхского вала, вскрытые скважинами палеозойские отложения имеют типично платформенный облик. Фундамент здесь представляет собой жесткую глыбу карельской стабилизации — Няояхский срединный массив, по В. С. Суркову [3]. Можно предполагать, что столь же древним является складчатое основание Притаймырской моноклинали в северо-восточной части исследуемой территории [4].

Внутри самой депрессии прямые данные о составе, возрасте и соответственно тектонической природе фундамента полностью отсутствуют. Бесспорно резкое возрастание здесь мощности платформенных отложений, но возраст нижней части осадочного чехла и, следовательно, основания, которое он перекрывает, остается неясным. Существуют, по-видимому, два альтернативных решения этой проблемы. Первое признает древний (допалеозойский) возраст фундамента на большей части территории севера Западной Сибири (от Нурминского мегавала до Таймырской складчатой системы). В этом случае можно предполагать, что осадочный чехол здесь наращива-

ется снизу за счет платформенных отложений палеозоя, аналогично Приенисейской части Западно-Сибирской плиты.

Нам, однако, представляется предпочтительным второй вариант объяснения, не предполагающий более древний, чем мезозойский, возраст нижних горизонтов осадочного чехла севера Западной Сибири. Широко известно, что северные районы Западной Сибири и Енисей-Хатангский прогиб являются областями интенсивного пермотриасового рифтогенеза [1, 2, 3]. Относительно кратковременный этап растяжения и термального возбуждения литосферы быстро сменился здесь ее пассивным проседанием. Западно-Сибирская и Енисей-Хатангская ветви прогиба представляют собой классическое тройное сочленение типа «рифт—рифт—рифт», центр которого расположен в пределах исследуемой территории, а углы между лучами составляют около 120°. При этом Западно-Сибирская ветвь тройного сочленения более развита, чем Енисей-Хатангская. Образовавшаяся впадина со среднего триаса начала быстро заполняться осадками. Их повышенную мощность в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, таким образом, можно объяснить не расширением интервала седиментации, а ее лавинным характером в раннем мезозое, отражающим специфику типа и характера развития литосферы

региона. Вычисленная средняя скорость осадконакопления в среднем—позднем триасе составляет здесь 15—20 см/1000 лет, что вполне сопоставимо со скоростью седиментации на современных пассивных окраинах и несколько меньше, чем скорость осадконакопления в пределах «базальтовых окон» Южно-Каспийской и Черноморской впадин [4].

Недостаток прямой геологической информации не позволяет в настоящее время признать какую-либо из двух изложенных точек зрения единственно правильной. Приведенные выше результаты детального изучения рельефа поверхности консолидированной коры в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, как нам представляется, смогут внести свой вклад в решение этой проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология нефти и газа Западной Сибири/ А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М.: Недра, 1975.
2. Куини Н. Я., Иогансон Л. И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: Наука, 1984.
3. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981.
4. Хаин В. Е. Региональная тектоника. М.: Наука, 1981.
5. Шрайбман В. И., Жданов М. С., Витвицкий О. В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических полей. М.: Недра, 1977.

УДК 550.83 : 551.243 (571.66-17)

Ю. Ф. МОРОЗ (Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР)

Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья

Корякское нагорье расположено в области сочленения континентальной и океанической коры, где отмечается наиболее четкая закономерная смена древних образований более молодыми. Район характеризуется многочисленными рудопоявлениями цветных металлов, железа, ртути и др., и весьма актуально изучение его глубинного строения с помощью геофизических методов.

Регион покрыт мелкомасштабной аэромагнитной и гравиметрической съемкой [3, 7], отработан ряд профилей глубинных электромагнитных зондирований, пересекающих основные металлогенические зоны (Ю. Ф. Мороз, Л. П. Сазонова и др., 1976 г.; И. П. Шпак,

Л. М. Серова и др., 1972 г.). Обобщение и комплексный анализ этих материалов с привлечением численного моделирования позволяют выявить основные особенности глубинного строения и наметить закономерности в размещении рудопоявлений цветных металлов.

Гравиметрическая и аэромагнитная съемки выполнены по общепринятой методике. Южная часть площади, область сочленения структур Камчатки со структурами Корякского нагорья, изучена магнитотеллурическими зондированиями (МТЗ) по сети 5×10 км, северная пересечена тремя профилями на расстоянии 40—60 км с шагом 10—20 км. Диапазон регистрируемых колебаний электромагнитного

поля 5—3000 с. МТЗ комплексовались с ВЭЗ (разносы АВ до 6 км).

Рассматриваемая территория сложена терригенными, вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными образованиями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Среди них широко развиты магматические породы основного, ультраосновного и реже кислого составов. Осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические породы слагают домеловой, меловой и кайнозойский складчатые комплексы [1, 5]. В результате неоднократного проявления складчатости образовались сооружения северо-восточного простирания с широко развитой сетью тектонических нарушений различной протяженности и глубины заложения. Наиболее крупные из них вытянуты в северо-восточном направлении на многие сотни километров. Они разграничивают крупные блоки земной коры, отличающиеся по геологическому строению.

Физические свойства пород, слагающих разрез, изучены крайне неравномерно. Плотность и магнитная восприимчивость определялись по образцам, отобранным при геофизических съемках. Об электропроводности горных пород можно судить лишь по данным электромагнитных зондирований. Указанные параметры пород меняются в широком диапазоне в зависимости от их минералогического состава, давления, пористости, температуры и наличия минерализованных растворов.

При сильной изменчивости физических свойств, в значительной мере локальной, можно наметить и региональные закономерности, присущие крупным комплексам пород. Нижний домеловой комплекс пород характеризуется более высоким средним продольным сопротивлением, достигающим сотен—первых тысяч ом-метров, и более высокой плотностью по сравнению с вышележащей мезозойской толщей. С последней связывается единая плотностная и геоэлектрическая граница, повсеместно прослеживаемая на данной территории. Во впадинах, выполненных постгеосинклинальными кайнозойскими образованиями, ниже лежащий геосинклинальный мезозойский комплекс также характеризуется повышенной плотностью и пониженной электропроводностью. В отдельных районах к этому комплексу приурочена хорошо выраженная плотностная и геоэлектрическая граница. В большинстве случаев основные и ультраосновные породы обладают высокими магнитной восприимчивостью и плотностью, кислые и средние породы слабомагнитны и имеют пониженную плотность.

