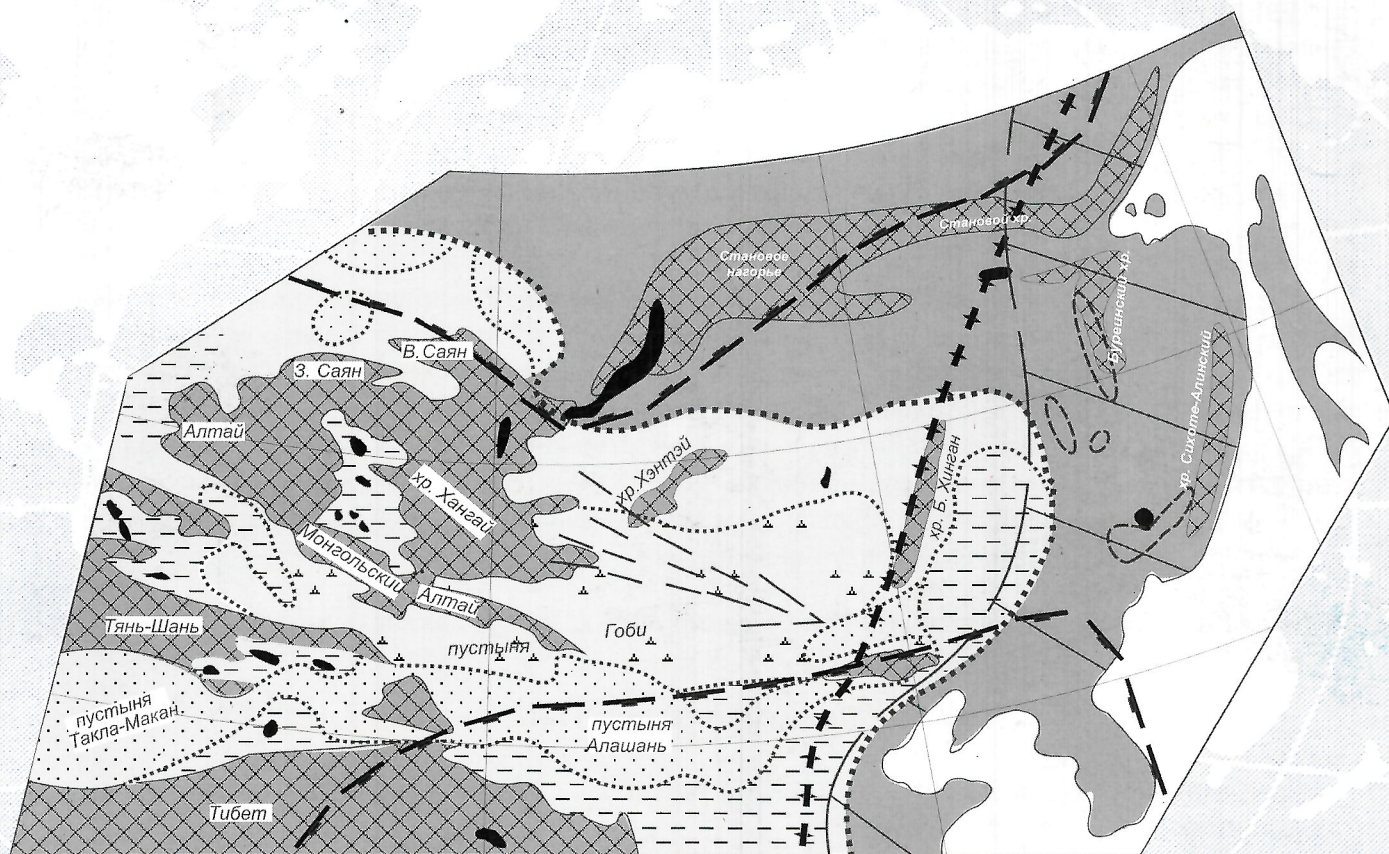


Отечественная геология



4/2005

ЖИЛЬНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ УГЛЕВОДОРОДОВ

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

КАЙНОЗОЙСКИЕ ЭКЗОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Журнал «Отечественная геология», основанный академиком И.М.Губкиным более 70 лет назад, был и остается лидером периодических изданий геологического профиля. Его основой всегда являлась теснейшая связь теоретических вопросов геологии с решением актуальных практических задач. На его страницах отражается громадный фактический материал по геологическому изучению недр и публикуются фундаментальные разработки, обеспечивающие первостепенные позиции российской геологической мысли. Подобные разработки — основа прогнозов, реализация которых способствует открытию новых рудных провинций и районов и во многом содействует созданию мощного минерально-сырьевого потенциала страны.

Учредители — Министерство природных ресурсов России, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов — и редколлегия журнала приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Оформить подписку на 2006 г. можно через Агентство «Роспечать» и редакцию журнала. Периодичность — 6 номеров в год. Цена подписки на год 600 р. Индекс по каталогу Роспечати 70 824. Организации могут подписаться, прислав в редакцию заявку, где следует указать почтовый адрес подписчика, факс, электронную почту и реквизиты.

Читатели, не подписавшиеся на II полугодие 2005 г., могут заказать журнал в редакции.

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129Б

Факс (095) 313-18-18

E-mail tsnigri@tsnigri.ru для «Отечественной геологии»

Контактный телефон 315-28-47

Добровольская Раиса Викторовна

Рябова Нина Сергеевна

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2005

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *Е.И.Семенов*,
В.С.Сурков, *Е.Г.Фаррахов*, *В.А.Ярмолук*

МОСКВА

Содержание

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ	<i>Коковкин А.А.</i>	
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.</i>	Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы востока Азии	60
Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита)	3	
	<i>Корсакова О.П., Колька В.В., Зозуля Д.Р.</i>	
	Геолого-стратиграфическая позиция морских осадков на юге Кольского полуострова, предпосылки их россыпной минерализации	69
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		
<i>Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П., Щепотьев Ю.М.</i>		
Золотосеребряные руды Кайемравеемского узла Чукотского автономного округа	10	
<i>Мельников А.В., Хряпченко В.Н.</i>		
Платиноносность золоторудных месторождений Верхнего Приамурья	17	
<i>Тихонов А.И., Тихонов В.П., Васильев А.В., Николаев А.К.</i>		
Изотопно-гидрогеохимические исследования перспектив алмазности района Карлинских дислокаций на территории Чувашии	23	
<i>Кочергин А.В.</i>		
Перспективы обнаружения месторождений маложелезистых тальцитов на Южном Урале	29	
<i>Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Котова Е.Н., Сокерина Н.В., Чупров Г.В., Шанина С.Н.</i>		
Жильный кварц месторождения Желанного на Приполярном Урале	33	
<i>Блажеевич А.Р.</i>		
Классификация магматических горных пород по глобальным вариациям содержания основных породообразующих оксидов и методика ее построения	42	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА		
<i>Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А., Данукалова Г.А., Жидовинов Н.Я., Зайцев А.В., Застрожнов А.С., Пинчук Т.Н., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Письменная Н.С., Хондариан С.О.</i>		
Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России	47	
	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
	<i>Духовский А.А., Артамонова Н.А.</i>	
	Выделение по гравиметрическим данным разноранговых рудоносных площадей как основы для прогнозных построений (на примере складчатых областей Забайкалья—Дальнего Востока)	77
	ГЕОЭКОЛОГИЯ	
	<i>Белкин В.В.</i>	
	Мониторинг геологической среды при комплексном освоении георесурсов Соликамской впадины	85
	ДИСКУССИИ	
	<i>Контарь Е.С.</i>	
	Прогнозно-минералогическое обеспечение Госгеокарт нового поколения	90
	<i>Образцов А.И., Захаров Е.И.</i>	
	Геологическая основа землепользования и рекультивации природной среды	96
	РЕЦЕНЗИИ	
	<i>Ручкин Г.В., Польшвинный И.Я.</i>	
	Геология, геодинамика, минералогия, полезные ископаемые	98
	<i>Круподеров В.С.</i>	
	Грунтоведение	100

Редакция: *Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 18.08.2005. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129,6
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита)

А.Д.КОРОБОВ, Л.А.КОРОПОВА (Саратовский государственный университет), С.И.КИНЯЕВА (ООО НК «Геопласт»)

Раньше мы вели разведку на новых площадях, руководствуясь старыми идеями, а сейчас нужно находить нефть на старых площадях на основании новых идей.

А.Буйо

В последние годы при поисках месторождений нефти и газа особый интерес стали вызывать породы фундамента, а также осадочно-вулканогенные образования так называемого переходного (промежуточного) комплекса. Для изверженных пород существенную роль в формировании коллекторов, наряду с тектоническими и гипергенными (образование коры выветривания, глеевый эпигенез) факторами, играют гидротермально-метасоматические процессы. Это в полной мере относится к кровельной части доюрского комплекса нефтегазоносных районов Западной Сибири, где широко распространены нижне-среднетриасовые базальты, прорываемые риолитовыми экструзивными куполами. Такие контрастные по составу породы, выделенные в туринскую серию, выполняют погребенные палеорифтовые системы и изолированные впадины и несут следы интенсивного гидротермально-метасоматического изменения [17]. О природе мегапрогибов, изолированных впадин и их влиянии на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты у геологов нет единого мнения.

Существуют две основные точки зрения на геологическую историю развития доюрского фундамента и осадочно-чехла Западной Сибири. Доминирующая точка зрения [30] сводится к классическому представлению о складчато-блоковом строении доюрского фундамента Западной Сибири с широким развитием складчатых систем герцинского возраста и триасовых рифтовых систем с их осадочно-вулканогенным заполнением. Аналогичных воззрений придерживаются В.С.Сурков, А.А.Трофимук, А.Э.Конторович, О.Г.Жеро, Л.В.Смирнов, Ф.Г.Гурари, В.П.Девятков и др. В качестве стержневого грабен-рифта Западно-Сибирской рифтовой системы триаса определен Колтогорско-Уренгойский мегапрогиб. Кроме него, выделено шесть более мелких континентальных рифтов. Исследователями подчеркивается определяющее влияние континентального рифтогенеза индского, оленёкского и анизийского веков общей длительностью 12—13 млн. лет на триасовый магматизм и юрское осадконакопление.

Иных представлений придерживаются В.С.Бочкарев и И.И.Нестеров [5]. Они связывают возникновение триасовых изолированных грабенов не с континентальным рифтогенезом, а с эпирогенным тафрогенезом. Свои соображения они, в частности, основывают на том, что развитие изолированных впадин не сопровождалось последующим унаследованным желобообразованием, которое должно было привести их к слиянию в узкие протяженные грабены, подобно Колтогорско-Уренгойскому и аналогичным

ему грабен-рифтам. Вместе с тем, присутствие в тех и других грабенах одного и того же осадочно-вулканогенного комплекса (породы туринской серии или ее аналогов) ставит под сомнение данные противопоставления. Более того, характер гидротермального литогенеза на последовательных этапах (конструктивный и деструктивный) развития континентальной коры свидетельствует [16] о том, что триасовые тафрогенные изолированные грабены по сути своей — *недоразвитые* рифтовые структуры, генетически сопряженные с раннемезозойским континентальным рифтогенезом Западной Сибири.

Цель данной работы — показать эволюцию изолированных грабенов западной части Западно-Сибирской плиты и место в ней процессов формирования резервуаров жильного типа в изверженных породах туринской серии Шаимского нефтегазоносного района.

Процессы, сопряженные с формированием континентальных рифтов и изолированных грабенов. Петрографические наблюдения, подтвержденные иммерсионными, рентгеноструктурными и петрохимическими исследованиями, свидетельствуют о том, что изученные породы туринской серии и палеозойского складчатого основания Тальникового, Даниловского, Северо-Даниловского, Сыморякского и Толумского месторождений претерпевали глубокие разноплановые изменения, связанные с тектонической жизнью региона. Последовательность развития палеорифта Западно-Сибирской плиты и то, как это сказалось на формировании нетрадиционных резервуаров углеводородов в породах доюрского комплекса Шаимского нефтегазоносного района, приведены в таблице. В период раннемезозойской тектоно-магматической активизации шло формирование континентальных рифтов и изолированных грабенов, которые широко распространены в Шаимском районе. Во время активизации в изолированных грабенах формировались породы Туринской серии и господствовали низко- (средне-) температурные гидротермальные процессы. Они породили зоны гидротермального изменения: кислотного выщелачивания (окварцевание, каолинизация); гидротермальных глин (монтмориллонитизация, каолинизация); аргилизированных пропилитов (фельдшпатизация); низкотемпературной пропилитизации трансильванского типа; серицитизации и окварцевания.