Данные зондирований обрабатывались на ЭВМ с использованием современных программ, основанных на узкополосной цифровой фильтрации электромагнитного поля. В результате были получены кривые, отвечающие простиранию и вкрест простирания основных структурных зон. Зондирования интерпретировались по методике, изложенной ранее [4]. По материалам моделирования установлено, что поперечные кривые в лучшей мере отражают верхнюю, а продольные — глубинную часть разреза. По данным интерпретации поперечных кривых определялись суммарная продольная проводимость надпорных образований и их среднее продольное сопротивление, по которым устанавливались глубины залегания опорных высокоомных геоэлектрических горизонтов, отождествляемых с верхнемеловым комплексом и метаморфическим фундаментом.

По результатам гравиметрической съемки получен ряд карт остаточного поля силы тяжести для различных радиусов осреднения. Как показывает современный анализ данных электроразведки и гравиразведки, глубины залегания нижнего высокоомного опорного геоэлектрического горизонта, отождествляемого с домеловым складчатым комплексом, коррелируются со значениями остаточного поля силы тяжести при радиусе осреднения 10 км (коэффициент корреляции 0,8). Такая зависимость подтверждает существование единой физической плотностной и геоэлектрической границы, имеющей региональное распространение, и была использована для определения глубин залегания домелового основания в районах, слабо изученных электроразведкой; точность нахождения глубин при этом около 30 %.

По результатам комплексной интерпретации гравиразведочных и электроразведочных данных составлена структурная схема по поверхности домелового основания (рис. 1). С учетом точности определения глубин изогипсы проведены с интервалом 1 км. По материалам аэромагнитной, гравиметрической съемки и электроразведки на карте выделены зоны глубинных разломов. В магнитном поле они выражены зонами положительных или отрицательных интенсивных аномалий, в гравитационном — зонами высоких градиентов или узкими полосами аномалий повышенной интенсивности.

Крупные разломы имеют северо-восточное простирание и большую глубину проникновения — десятки километров и более. Ширина разломных зон может достигать первых десятков километров. Они разграничивают крупные блоки земной коры. Зона разломов, разделяющая Охотскую и Восточнокамчатско-Курильскую геосинклинальные области, является продолжением Камчатского глубинного разлома и протягивается на расстояние свыше 1000 км. Ширина зоны 10—50 км, глубина проникновения разломов более 30 км. Наряду с разломами северо-восточного простирания выделяется ряд поперечных северо-западных. Они отличаются меньшими размерами и слабее выражены в геофизических полях. Широко развитая сеть разломов определяет складчатоблоковое строение региона и играет большую роль в его металлогении.

На структурной схеме по поверхности домелового складчатого основания показаны основные тектонические элементы региона различного строения [1] — Пенжинско-Анадырская, Корякская и Олюторская складчатые зоны (см. рис. 1).

В пределах Пенжинско-Анадырской зоны изучена небольшая площадь на юго-западе. Меловая толща здесь, сложена преимущественно меловыми терригенно-вулканогенными образованиями мощностью 1,5—5 км. Домеловой комплекс представлен палеозойскими породами, выходящими отдельными участками на дневную поверхность. Магнитное поле резко дифференцировано. Интенсивность положительных аномалий достигает 0,8, отрицательных 0,16—0,4 А/м. Положительные аномалии образуют линейные зоны северо-восточного простирания, связанные с глубинными разломами.

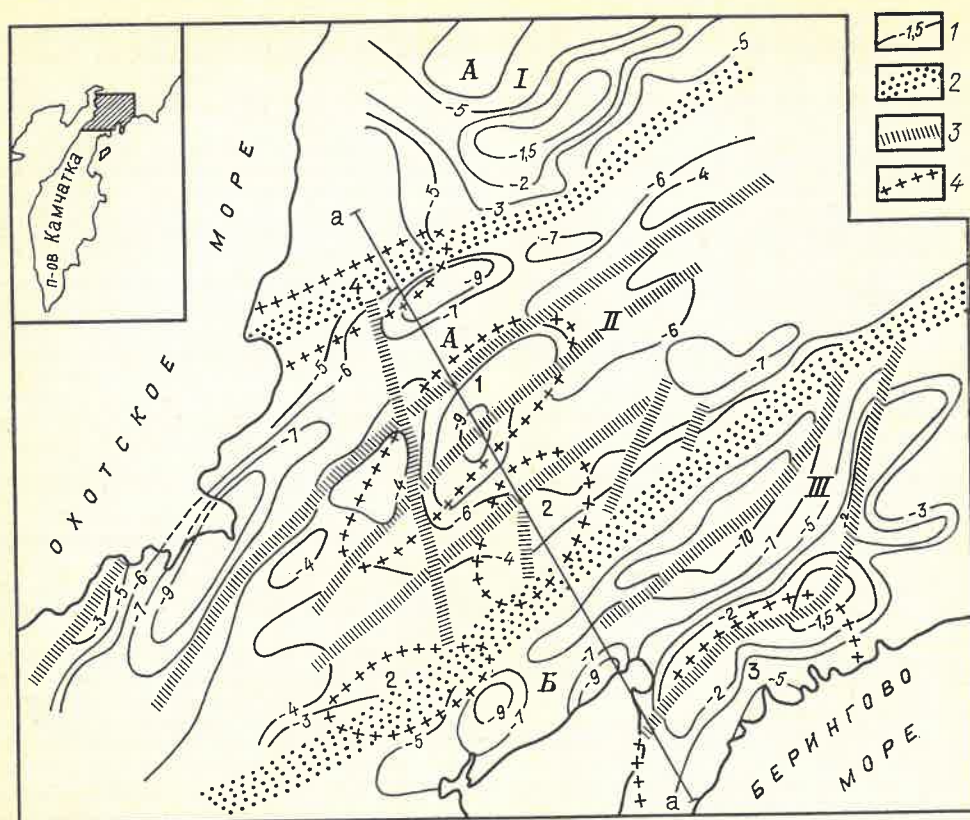


Рис. 1. Структурная схема по поверхности домелового основания

1 — изогипсы, км; 2 — зоны глубинных разломов; 3 — разломы; 4 — границы рудоносных районов; а — а — линия разреза; на врезке показана изученная площадь; геосинклинальные области: А — Охотская, Б —

Восточно-Камчатская — Курильская; складчатые зоны: I — Пенжинско-Анадырская, II — Корьякская, III — Олюторская [1]; рудоносные районы [2, 6]: 1 — Ичигинско-Уннейвайский, 2 — Вывенско-Ватынский, 3 — Олюторский, 4 — Куюльский

Наряду с северо-восточными отмечаются северо-западные разломы. Гравитационное поле характеризуется повышенной интенсивностью, что обусловлено неглубоким залеганием пород домелового основания.

Корьякская складчатая зона, занимающая центральную часть исследуемой площади, отделена от Пенжинско-Анадырской и Олюторской зон глубинными разломами и представляет собой относительно опущенный блок. Северо-западными разломами зона разбита на блоки, имеющие различное гипсометрическое положение. Наиболее погружен центральный блок с глубинами залегания домелового основания 8—10 км.

Меловая толща зоны сложена терригенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями. На отдельных участках они перекрыты палеогеновыми и неогеновыми эффузивными магматическими породами кислого и среднего состава. Последние приурочены к опущенному блоку домелового основания и связаны с пересечением разломов северо-восточного и северо-западного направлений.

Северная часть Корьякской зоны характеризуется нулевым и слабоотрицательным магнитным полем и лишь отдельными линейными положительными аномалиями, связанными с разломами северо-восточного простираения. Меловая

толща сложена здесь преимущественно терригенными породами. Южная часть зоны отличается изменяющимся магнитным полем: чередование положительных и отрицательных локальных аномалий интенсивностью 0,24—0,4 А/м. По цепочкам локальных аномалий выделяются тектонические нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Фиксирование большого числа аномалий свидетельствует о насыщенности разреза магматическими образованиями. Зоны пересечений разломов характеризуются высокой напряженностью магнитного поля. Они связываются с существованием магматических центров.

В гравитационном поле Корьякская складчатая зона выражена аномалией пониженной интенсивности, что обусловлено увеличенной мощностью осадочно-вулканогенного чехла. Аномалии повышенной интенсивности отвечают относительно приподнятым блокам фундамента. В осредненном поле силы тяжести зона характеризуется также пониженным уровнем, что указывает на увеличение мощности коры, которая по приближенным оценкам составляет 30—35 км.

Олюторская складчатая зона отличается более сложным рельефом фундамента. По его поверхности выделяется два наиболее крупных элемента — прогиб и поднятие. В прогибе

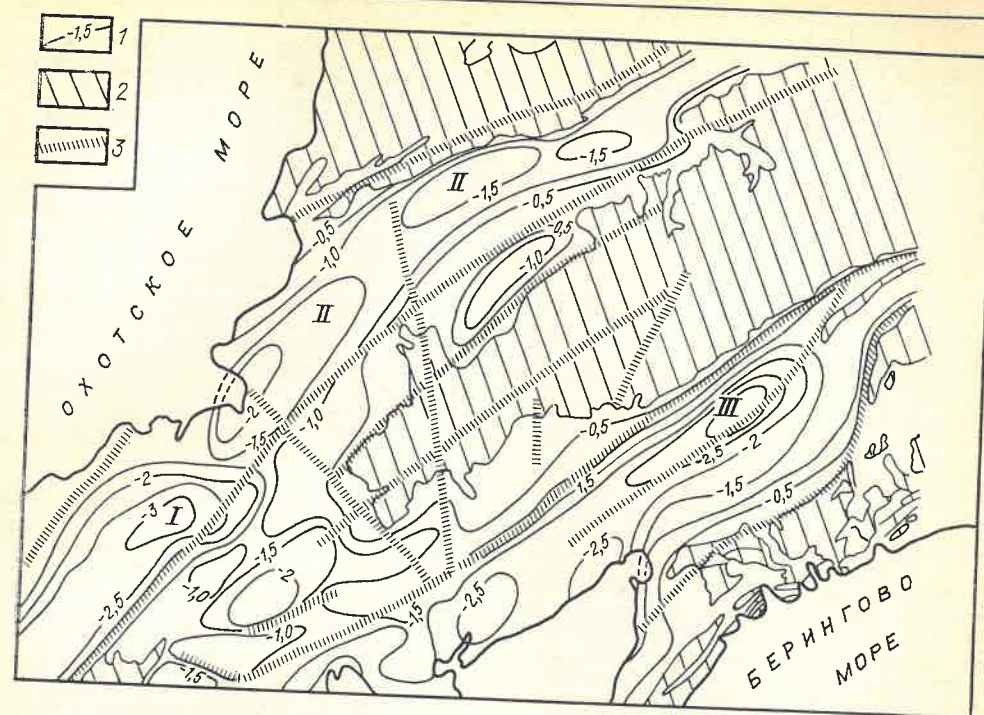


Рис. 2. Структурная схема по поверхности верхнемелового комплекса

3 — разломы; I — Пусторецкая впадина, II — Парапольский прогиб, III — Вывенский прогиб

мощность осадочного вулканогенного чехла 9—10 км, на поднятии она сокращается до 2 км. Осадочно-вулканогенный чехол зоны сложен меловыми и палеоген-неогеновыми вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями. Магнитное поле резко дифференцировано, интенсивность его меняется от 0,2 до 1 А/м. Аномалии образуют ряд чередующихся положительных и отрицательных зон значительной интенсивности, что указывает на на-

сыщенность разреза магмаактивными телами. Существование последних связано с глубинными разломами, разбивающими зону на ряд блоков. По цепочкам интенсивных положительных и отрицательных аномалий также намечаются разломы, осложняющие осадочно-вулканогенный чехол. Зона отмечается резко дифференцированным остаточным полем силы тяжести, отражающим сложное строение осадочно-вулканогенного чехла и метаморфического