Метасоматическая зональность контролировалась в первую очередь формационно-фациальной принадлежностью преобразуемых вулканитов: приуроченностью к кислым экструзивным куполам, прорывающим базальтовые

Последовательность развития палеорифта Западно-Сибирской плиты и формирование нетрадиционных резервуаров жильного типа в породах доюрского комплекса Шаимского района

Тектонические обстановки и системы преобразования пород	Формирование континентальных рифтов и изолированных грабенов	Формирование рифтогенных осадочных бассейнов и погребенных изолированных грабенов			
	Тектоно-магматическая активизация	Относительная тектоническая стабилизация	Тектоно-гидротермальная активизация		
	Формирование в изолированных грабенах гидротермальных систем	Возникновение инфильтрационных систем — доюрский комплекс — породы осадочного чехла	Формирование в изолированных грабенах флюидо-динамических систем — изверженные образования туринской серии — породы осадочного чехла		
Характер и последовательность процессов изменения	Гидротермальный литогенез	Глеевый эпигенез	Гидротермальный (гидротермально-метасоматический) процесс		
	Развитие гидротермалитов с характерной метасоматической зональностью и зональностью фильтрационно-емкостных свойств по изверженным породам туринской серии. Переотложение продуктов гидротермально-метасоматического изменения	Перерождение гидротермалитов туринской серии, а также преобразование пород фундамента под действием нисходящих кислых восстановительных растворов. Формирование кор выветривания по породам доюрского комплекса	I стадия прогрессивная Возникновение разуплотненных зон (вторичных коллекторов) под действием восходящих горячих агрессивных гидротермальных растворов	II стадия регрессивная (продуктивная) Заполнение разуплотненных зон (вторичных коллекторов) углеводородов под действием нисходящих остывающих карбонатных (гидрокарбонатных) растворов	
Зоны и продукты изменения, минералы-индикаторы нетрадиционного резервуара	Зоны гидротермального изменения: кислотного выщелачивания (окварцевания, каолинизации); гидротермальных глин (монтмориллонитизации, каолинизации); аргиллизированных пропилитов (фельдшпатизации); низкотемпературной пропилитизации трансильванского типа; серицитизации и окварцевания	Изменения проявляются в сидеритизации (развит сферосидерит), каолинизации и обелении кровельной части пород доюрского комплекса	Минералы-индикаторы диккит (редко накрит), крупнокристаллический структурно совершенный триклинный каолинит, перекристаллизованный с укрупненными кристаллами кварц	Нетрадиционный резервуар жильного типа заполнен жидкими углеводородами, ассоциирующими с прожилками сидерита и доломита, а так же с диккитом и структурно совершенным каолинитом	

покровы туринской серии, или к самим базальтовым покровам. Так, вблизи магматических очагов (подводящие каналы центральной части экструзивного купола) растворы были наиболее нагреты и обогащены сероводородом, что приводило (см. рисунок) к развитию на глубине зон пропилитизации, фельдшпатизации, серицитизации и окварцевания, сменяющихся к поверхности продуктами кислотного выщелачивания, представленными кварцем и каолинитом и приуроченными к самым проницаемым зонам вспененных риолитов центральных частей экструзивных куполов.

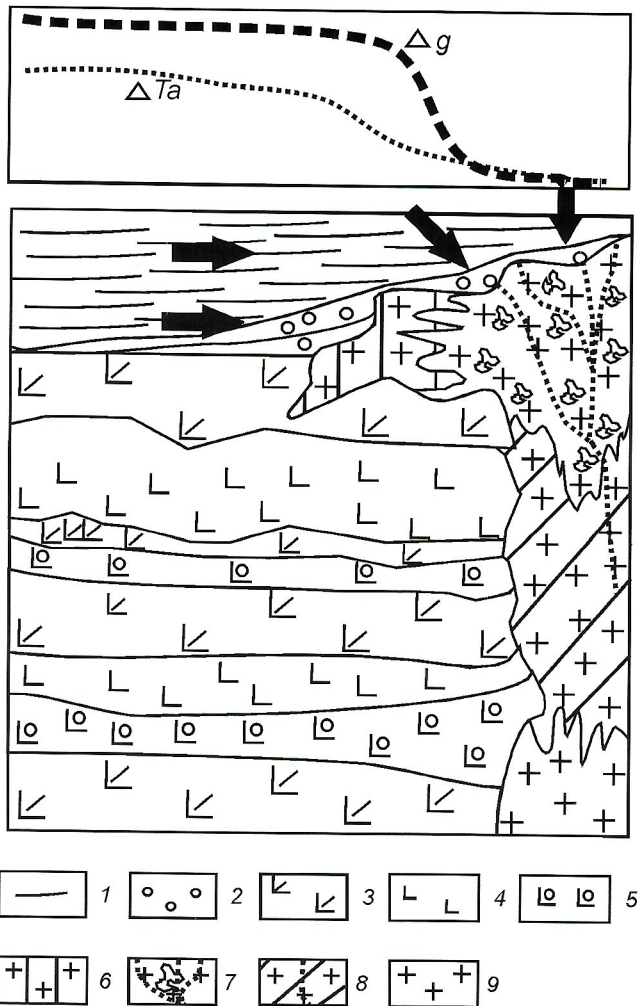
В направлении периферии экструзивов происходит понижение температуры растворов, в них уменьшается концентрация H_2S и увеличивается CO_2 . Поэтому появляются зоны гидротермальной аргиллизации (монтмориллонитизации, каолинизации). Наконец, на тех участках, где наблюдается переслаивание базальтов с кислыми вулканитами (внешняя граница кислых экструзивных куполов), основным преобразующим фактором термальных вод выступает CO_2 , в силу чего на глубине основные эффузивы испытывали низкотемпературную трансильванскую пропилитизацию, а в близповерхностных условиях — гидро-

термальную аргиллизацию (глинизацию). Аргиллизация с элементами низкотемпературной пропилитизации распространяется от периферии экструзивных куполов на всю территорию изолированных грабенов, где отмечены базальты туринской серии [17].

Следующая стадия в жизни региона связана с формированием рифтогенных осадочных бассейнов и погребенных изолированных грабенов, возникшая после перекрытия пород фундамента и промежуточного комплекса платформенным чехлом.