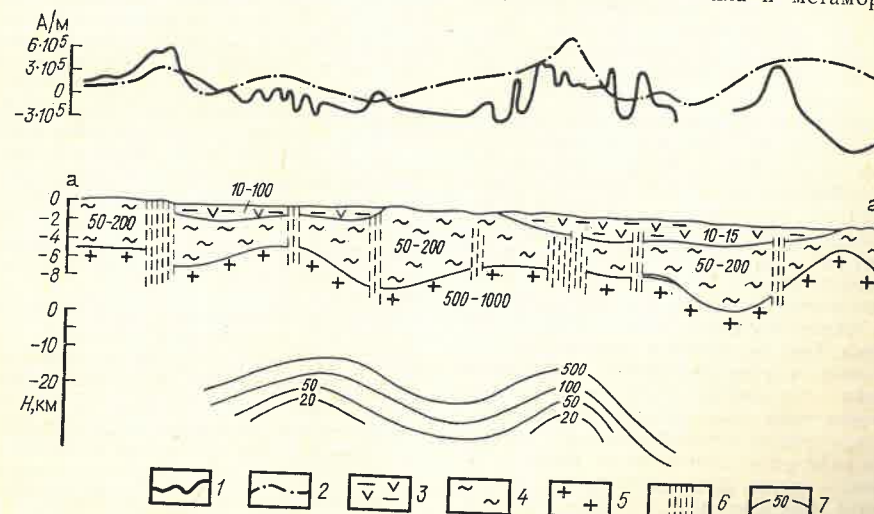


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по линии а-а

1 — график остаточного поля силы тяжести, 2 — график магнитного поля, 3 — кайнозойские осадочно-вулканогенные отложения, 4 — меловой комплекс пород, 5 — породы домелового основания, 6 — разломы, 7 — электропроводность, Ом·м

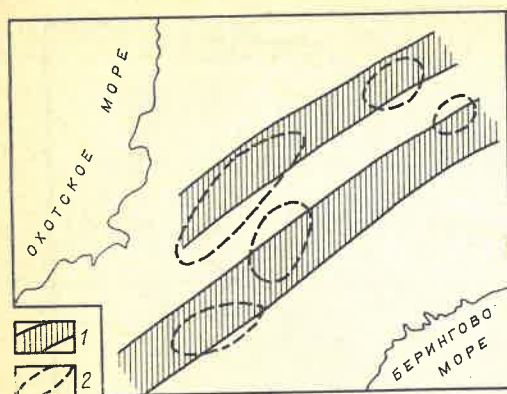


Рис. 4. Схема аномальных зон повышенной электропроводности в земной коре на глубине 15 км
1 — зоны повышенной электропроводности; 2 — рудоносные районы (см. рис. 1)

фундамента. Наиболее крупные аномалии повышенной и пониженной интенсивности отражают относительно приподнятые и опущенные блоки фундамента. Повышенный уровень осредненного поля силы тяжести свидетельствует о сокращении мощности коры (до 25 км) при переходе к океану.

На структурной схеме по поверхности верхнемелового комплекса отражены отрицательные структуры постгеосинклинального этапа развития — Пусторецкая впадина, Паропольский и Вывенский прогибы (рис. 2, 3).

Пусторецкая впадина сложена преимущественно терригенными осадочными породами; среднее продольное сопротивление их 5—15 Ом·м, мощность до 3 км. Возмущенный характер магнитного поля указывает на большую роль в разрезе отдельных районов вулканогенного материала. Впадина достаточно четко фиксируется гравитационной аномалией пониженной интенсивности.

Паропольский прогиб, являющийся северным продолжением Пусторецкой впадины, представляет собой структуру, линейно вытянутую более чем на 170 км на северо-восток. Прогиб выполнен терригенными и осадочно-вулканогенными породами, верхнеэоцено-олигоценными морскими молассовыми и угленосными отложениями мощностью до 1,5 км. Среднее продольное сопротивление кайнозойских образований меняется от единиц до 50 Ом·м и более. Наиболее высокие сопротивления отмечаются в районе северо-восточного борта прогиба, где разрез сложен эффузивными кислыми и средними магматическими породами. Экструзии этих пород приурочены к тектоническим нарушениям. Они отмечаются локальными положительными и отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью до 0,24 А/м. В остаточном поле силы тяжести прогиб отражается отдельными аномалиями, обусловленными, по-видимому, пониженной плотностью кайнозойских пород. Вывенский прогиб выполнен толщей кайнозойских осадочно-вулканогенных пород мощностью до 3 км, имеющих среднее продольное сопротивление 10—30 Ом·м. Сравнительное невысокое сопротивление свидетельствует о преобладании в разрезе терригенных пород. В приразломных зо-

нах широко развиты верхнемиоцен-плиоценовые и четвертичные вулканогенные образования, представленные андезитами и в меньшей степени андезитобазальтами и андезитодацитами, дайками диоритов. Развитие вулканогенных пород в разрезе впадины обуславливает возмущенный характер магнитного поля. В остаточном поле силы тяжести впадина проявляется аномалией пониженной интенсивности за счет слабоуплотненных терригенных кайнозойских отложений.

Как отмечалось, глубинный геоэлектрический разрез рассматриваемого региона изучался с помощью анализа продольных кривых МТЗ. На большинстве из них в области низких частот проявляется минимум, отражающий наличие в земной коре слоя пониженного сопротивления. Обобщенные параметры этого слоя изучены нами ранее [5].

По осредненным кривым выделен здесь слой повышенной электропроводности на глубине 10—30 км сопротивлением 20 Ом·м. В результате более детального анализа с помощью численного моделирования установлено, что в зоне крупных глубинных разломов, проникающих в земную кору, проводящий слой поднимается до 8—10 км (см. рис. 3).

Весьма интересны выявленные особенности глубинного строения Ичигинско-Уннейвайяского, Вывенско-Ватынского, Олюторского и Куюльского рудных районов (см. рис. 1).

Ичигинско-Уннейвайяский рудный район приурочен к миоцен-палеогеновым магматическим образованиям липаритового и липарита-дацитового состава. Среди них развиты интрузии и штоки эоценовых гранит-порфиров и олигоценовых плагиигранит-порфиров, гранит-порфиры, нижнемиоценовые гранодиориты. На поверхности закартированы многочисленные тектонические нарушения северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний. К ним приурочены кварцевые жилы и зоны гидротермальноизмененных пород, с которыми связаны рудопроявления цветных металлов, ртути, сурьмы, мышьяка. Как видно из рис. 1, рудоносный район расположен главным образом в пределах наиболее погруженного блока домелового комплекса. Верхняя часть разреза характеризуется увеличенной мощностью кайнозойских образований, обладающих в среднем более высоким сопротивлением за счет развития магматических пород. Последние приурочены к глубинному северо-восточному разлому, сопряженному с северо-западными разломами. Глубинный разлом характеризуется аномальным увеличением электропроводности на глубине 8 км (см. рис. 3, рис. 4).

Вывенско-Ватынская металлогеническая зона приурочена к глубинному разлому, с которым связан сантон-кампанский офиолитовый пояс. Рудопроявления железа, хрома, марганца, титана, меди, никеля связаны с вулканогенно-кремнистыми породами или интрузиями ультраосновных пород. Разлом выражен аномально-высокой проводимостью в земной коре, зафиксированной на глубине более 10 км (см. рис. 3, 4).

Олюторский рудоносный (цветные металлы, железо, ртуть) район сложен спилито-диабазовыми и вулканогенно-терригенными формациями палеогена и нижнего миоцена. Здесь ши-

роко развиты интрузии диабазов, диоритов и плагиигранитов. Район приурочен к поднятию домелового комплекса — Пылгинскому антиклинорию, глубины залегания которого не превышают 2 км. Мощность кайнозойских образований здесь сокращается до первых сотен метров, меловые образования на большей части площади обнажены. Осевая часть антиклинория осложнена четко отражающимся в магнитном поле глубинным разломом, с которым связываются магматические образования.

Куюльский рудоносный район представлен проявлениями хромита, ртути, цветных металлов, приуроченными к глубинному разлому.

Куюльский и Олюторский рудоносные районы не изучены электромагнитными зондированиями, и нет данных о их глубинной электропроводности.

Ичигинско-Уннейвайяский и Вывенско-Ватынский рудоносные районы приурочены к глубинным разломам, характеризующимся повышенной глубинной электропроводностью. Уменьшение сопротивления, по-видимому, связано с ослабленным состоянием коры за счет неоднократного излияния кислых и средних магм в палеоген-неогеновое время, формировавшихся, вероятно, в земной коре. Разломы служили каналами для поступления магм и гидротермальных растворов к поверхности. Неоднократная проработка ими трещин привела к отложению солей сульфидов и формированию зон, обогащенных рудными компонентами, что вызывает резкое понижение электрического сопротивления. Существенным фактором, повышающим электропроводность глубинных разломов, является насыщенность ослабленных зон высокоминерализованными растворами. Также не исключается существование, как указывалось, зон частичного плавления в верхней части земной коры.

Обнаруженная связь металлогенических зон и аномалий глубинной электропроводности — один из прогностических признаков. С целью более детального металлогенического районирования зон целесообразно в комплекс геолого-геофизических работ включить электромагнитные зондирования, что позволит изучить локальные особенности электропроводности верхней части коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Т. 30, ч. 1. М.: Недра, 1970.
2. Геология СССР. Т. 31, ч. 2. М.: Недра, 1977.
3. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья/Т. В. Тарасенко, Б. В. Лопатин, Г. П. Декан и др.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 65—76.
4. Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И. Особенности интерпретации магнитотеллурических зондирований на Западной Камчатке.— Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 110—113.
5. Мороз Ю. Ф. Склон повышенной электропроводности в земной коре и верхней мантии под Камчаткой.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 9, с. 61—69.
6. Тарасенко Т. В., Титов И. Н. Основные черты металлогении центральной и юго-западной части Корякского нагорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 3—20.
7. Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения складчатой области.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963, с. 17—25.



УДК 553 : 519(047.6)

Д. А. РОДИОНОВ (ИГЕМ АН СССР), Р. И. КОГАН,
М. В. РОДИОНОВА (ВИЭМС)**Первый Всемирный конгресс Общества математической статистики и теории вероятностей им. Бернулли**

С 8 по 14 октября 1986 г. в Ташкенте был проведен первый Всемирный конгресс Общества им. Бернулли, на котором действовала секция по применению методов математической статистики в геологии и геофизике.

Общество им. Бернулли — единственная международная организация в области математической статистики и теории вероятностей. Оно создано в 1975 г. и является секцией Международного статистического института, основанного в 1885 г. Целью Общества служит развитие международных контактов и сотрудничества в указанной области. Руководство Обществом им. Бернулли осуществляется Генеральной Ассамблеей, Советом и Исполкомом.

С 1962 г. Европейский региональный комитет проводит европейские конференции по теории вероятностей и математической статистике часто совместно с сессиями Международного статистического института и другими обществами. Традиционными стали также конференции по стохастическим процессам и их применениям, проводимые с 1971 г. Начиная с 1979 г. организуются конференции молодых европейских статистиков. По состоянию на 1 января 1986 г. членами Общества им. Бернулли являются 1368 ученых из 60 стран.

На первом Всемирном конгрессе Общества им. Бернулли присутствовало свыше 1200 ученых и специалистов из 42 стран мира, наибольшее число зарубежных участников было из ФРГ, Великобритании, США, Нидерландов и Италии. На конгрессе работали 35 секций: постоянно действующие комитеты Общества им. Бернулли совместили в этом году свои очередные совещания с Первым Всемирным конгрессом. Секции охватывают по проблематике три основных блока: по теории вероятностей, по математической статистике и смешанный блок решения прикладных задач.

Будучи математическим форумом, конгресс сделал тем не менее основной упор в своей работе на разнообразные приложения теории вероятностей и математической статистики в физике, химии, геологии, биологии, медицине, метеорологии и в других прикладных областях.

Секцией 14 — «Применение методов математической статистики в геологии и геофизике» — руководил Д. А. Родионов (СССР), заседание проводил К. Крикеберг (Франция) — председатель Международного программного комитета конгресса Общества им. Бернулли. В работе секции принял активное участие акад. Ю. В. Прохоров — председатель Советского организационного комитета конгресса. В научных докладах и сообщениях, а также в стендовых представлениях секции отражена

тематика, раскрытая в 27 докладах и сообщениях 53 советских и зарубежных авторов. Эту тематику можно разделить на 5 научных направлений математической геологии. Ниже по каждому из этих направлений кратко излагаются основные научные результаты. Дан анализ и отдельных важных научных сообщений, сделанных на других секциях конгресса, тематика которых близка к рассматриваемой на секции 14.

Стохастические модели в геологии и геофизике. Это направление было наиболее полно раскрыто в 12 научных сообщениях и докладах. Доклад Д. А. Родионова (СССР) был посвящен стохастической модели процесса кристаллизации минералов из магматического расплава. Примененная математическая процедура, основанная на упорядоченной последовательности дисперсий логарифмов содержаний кристаллизующихся во времени минералов, позволяет выявить их статистически однородные группы, соответствующие последовательности кристаллизации. Подход докладчика проиллюстрирован на примере основных пород габброидного состава Полярного Урала СССР.