Процессы, протекающие в рифтогенных осадочных бассейнах и погребенных изолированных грабенах. Специфическая гидрогеологическая обстановка, обусловленная наличием крупных артезианских бассейнов в пределах Западно-Сибирской плиты и, в частности, в Шаимском нефтегазоносном районе породила новую волну эпигенетического преобразования субстрата, включая гидротермально переработанные вулканиты туринской серии, а также выветрелые и неизмененные породы складчатого фундамента.

Перерождение пород вызывалось инфильтрацией кислых восстановительных растворов, которые продуцирова-



Принципиальная схема строения жильного резервуара нефти в погребенном палеорифте Западной Сибири

кривые поведения гравитационного (Δg) и магнитного (ΔTa); стрелки — направление миграции углеводородов; 1 — юрские нефтематеринские отложения; 2 — терригенные отложения верхнего триаса; измененные вулканиты нижнего и среднего триаса: 3 — туфы основного состава пропилизированные, 4 — базальты массивные пропилизированные; 5 — базальты миндалекаменные пропилизированные; 6 — риолиты аргиллизированные; жильный тип ловушки в риолите: 7 — сернокислотно выщелоченном, 8 — пропилизированном; 9 — риолиты неизмененные

лись юрскими континентальными и морскими отложениями, обогащенными органическим веществом. Сформировалась инфильтрационная система — породы осадочного чехла—доюрский комплекс. Нисходящие растворы вызвали каолинизацию, развитие метагаллуазита и сидеритизацию субстрата в процессе, получившем название *оглеение* или *глеевый эпигенез* [26]. Каолинит в таких случаях отличается невысокой степенью совершенства кристаллической решетки. Кроме того, он постоянно ассоциирует с метагаллуазитом. Метагаллуазит — своеобразный минерал-индикатор глеевого эпигенеза. Сидеритизация наступала в результате смены окислительной среды на восстановительную, что привело к редукции оксидного железа и его миграции из верхней части доюрского комплекса, кон-

тактирующей с породами чехла. Это сопровождалось интенсивным обелением пород.

Авторы данной статьи установили, что масштабы глеевого эпигенеза в погребенных изолированных грабенах Шаимского района зависят от характера предшествующего гидротермального изменения. Так, в зонах кислотного выщелачивания риолитов (кислые экструзивные купола) глеевый эпигенез проявлен слабо и выражен в развитии сидерита (сферосидерита) за счет рудных металлов и лимонита, а также в редукции и локальном перераспределении железа. Кроме того, этот процесс вызывает появление метагаллуазита и дополнительную каолинизацию. Сказанное можно наблюдать на Северо-Даниловском (скв.6147, глубина 1779,0 м; скв.10152, глубина 1794,0 м), Даниловском (скв.10022, глубина 1759,0 м) и Тальниковом (скв.10090, глубина 1750—1751 м; скв.10666, глубина 1774,2 м) месторождениях. В фельдшпатизированных вулканитах, которые вмещают продукты кислотного выщелачивания, наблюдается гидротермальное сидеритообразование, впоследствии сменяющееся оглеением.

В зонах неполной аргиллизации (прежде всего монтмориллонитизации) и пропилизации (в первую очередь хлоритизации) глеевый эпигенез приводит к интенсивному обелению, активной каолинизации, развитию метагаллуазита, редукции и значительному перераспределению железа, а также заметному сидеритонакоплению (Северо-Даниловское месторождение, скв.10160, глубина 1810,5 и 1823,5 м; Даниловское месторождение, скв.10577, глубина 1879,3 м; Сыморьяхское месторождение, скв.10640, глубина 2032,8 м).

В толще полностью гидротермально аргиллизированных (монтмориллонитизированных и каолинизированных) вулканитов туринской серии наблюдаются желваковые пропласты сферосидерита толщиной в первые сантиметры. Они приурочены к проницаемым зонам гидротермально-метасоматических глин (Тальниковое месторождение, скв.6804, глубина 1781,8 м).

Необходимо отметить, что зачастую бывает трудно провести границу между *классическим* глеевым эпигенезом с *пассивным* пропитыванием кровельной части доюрского комплекса кислыми восстановительными водами от гидротермального (гидротермально-метасоматического) или очень похожего на него. В первом случае порода относительно равномерно импрегнирована сферосидеритом в зоне обеления и каолинизации. Такие образования принято называть корой выветривания пород фундамента [13, 25], что, с точки зрения авторов, совершенно неправильно. Во втором, сферосидерит узко локализован и приурочен к жилам, выполненным также кварцем, кальцитом и другими минералами (Тальниковое месторождение, скв.6804, глубина 1786,0 м). Рассматриваемый сферосидерит тяготеет к измененным вулканитам (риолитам) туринской серии, выполняющих изолированные грабены. Именно в погребенных грабенах формируются ресургентные (*вновь возникающие*) горячие растворы, происхождение которых связано со смешением гидротерм изверженного комплекса триаса с нисходящими пластовыми водами осадочного чехла.

В подобных случаях в кислотно выщелоченных породах туринской серии на участках эпигенетического оглеения может заметно возрастать концентрация калия относительно натрия. Это, в частности, наблюдается в скв.6804 на глубине 1778,6 м, где содержание K_2O 0,77%, а Na

0,34%. Наблюдаемая картина, по-видимому, связана с процессом слюдизации в зоне смешения восходящих гидротерм с нисходящими богатыми калием водами осадочного чехла. Ураганное количество K_2O (5,13%) на фоне резко восстановительных условий ($K_0=0,019$) по этой же причине отмечали А.А.Кременецкий, В.С.Гладких [20] в преобразованных изверженных породах туринской серии Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6).

Можно уверенно предполагать, что жильный сферосидерит выпадал из ресургентных растворов, отличающихся физико-химическими параметрами и высокой гидродинамикой. На участках, где таковые отсутствовали (в первую очередь, это породы палеозойского складчатого фундамента), имело место классическое оглеение кровельной части доюрского комплекса.

В ряде случаев в изверженных кислых породах туринской серии, испытавших гидротермально-метасоматические изменения и глеевый эпигенез, наблюдаются белые и светлоокрашенные прожилки. Состав их отличается от состава вмещающих пород. В частности, на Тальниковом месторождении в скв.10666 (глубина 1774,2—1802,0 м) глинистые минералы слюдисто-кварц-каолининовой зоны риолитов, испытавших интенсивное обеление под действием глеевого эпигенеза, представлены структурно совершенным каолинитом (52—68%) и метагаллуазитом (12—15%). Редко и в небольших количествах присутствует диккит. Секущие их прожилки выполнены преимущественно структурно совершенным триклинным каолинитом (10—94%), диккитом (3—45%), кварцем (10—30%) и карбонатами (сидерит, доломит и др.) до 10%. Во многом схожая картина наблюдается в измененных кислых породах Тальникового месторождения (скв.10329, глубина 1730,9—1736,5 м) и преобразованных углисто-мусковит-кварцевых палеозойских сланцах, а также рвущих их кислых интрузиях туринской серии Толумского месторождения (скв.10515, глубина 1734,5—1739,0 м).