В сообщениях Я. Хаффа и Г. Шаба (ГДР) рассмотрены процедуры применения многомерных случайных функций перспективных для структурного моделирования платформенных геологических образований. Статистический аппарат сводится к трем моментам: 1) применение кросс-вариограммных матриц для всех пар однородных регионов, 2) использование случайных функций для векторного представления наборов точек наблюдений, 3) оценивание функций для всего региона с учетом условий интерполяции.

М. Хомлейдом, В. Бертейгом и Е. Болвикиным (Норвегия) рассмотрена идентификация типов горных пород и их характеристик по нефтяным скважинам с помощью данных каротажа разрезов скважин. При этом моделируется зависимость геофизического сигнала от типа литофаций. Моделирование предлагается осуществлять, привлекая марковские цепи второго порядка и автокорреляционную функцию.

Сообщение Т. Яшко (Великобритания) было посвящено распределению осадочных слоев и модели Колмогорова. Предложенная Колмогоровым модель осадконакопления приводит к интегральному уравнению между первоначальным и конечным слоенакоплением. Если первоначальное слоенакопление аппроксимируется нормальным распределением, то окончательное — усеченным нормальным. При исследовании природной последовательности осадконакопления получают неоднозначные результаты. В некоторых случаях экспериментальные данные хорошо согласуются с усеченным нор-

мальным распределением, в других гамма-распределение подходит лучше. Метод статистического моделирования Монте-Карло использовался Т. Яшко для оценивания параметров различных первоначальных распределений слоенакоплений. Результаты осадконакопления рассматривались как функции колебания уровня Мирового океана, а изменение этого уровня моделировалось фракционным дискретным случайным процессом.

В докладе Д. Стояна (НРБ), посвященном применению в геологии геометрических вероятностей, рассматривались точечный и динамический подходы. Для первого — привлекались марковский и гибсовский процессы, а для второго подхода — кросс-корреляция описания геологических геометрических структур на примере карстовых воронок, нефтегазоносных структур. Приведен математический аппарат для анализа неоднородных и анизотропных геологических структурно-тектонических образований. Доклад Д. Стояна перекликается с докладом Д. Дигла (Австралия) «Точечные процессы в теории вероятностей и математической статистике» о параметрическом и непараметрическом оценивании (секция 10).

Сообщение Г. Капелле, Р. Шварца, Х. Тиргертнера (ГДР) было посвящено структурным моделям для анализа рудовмещающих толщ. Согласно представлениям этих исследователей, системы экзогенных и эндогенных геологических переменных по анализу рудовмещающих толщ и литофациальных оболочек можно формализовать в линейную структурную модель отношений.

В сообщении Л. Кубачковой (ЧССР) «Стохастическая модель гравитационного земного поля» приведена обобщенная стохастическая модель, основанная на функции Пуанкаре для поверхности Ляпунова. Эта модель вполне подходит для «гравитационной фигуры» Земли.

В. Н. Бондаренко (СССР) рассмотрены ретроспективные модели эндогенных геологических процессов и статистические методы их классификации. В качестве стохастической модели процесса перераспределения вещества во время функционирования термодинамической системы предлагается многомерная случайная функция с детерминированной составляющей, тип распределения которой априори известен. Статистические методы классификации, проверки гипотез о сходстве — различии значений детерминированных составляющих обеспечивают эффективность использованной ретроспективной модели петрогенеза.

В. Н. Бондаренко совместно с Л. А. Верховской (СССР) охарактеризованы математические модели геохимического поля и статистические методы его анализа.

Сообщение Е. Кировой (НРБ) было посвящено анализу временных рядов при исследовании цикличности геологических процессов. Угленосная формация от Добруджи (НРБ) до Донецка (СССР) была исследована с привлечением указанного математического аппарата и спектрального анализа. При изучении циклов напластований этой формации Е. Кирова исходила из предположения наличия трех компонент временных рядов: трендовой составляющей, случайной составляющей вдоль тренда и наличия шумовой компоненты.

А. Е. Башкировым, Р. Р. Ходжиевым, Н. И. Мамудовым и Л. Р. Мишне (СССР) рассмотрены вопросы линейной фильтрации зависимых шумов при геофизических исследованиях.

Кластерный анализ, статистические методы разграничений геологических объектов, корреляционный и регрессионный анализ в геологии. В этом направлении доклад известного американского ученого Е. Х. Т. Уиттена был посвящен вопросам классификации и расчленения изверженных горных пород. Основное внимание докладчик сосредоточил на геолого-генетических предпосылках применения математических процедур кластерного и других видов формального анализа. Он отметил, что любой результат применения кластерного анализа будет произволен, если недостаточно точно описаны генетические особенности геологических объектов исследования и не осуществлен правильный выбор геологических переменных. Е. Х. Т. Уиттен считает, что объективные количественные критерии подтверждают наличие у изверженных пород диагностирующего набора геологических переменных, а также что объективные критерии позволяют однозначно опознать аналогичный набор этих переменных на новых исследуемых территориях и тем самым четко и петрологически, и математически осуществлять классификацию и расчленение любых изверженных горных пород. Е. Х. Т. Уиттен в общих чертах характеризовал научную основу иерархического кластерного анализа, алгоритмы которого позволяют группировать геологические объекты исследований.

Сообщение В. И. Пагуровой и К. Д. Родионова (СССР) было посвящено актуальной проблеме обнаружения грубых ошибок — выбросов в многомерных наблюдениях. Результаты их исследований можно применять для выявления геологических аномалий по комплексу признаков. При этом использовался подход Л. Н. Большева, а также критерий Шовенэ, приведены соответствующие теоремы.

Е. И. Кавланом (СССР) рассмотрены вопросы последовательного нахождения границ в разрезе. При изучении стратиграфических разрезов геологические и геофизические данные, полагает докладчик, могут рассматриваться как случайные последовательности реализаций случайных величин, характеризующих границы однородных слоев. Предложен метод поиска границ для случайной последовательности на примере седиментационных моделей.

В сообщении Т. Ю. Сливак и В. И. Грабенко (СССР) «Использование статистических методов при прогнозе нефтегазоносности» охарактеризованы современные методы многомерного статистического анализа, методы аппроксимации и восполнения, сплайн-функции, применение которых актуально для прогноза нефтегазоносности различных объектов, приуроченных к ловушкам структурного и неструктурного типов, что было проиллюстрировано на примере некоторых районов Туркмении.

Б. Б. Розиным, М. А. Ягольнидером, В. М. Изюмко и А. И. Топоровским (СССР) рассмотрены актуальные вопросы применения статистических методов в оценке и прогнозировании качества руд цветных металлов. Для исследования взаимосвязей показателей каче-

ства и показателей переработки руд в пределах отдельных типов с целью определения оптимальной глубины обогащения, а также для решения проблемы автоматического управления процессами рудоподготовки и флотации разработана система кусочно-линейных статистических моделей технологических показателей, основанная на синтезе методов многомерной классификации и множественного регрессионного анализа.

Важной проблеме вычисления корреляционной зависимости параметров землетрясений на базе банка геофизических данных было посвящено сообщение Т. А. Азларова, М. Т. Захинова и А. И. Усманова (СССР). Выявление прогностических признаков землетрясений, по мнению этих ученых, должно основываться на статистической обработке автоматизированного банка данных по землетрясениям. Расчеты на ЭВМ показали, что наиболее глубокие очаги землетрясений тяготеют к молодым складчатым структурам.

Точность геологоразведочных показателей, доверительные интервалы. Проблеме построения доверительных интервалов оценок параметров распределения исследуемой переменной посвящены ряд сообщений как по секции 14 «Применение в геологии и геофизике», так и по секции 15 «Применение в метеорологии и гидрогеологии», секции 31 «Большие уклонения», и секции 1 «Абстрактная теория статистических выводов — семипараметрические модели». В геологической секции 14 на эту тему сделано сообщение Р. И. Коганом (СССР) — «Доверительные интервалы робастных устойчивых оценок среднего значения геолого-экономических показателей». В нем приводятся разработанные автором процедуры построения интервальных оценок для среднего значения любых количественно охарактеризованных геологических признаков: содержания компонентов, запасов, прогнозных ресурсов, кондиций, показателей мультипликативных геохимических ореолов и т. п. Для усложненных совокупностей геологических данных с «утяжеленными хвостами» распределений, для выборок, содержащих аномальные значения, Р. И. Коганом рекомендуются эффективные робастные оценки: винзоризованные оценки среднего и МАД-оценки стандартного отклонения с построением соответствующих доверительных интервалов.

На секции «Большие уклонения» интересным было сообщение В. С. Кривцова (СССР), в котором обращается внимание на необходимость, при оценивании параметров выражать точность с помощью доверительных интервалов.

Методы прогнозирования при недостатке количественной информации. В докладе Б. А. Багирова, И. С. Джафарова и Н. М. Джафаровой (СССР) рассматривается важная проблема применения теории нечетких множеств в нефтяной и газовой геологии. Использована концепция С. А. Орловского по принятию решений при наличии качественной размытой геологической информации, исследуется нечеткое подмножество недоминируемых альтернатив. Прогноз в нефтяной и газовой геологии, по мнению авторов, зависит от литолого-стратиграфических факторов, характеристики коллекторских свойств соответствующих формаций, от гидродинамических и термобарометрических исследований.

Этой же актуальной проблеме посвящено сообщение А. Н. Бугайца (СССР) «Статистические методы решения задач геологического прогноза в условиях неполноты информации». При решении многих задач геологического прогноза оправдано использование дискриминантных функций Фишера и Андерсона—Бахадура, а при числе наблюдений, соизмеримых с числом геологических переменных, — использование операции оценок псевдообратных матриц по Н. Синха и У. Пилле и итерационных методов решения систем линейных уравнений Д. Форсайта и К. Молера. Оценка ресурсов полезных ископаемых, по мнению А. Н. Бугайца, вполне может быть сформулирована как задача многомерного регрессионного анализа.

В сообщении У. Рок (США) и Б. Шафрина (ФРГ) рассмотрены вопросы устойчивого предсказания перемещений образований земной коры с помощью точных геофизических данных и менее точных геофизических моделей. Предлагается взвешивать влияние априорной информации в соответствии с величиной расхождения результатов по геофизическим методам и по более точным геодезическим данным.

Сообщение Х. Омре (Норвегия) «Предсказание пространственной переменной с помощью байесовской аппроксимации» очень важно для анализа нефтяных резервуаров и других задач.

Другие проблемы, решаемые с помощью математических методов. В. Ф. Писаренко и А. Я. Резников (СССР) рассмотрели теории протекания в геофизике и в механике разрушения. Сделана попытка применения в геофизических моделях классической перколяционной схемы (теории протекания), в частности с использованием концентрационной теории разрушения акад. С. Н. Журкова. Другие вопросы этого сообщения рассматривались также по секции 35 «Смешанные вопросы» и по секции 12 «Теория экстремальных значений и ее применения (прочность материалов)».

В сообщении П. Шестака, М. Радванец, Б. Бартадьски (ЧССР) «Аппроксимации нормального распределения по геохимическим данным» приведены алгоритм и соответствующая программа на языке «БЕЙСИК», а также результаты апробации на примере значительного массива количественных геохимических данных по Спишско-Гемерским Рудным горам ЧССР.

Сообщение И. И. Кандаурова и В. М. Максимова (СССР) «Схема Бернулли и распределение давления в пирамиде Хеопса» было посвящено специфической тематике. На основе некоторых рекуррентных соотношений была составлена программа на ЭВМ, имитирующая процесс распределения давления в пирамиде Хеопса. Результаты моделирования хорошо согласуются с экспериментальными данными, полученными на фундаментах и больших массах сыпучих материалов.

В заключение следует отметить, что на конгрессе была развернута уникальная выставка книг по теории вероятностей и математической статистике, опубликованных крупнейшими издательствами мира.

Contents

DECISIONS OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

Results of the work of the Ministry of geology of the USSR for 1986 and tasks providing the fulfilment of the 1987 geological exploration targets 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

Leibson M. G., Zaitseva I. A., Malysheva T. A., Naidanov Yu. V.

A system of the preparation of reserves and that of the efficient development of geological exploration for oil and gas 6

ENERGY RESOURCES

Yakovlev Yu. I.

Abnormal formation pressure in the Permian-Triassic complex building up the Khapchagayskiy swell 16

METALS AND NON-METALS

Borodaevskaya M. B., Gorzhevskiy D. I., Konstantinov M. M., Volchkov A. G., Chekvaizhe V. B.

Criteria for predicting major non-ferrous and precious metal deposits 21

Korobov A. D.