Принципиально важно то, что испещренные диккит-каолининовыми прожилками породы или пропитаны нефтью (скв.10666, глубина 1774,0—1796,0 м, Тальниковое месторождение), или дают нефтепритоки: Тальниковое месторождение, скв.10329, глубина 1735,5—1741,0 м, дебит 66 т/сут; Толумское месторождение, скв.10515, глубина 1709,0—1724,0 м, дебит 14 т/сут; глубина 1732,0—1745,0 м, дебит 4,3 т/сут.

Наблюдения в шлифах свидетельствуют о том, что битумы зачастую приурочены к полям развития минералов группы каолинита, перекристаллизованного кварца и ассоциируют в прожилках и кавернах с поздними карбонатами (сидерит, доломит и др.). Карбонаты и битумы секут (замещают) многие минералы, включая ранний каолинит, глеевый сидерит, и залечивают пустоты, трещины, каверны. На основании сказанного и анализа многочисленных литературных материалов авторы впервые выделили самостоятельную стадию тектоно-гидротермальной активизации региона на рубеже юры и мела. При этом в погребенных изолированных грабенах Шаимского района появились флюидо-динамические системы — изверженные образования туринской серии — породы осадочного чехла (см. таблицу).

Выделяются две фазы активизации: 1) прогрессивная, маркируется появлением многочисленных жил и прожилков, сложенных минералами группы каолинита: диккитом и структурно совершенным триклинным каолинитом; 2) регрессивная, устанавливается по залечиванию проницае-

мых участков карбонатами (в первую очередь сидеритом) и битумами.

Рассматриваемые породы кровельной части доюрского комплекса, как правило, интенсивно обелены и часто не очень просты. Как уже отмечалось, у геологов сложилось устойчивое мнение, что такие каолинит-сидеритовые образования — кора выветривания, а в нашем случае еще и нефтенасыщенная. Вместе с тем, специальные исследования И.И.Гинзбурга и И.А.Рукавишниковой [7], В.П.Петрова [27] и В.И.Разумовой [28] показали, что диккит в корках выветривания вообще не отмечается. Диккит весьма характерен для гидротермальных и гидротермально-метасоматических процессов [6, 8, 18, 33].

Далее в статье хотелось бы обсудить результаты исследований. Если единичным находкам диккита и сопутствующему ему структурно совершенному триклинному каолиниту в изверженных породах доюрского комплекса Шаимского района [11, 31] никакого значения не придавалось, то анализ причин появления этих минералов в породах осадочного чехла Среднеширотного Приобья вызвал исключительный интерес. Диккит и каолинит в больших количествах отмечаются, в частности, в нижнеюрских отложениях Талинского месторождения, которые там индексированы как ЮК₁₀ и ЮК₁₁ шеркалинской свиты, в которой содержатся крупнейшие скопления углеводородов. Диккит и каолинит шеркалинской свиты (шеркалинско-тюменского комплекса) изучались многими исследователями [1, 4, 9, 12, 15, 21].

В результате исследований, в частности, выяснилось, что резкое улучшение фильтрационно-емкостных свойств пород шеркалинской свиты связано с гидротермальной проработкой пласта. При этом происходит разрушение неустойчивых минералов и складывается диккит-каолинит-кварцевая ассоциация. При гидротермальной проработке возникает вторичная пористость и формируется порово-кавернозный коллектор, который может быть отнесен к новому классу вторичных коллекторов гидротермального происхождения [9].

Структурно-генерационное, физико-химическое и изотопно-геохимическое единство совершенного триклинного каолинита и диккита юрских продуктивных комплексов Среднеширотного Приобья и, прежде всего, шеркалинско-тюменского комплекса, свидетельствуют, по мнению А.Е.Лукина и О.М.Гарипова [21], о тождественном механизме их формирования путем синтеза из обогащенных кремнием и алюминием термальных растворов. Изучение стадийных соотношений между диккитом и триклинным каолинитом, данные экспериментальных исследований по трансформационным преобразованиям слоистых силикатов при повышенных давлениях и температурах [32] свидетельствуют о том, что именно триклинный упорядоченный каолинит наиболее устойчив из минералов данной группы, образуя вместе с нефтью самую позднюю генерацию во вторичных коллекторах [21]. Диккит, формирование которого по комплексу признаков сопряжено с наиболее высокотемпературными (260—280°C) для данной флюидо-породной системы гидротермами [9], при последующем охлаждении в значительной мере трансформировался в триклинный каолинит. В ряде случаев процесс такого полиморфного перехода не доходил до конца. На основании изложенного А.Е.Лукин и О.М.Гарипов [21] считают, что диккит совместно с триклинным высокоупорядоченным каолинитом следует рассматривать как мине-

ралогический индикатор нефтеносных вторичных коллекторов, аналогичных шеркалинской свите.

С поисковой точки зрения наличие диккита и триклинного каолинита как вместе, так и порознь — безусловно, положительный признак гидротермальной переработки изначально плотных и лишенных первичных коллекторских свойств пород. Однако, чтобы правильно строить прогноз нетрадиционных резервуаров в доюрском комплексе, надо четко представлять, какие породы — промежуточного комплекса или складчатого фундамента — могли генерировать высокотемпературные растворы. Для этого целесообразно оценить влияние пород туринской серии (промежуточный комплекс Западно-Сибирской плиты) на характер эпигенетических изменений перекрывающих юрских толщ в других областях, в частности, Урало-Тургайской.

Породы Туринской серии наблюдаются во многих мезозойских впадинах Урало-Тургайского региона. В юрских угленосных толщах упомянутых депрессий обнаружены эпигенетические образования каолинита и диккита, отличающиеся хорошей окристаллизованностью и высокой степенью совершенства структуры. Диккит распространен весьма ограниченно. Он установлен только в областях проявления гидротермальной деятельности: в базальтах Туринской серии и смежных с ними проницаемых перекрывающих пластах осадочных пород юрского возраста (Анохинская впадина); в зонах тектонических нарушений фундамента и базальных горизонтах юрской осадочной толщи непосредственно над ними (Карашиликская впадина). Единичные находки диккита, кое-где с накритом, отмечены также в Севастопольской впадине, где он встречен в трещинах юрских осадочных пород близ крупных бортовых разломов. Образование диккита всегда локально и связано с термальными эпигенетическими процессами: гидротермальной (гидротермально-метасоматической) деятельностью в областях триасового вулканизма, локализованного в погребенных впадинах [22, 23].

Таким образом, появление диккита является индикатором участия гидротерм в эпигенетическом преобразовании пород. Кроме того, диккит юрских осадочных образований указывает на нахождение поблизости изверженных пород, в толще которых зарождались и циркулировали высокотемпературные кислые агрессивные растворы, вызывавшие разуплотнение породивших их риолитов или базальтов с формированием вторичных коллекторов.

Такой вывод чрезвычайно важен применительно к Талинскому месторождению, где, как уже отмечалось, детально исследовано влияние гидротермальных процессов на образование коллекторов в нижнеюрских отложениях осадочного чехла.

Особого внимания заслуживает резкая неоднородность основных продуктивных пластов этого месторождения (ЮК₁₀ и ЮК₁₁), приуроченных к базальным слоям нижней юры и объединенных в так называемую шеркалинскую свиту, которая широко распространена в Среднеширотном Приобье и залегает на разновозрастных породах складчатого основания и переходного комплекса (туринская серия) [12].

Анализ площадного распространения наиболее нефтенасыщенных и проницаемых пластов шеркалинской свиты, где присутствуют новообразованные диккит, структурно совершенный каолинит и перекристаллизованный кварц, показали следующее [9]. Высокопродуктивные го-

ризонты свиты распространены мозаично в пределах Талинского месторождения, контролируемого разрывными нарушениями. Они не приурочены к какому бы то ни было гипсометрическому уровню и не выдержаны в плане.

Рассмотренное, с учетом распространения диккита (каолинита и редкого накрита) в Урало-Тургайском регионе, позволяет утверждать, что максимальная нефтенасыщенность пластов шеркалинской свиты определяется залеганием на глубине изверженных пород туринской серии в погребенных изолированных грабенах, что удивительно перекликается с выводом С.Г.Краснова и М.Д.Хуторского [19] о влиянии молодых интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтегазоносность баженновской свиты.

Результаты исследования авторов свидетельствуют (см. таблицу), что в период позднеюрской—раннемеловой (?) тектоно-гидротермальной активизации Западно-Сибирской плиты в изолированных погребенных грабенах возникали флюидо-динамические системы — изверженные образования туринской серии — породы осадочного чехла. В условиях таких систем не только создавались коллекторы и флюидоупоры, но и формировались углеводороды.

По характеру вторичных изменений аналогом шеркалинской свиты в Шаимском районе является вогулкинская толща (продуктивный пласт II). И.Н.Ушатинский, П.К.Бабицын и Ф.П.Киселев [31] впервые установили в поровом цементе верхнеюрских песчаников пласта II совместно присутствующие каолинит, диккит и накрит. Эти минералы хорошо окристаллизованы и, по мнению указанных авторов, возникали из поровых растворов в гидротермальной обстановке.

Исследованиями последних лет определена сложная структура порового пространства коллекторов пласта II, наличие в нем наряду с межзерновой также кавернозной и трещинной емкости и проницаемости. Именно присутствие трещин, по мнению М.Р.Садыкова и его коллег [29], скорее всего, объясняет высокие значения проницаемости. Данное предположение было подтверждено исследованиями методом трассирующих индикаторов, которыми установлено наличие в межскважинном пространстве пласта II высокопроницаемых кавернозно-трещинных каналов фильтрации, имеющих проницаемость от десятков и сотен до первых единиц микрометра. Развитие таких каналов фильтрации (суперколлекторов) в юрских продуктивных отложениях составляет особую проблему, так как они оказывают существенное влияние на однородность выработки запасов [29]. В свете всего изложенного можно уверенно предполагать участие горячих гидротермальных растворов в формировании таких суперколлекторов, которые должны трассироваться из пород осадочного чехла в залегающие ниже породы промежуточного комплекса с возникновением там нетрадиционных резервуаров жильного типа.

Активная тектоническая деятельность на рубеже верхней юры и раннего мела привела к появлению многочисленных дизъюнктивных нарушений, большая часть из которых сечет как породы фундамента, так и осадочный чехол, исчезая при подходе к отложениям нижнего мела (С.Б.Денисов, 2002). Очень важным является выделение С.Б.Денисовым и его коллегами весьма непротяженных нарушений в юрском комплексе пород, которые эти геологи называли очаговыми. По их мнению, такие нарушения создают гидродинамическую связь между отдельными

продуктивными пластами юрской толщи и породами доюрского основания. А.Э.Конторович и его соавторы [14] получили данные, позволяющие считать, что нефть вогул-кинской толщи и низов тюменской свиты образует единую группу по физико-химическим характеристикам и углеводородному составу. В пределах Даниловского, Северо-Даниловского и Тальникового месторождений сложилась такая геологическая обстановка, при которой разновозрастные пласты — коллекторы — связаны через флюидопроводящие каналы в единые флюидодинамические системы [24]. Таким образом, залежи, открытые в кровельной части доюрского комплекса Шаимского района, заполнены юрской нефтью [10].

Нисходящая миграция углеводородных флюидов и вод происходила вследствие возникновения геобарической депрессии и засасывания их в охлаждающиеся гидротермально-жильные резервуары [3, 9, 21]. При этом в изолированных погребенных грабенах максимальные перепады давлений создавались в прежде наиболее прогретых зонах — центральных частях кислых экструзивных куполов, которые приурочены к разломам (сейсмонапряженные зоны), а в силу преобладающих процессов фельдшпатизации и кислотного выщелачивания слагающие их вулканиды становятся самыми хрупкими образованиями контрастной риолит-базальтовой формации туринской серии [17]. На подобные обстоятельства необходимо обратить особое внимание, т.к. главным поисковым критерием залежей жильного типа следует считать наличие хрупких пород, локализованных в сейсмонапряженных зонах, секущих благоприятные пласты [3].