Special features of postmagmatic evolution of the taphrogenic structure, the Kushmurunskiy graben in the Turgayskiy trough 30

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Arkhangelskaya A. D., Gibshman N. B., Makarova S. P., Ovnatanova N. S., Markova T. N., Ermolova T. E.

Devonian stratigraphy of the northeastern edge of the Caspian syncline 36

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Revyakin P. S.

The earth's crust of eugeosynclinal zones in the Urals 47

Magid M. Sh., Zotova I. F., Zablotskiy E. M.

Petrodensity heterogeneity of the crust in the Baikal-Amur region 60

Babadzhanov T. L., Sheih-Zade E. R.

An intermediate structural stage in the North Ustyurtskaya depression 70

MARINE GEOLOGY

Gramberg I. S., Alexandrov P. A., Andreev S. I., Anikeeva L. I., Egiazarov B. Kh., Ershov Yu. P., Marmorshstein L. M.

Vertical zonation of ore-forming components of iron-manganese nodules in the World ocean 76

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Pokrovskiy B. G., Vinogradov V. I.

The isotopic composition of some elements in ultramafic-alkaline rocks in the Maymech-Kotuyskaya province 81

Belokon V. G.

Bitumens in magmatic rocks in the Kola extra deep hole 91

Vikulova L. P., Sidorenko G. A., Masalovich N. S.

Standards of phase composition and of iron ore mineral properties 96

GEOCHEMISTRY

Gladkikh V. S., Soloviev V. A., Lyapunov S. M.

Rare elements in igneous rocks and megacrystals in the Baikal region 100

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Aplonov S. V.

Structure of the basement surface in the zone of conjugation of the West Siberian plate and the Yenisei-Khatangsiy foredeep 112

Moroz Yu. F.

Depth structure of the southwestern part of the Koryakskoe highland 112

NEWS IN BRIEF

Rodionov D. A., Kogan R. I., Rodionova M. V.

The First World Congress of the Bernulli Mathematical Statistics and Theory of Probability Society 124

Вниманию специалистов!

В 1988 г. будет выпущен в свет «Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов»/А. Б. Романов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский. Под ред. В. Л. Барсукова, Н. П. Лаврова. Текст 18 л. Ориентировочная цена 15 р.

Атлас содержит 13 красочных карт мира в масштабе 1:48 000 000 для раннего, среднего, позднего триаса, ранней, средней, поздней юры и всех эпох кайнозоя до плиоцена включительно, 11 палинспастических карт-схем (с позднего триаса по плиоцен), введение, легенду на русском и английском языках, объяснительный текст на обратной стороне каждой карты и список литературы (687 назв.). На основных картах реконструированы области распространения литологических комплексов для областей с платформенным, геосинклинальным и океанским режимами в пределах современных материков и океанов. Выделены зоны шельфов, континентальных склонов океанских поднятий, абиссальных котловин, срединных хребтов и островных дуг. Мощности комплексов показаны точками разрезов и скважин глубоководного бурения с цифровыми значениями и изопахами. Палинспастические карты-схемы плитных реконструкций специально подготовлены для настоящего Атласа в 1985 г. сотрудниками Института геофизики Техасского университета в Остине (США). На схемах отражены палеотектоническая и палеогеографическая обстановки, литологические индикаторы и данные по вулканизму. В текстах к основным картам приведено описание палеогеографических условий и особенностей тектонического режима основных структурных зон земного шара. В текстах к палинспастическим картам дана оценка реконструкций, их комплиментарность с тектоническими режимами окраин континентов и микроконтинентов.

Атлас является первым в мировой литературе обобщением новейших материалов по литологии, палеогеографии, палеотектонике и палеовулканизму мезозоя и кайнозоя в глобальном масштабе. Он может служить основой для фундаментальных палеогеографических, литологических и геохимических планетарных и региональных обобщений и прогнозных оценок осадочных полезных ископаемых, а также может быть использован как пособие для изучения исторической геологии, морской геологии, палеонтологии и некоторых других дисциплин.

Заказы просим направлять по адресу: 101000, Москва, Кривоколенный пер., 10. Книжная оптовая база «Геолкнига».

Вниманию специалистов!

Вышел из печати том I «Практического руководства по микрофауне СССР» — «Известковый нанопланктон» (редактор М. С. Месежников).

В томе излагаются основы биологии, экологии, фациальной приуроченности, а также сведения о распространении современных и ископаемых представителей разнообразной группы организмов, объединяемых термином «нанопланктон»; освещены вопросы методики их изучения с помощью световых и электронных микроскопов. В систематической части впервые в мировой литературе приведены диагнозы 225 родов, принадлежащих 32 семействам. Типовые и характерные виды рассмотренных родов представлены в электронно-микроскопических изображениях. Специальный раздел посвящен применению нанофоссилий в геологической практике для дробного биостратиграфического расчленения и разработки зональных схем от ранней юры до современности.

Руководство подобного рода и такой полноты издается впервые. Оно может быть использовано как начинающими работать в нанологии — быстро прогрессирующей области микропалеонтологии, так и специалистами, уже занимающимися нанопланктоном в определенном стратиграфическом интервале.

Как справочник книга предназначена широкому кругу палеонтологов-стратиграфов, геологов-съемщиков, а также студентам геологических вузов и факультетов.

Заявки направлять по адресу:
199026, Ленинград, Средний проспект, д. 74, ВСЕГЕИ, ОНТИ, группа реализации.

Вниманию специалистов геологической службы!

В Калининском книготорге (170034, Калинин, пр. Чайковского, 26/2-а) имеется книга издательства «Недра»:

Автоматическая информационно-диагностическая система для минералов: Справочное пособие (Фекличев В. Г., Григорашенко Н. Д., Поздняков Э. Н. и др. 1986. 15 л. 75 к.

Описана система для хранения и использования минералого-диагностической информации на базе машин серии ЕС, включающая: систему сбора первичной информации, автоматический банк данных для массивов различных минералов (прозрачных, непрозрачных, дисперсных, прозрачных редкометалльных), комплекс программ автоматической диагностики минералов в этих массивах, программы ввода—вывода и программы для получения справок из банка данных. Программы даны в основном на языке Фортран-IV.

Для минералогов, петрографов, геологов, занимающихся автоматической диагностикой минералов и вопросами автоматической информационной службы.

Заказы направляйте в адрес книготорга, получив Ваш заказ, книготорг вышлет книгу наложенным платежом.

Издательство «Недра»

№ 23-4

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 5, 1-128