Итак, изучение пород доюрского комплекса Шаимского района на Тальниковом, Северо-Даниловском, Даниловском и других месторождениях, а именно, их литологических, минералого-химических, петрографических характеристик и коллекторских свойств позволило установить новый тип жильной ловушки углеводородов, ранее не выделяемый на данной территории. Ловушки жильного типа приурочены к породам туринской серии, широко распространенным в доюрском комплексе. Они развиты в пределах экструзивных куполов, зонах глубокой гидротермально-метасоматической переработки кислых эффузивов триаса. Выявленный жильный тип ловушки связан с нетрадиционными коллекторами, резервуарами. Нетрадиционные природные резервуары в магматических излившихся породах кислого и основного составов образуются за счет интенсивных вторичных изменений, сопровождающихся трещино- и кавернообразованием, вызванным процессами гидролиза и выщелачивания неустойчивых минеральных компонентов.

Наложённые гипогенные (гидротермальные) процессы развиваются по трещинам, в зонах повышенной тектонической активности и деструкции пород кислого состава и создают в хрупких метасоматитах локальные резервуары, ограниченные плотными, менее проницаемыми породами. Ловушка жильного типа относится к литологически ограниченными ловушкам. Размеры ее могут достигать десятков—первых сотен метров. Жильные коллекторы — сложные образования, относящиеся к коллекторам трещинно-кавернозного, реже трещинно-кавернозно-порового типа и характеризующиеся сложными емкостными и фильтрационными свойствами.

Особенность ловушек жильного типа — наличие практически непроницаемой скелетной матрицы (проницае-

мость подавляющего большинства образцов керна не превышает $0,001 \text{ мкм}^2$ при наличии нередко относительно высокой открытой пористости до 17,9%. В то же время дебиты нефти из кислых эффузивов на Даниловском и Северо-Даниловском месторождениях в десятки и первые сотни тонн в сутки указывают на хорошие фильтрационные свойства пород в естественном залегании. Открытая пористость для кавернозных магматических коллекторов нефти и газа, приведенная в книге О.К.Баженовой и ее коллег [2], может достигать 40% при проницаемости до 1000 мД и выше, а для трещинных типов коллекторов открытая пористость может меняться от 2 до 10% с проницаемостью $0,01—1 \text{ мкм}^2$. Все это говорит о трудностях, связанных с достоверным определением емкостных и фильтрационных свойств нетрадиционных коллекторов трещинно-кавернозного типа со сложной фильтрационной системой, образованной трещинным и кавернозным пустотным пространством.

Ловушки жильного типа на изучаемой территории могут быть приурочены к центральным частям кислых экструзивных куполов триасового возраста (см. рисунок) и образовывать с перекрывающим осадочным чехлом единый сообщающийся резервуар. Они контролируются разрывными нарушениями, имеют выраженность в геофизических полях (экструзивные купола) и представляют собой практический интерес по наращиванию запасов углеводородов в доюрском комплексе Западно-Сибирской плиты.

В заключение следует подчеркнуть, что проведенные исследования позволяют утверждать следующее:

1. В раннем — среднем триасе в изолированных грабенах на территории современного Шаимского района господствовали низко- (средне-) температурные гидротермальные процессы, сопряженные с континентальным рифтогенезом. Возникшая при этом метасоматическая зональность по изверженным породам туринской серии определила особенности всех, в т.ч. и связанных с нефтенакоплением, наложенных процессов, которые протекали в условиях погребенных изолированных впадин, появившихся при формировании осадочного чехла Западно-Сибирской платформы.

На рубеже поздней юры и раннего мела (?) тектоническая активизация, имевшая место в Западной Сибири, вызвала новую волну гидротермальной деятельности, которая наложилась на раннемезозойскую метасоматическую зональность, осложненную глеевым эпигенезом. Это привело к возникновению в породах фундамента погребенных изолированных грабенов нетрадиционных резервуаров углеводородов.

2. Впервые выделен жильный тип ловушки в кровельной части доюрского комплекса Шаимского нефтегазодобывающего района. Установлены минералы-индикаторы жильных коллекторов: диксит (накрит), структурно совершенный триклинный каолинит, новообразованный кварц. Доказано, что появление жидких углеводородов в складчатом состоянии сопряжено с гидротермальной деятельностью, вероятно, протекавшей на рубеже поздней юры — раннего мела. Учитывая нисходящий характер сидеритотлагающих растворов (как глеевых, так и гидротермальных, сопряженных с аккумуляцией битумов), можно уверенно говорить о заимствовании нефти из пород осадочного чехла и перераспределении ее в кровельную часть доюрского комплекса циркулирующими горячими водами.

3. По характеру вторичных изменений аналогом шеркалинской свиты в Шаимском районе являются вогулкинская толща абалакской свиты (пласт П).

4. Выделенные ловушки жильного типа на изучаемой территории приурочены к центральным частям кислых экстрезивных куполов ниже-среднетриасового возраста, контролируются разрывными нарушениями, выражены в геофизических полях и являются новым поисковым объектом на обнаружение залежей углеводородов в породах доюрского комплекса Шаимского района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдуллин Р.А.* Природа высокой проницаемости пород-коллекторов шеркалинского горизонта Красноленинского района Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 422—424.
2. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа. — М.: Изд-во МГУ, 2000.
3. *Белкин В.И., Медведский Р.И.* Жильный тип ловушек нефти и газа // Советская геология. 1987. № 9. С. 25—34.
4. *Белкин В.И., Бачурин А.К.* Строение и происхождение высокопроницаемых коллекторов из базальных слоев коры Талинского месторождения // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 6. С. 1414—1416.
5. *Бочкарев В.С.* Вулканогенные образования триаса Западной Сибири // Триас Западной Сибири (мат-лы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). —Новосибирск, 2001. С. 70—79.
6. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. —М.: Недра, 1972.
7. *Гинзбург И.И., Рукавишников И.А.* Минералы древней коры выветривания Урала. —М.: Изд-во АН СССР, 1951.
8. *Годовиков А.А.* Минералогия. —М.: Недра, 1975.
9. *Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я.* Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122—132.
10. *Зубков М.Ю., Шелепов В.В., Печеркин М.Ф., Васильев О.Е.* Перспективы промышленной нефтегазоносности кровельной части доюрского комплекса Шаимского района // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Вторая научно-практическая конференция. —Ханты-Мансийск, 1999. С. 173—185.
11. *Зубков М.Ю., Печеркин М.Ф.* Литолого-петрографическая база для создания методики определения подсчетных параметров пород-коллекторов доюрского комплекса Шаимского района // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазового района. —Урай—Тюмень, 2002. С. 183—192.
12. *Казанский Ю.П., Казарбин В.В., Солотчина Э.П.* и др. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 5. С. 22—31.
13. *Карнюшина Е.Е., Супруненко О.И., Чочия Г.Л.* Аутигенное карбонатообразование в вулканогенно-осадочных толщах // Нефтегазоносность карбонатных формаций. —М., 1987. С. 65—73.
14. *Конторович А.Э., Стасова О.Ф., Фомичев А.С.* Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Геология нефтегазовых районов Сибири // Тр. СНИИГиМС. 1964. Вып. 32. С. 27—39.
15. *Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Казанский Ю.П., Казарбин В.В.* Диккит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазоаккумуляции (Западная Сибирь) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 350—353.
16. *Коробов А.Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. —М., 1995.
17. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Зона развития уникальных природных резервуаров — породы фундамента тафрогенных областей. Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр // Мат-лы шестой международной конференции. Кн. 1. —М.: Геос, 2002. С. 258—262.
18. *Костов И.* Минералогия. —М.: Мир, 1971.
19. *Краснов С.Г., Хуторской М.Д.* О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтегазоносность баженновской свиты // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 995—997.
20. *Кременецкий А.А., Гладких В.С.* Низкокальциевые толеитовые базальты — индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия. 1997. № 6. С. 609—617.
21. *Лукин А.Е., Гарипов О.М.* Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65—85.
22. *Лукьянова В.Т.* Эпигенетические изменения гидротермального типа в триас-юрской угленосной толще Карашилихской впадины // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 5. С. 43—56.
23. *Лукьянова В.Т., Голубева Н.П., Халезов А.Б.* Каолинит и диккит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 66—79.
24. *Москвин В.И., Данилова В.П., Костырева Е.А.* и др. Генезис нефтей Шаимского нефтегазового района // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазового района. —Урай—Тюмень, 2002. С. 183—192.
25. *Нагорский М.П.* Сидеритизированные коры выветривания на юго-востоке Западно-Сибирской низменности / Сборник статей по геологии Сибири. —Томск, 1975. С. 23—29.
26. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). —М.: Недра, 1968.
27. *Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. —М.: Недра, 1967.
28. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. —М.: Наука, 1977.
29. *Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Кузьмин Ю.А.* Особенности геологического строения месторождения нефти и газа Шаимского района // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазового района. —Урай—Тюмень, 2002. С. 19—25.
30. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенно-чехла Западно-Сибирской плиты. —М.: Недра, 1981.
31. *Ушатинский И.Н., Бабицын П.К., Киселева Ф.П.* О диккит и накрите в отложениях мезозоя Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 3. С. 677—679.
32. *Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.С., Гойло В.А.* Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т параметрах. —Л.: Недра, 1983.
33. *Чухров Ф.В.* О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования // Геология рудных месторождений. 1979. № 4. С. 3—16.

Золотосеребряные руды Кайемравеемского узла Чукотского автономного округа

С.С.ВАРТАНЯН, Д.А.ЛОРЕНЦ, А.П.СЕРГИЕВСКИЙ, Ю.М.ЩЕПОТЬЕВ (ФГУП ЦНИГРИ)

Геологическая позиция рудного узла. Кайемравеемский стратовулкан сформировался во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на границе двух мегаблоков кристаллического фундамента, разделенных Крестовско-Саламихинским глубинным разломом. По интерпретации В.А.Изотенковой материалов Верхнеанадырско-го и Алучинского гравиметрических отрядов, северо-западная большая часть палеовулкана расположена над блоком с глубокой степенью гранитизации дорифейских пород (лейкокатовые и мезократовые гнейсы) на глубине 3—4 км. Мощность гранитно-метаморфического слоя в этом блоке 14—16 км. Метаморфические комплексы перекрыты осадочными и вулканогенно-осадочными формациями мезозоя в пределах Верхнеамнукувеемского трога. В триасе растяжение привело к формированию троговых прогибов, выполненных аспидной и флишеидной формациями триаса.

Юго-восточный фланг стратовулкана приурочен к Мечерево-Пыкарваамскому поднятию пород кристаллического фундамента в пределах складчатого основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Блок характеризуется умеренной степенью гранитизации пород (амфиболовые и пироксеновые гнейсы, амфиболиты). Мощность гранитно-метаморфического слоя 12—14 км.

Положение позднемелового Кайемравеемского стратовулкана определяется узлом пересечения трех скрытых разломов фундамента: субмеридионального Имравеем-Кайемравеемского с северо-восточным Крестовско-Саламихинским разломом, контролирующим вулканические извержения Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также северо-западным Анюйским разломом, поперечным к вулканическому поясу (рис. 1).

Нижняя и средняя части разреза стратовулкана сложены переслаивающимися риолитовыми лавами, туфами, игнимбридами нижней пачки (K_2^1), общей мощностью более 400 м. Игнимбриды вместе с субвулканическими телами кислого состава объединяются в дацит-трахириолит-игнимбритовую вулканоплутоническую ассоциацию верхнего мела. Наиболее мощный выброс туфового и пеплового материала этой ассоциации произошел в север-северо-западном секторе палеовулкана. Здесь даже на высотах 700—800 м залегают кислые вулканиды нижней пачки. В результате массового выброса эффузивного материала в центральной части палеовулкана по дуговым разломам образовалась кальдера обрушения. Диаметр кальдеры около 11 км. В ее пределах вулканиды нижней пачки еропольской свиты (K_2^1) почти повсеместно перекрыты эффузивными породами среднего состава (андезиты, андезитобазальты) верхней пачки еропольской свиты (K_2^2).

Основной вулканический многоканальный аппарат предполагается в районе горы Средняя диаметром около 3 км (левый борт ручья Морошка). Здесь среди двупироксеновых и амфиболовых андезитовых лав встречены мно-

гочисленные субвулканические и экструзивные тела диоритовых порфиритов, андезитов, дацитов. Наряду с потоками андезитов отложены агломератовые туфы и туфобрекчии с шлаковым цементом, шлаковые линзы в андезитовых лавах. Эти породы слагают андезитобазальт-дацитовую вулканоплутоническую ассоциацию верхнего мела. В поле силы тяжести ядерной части палеовулкана в междуречье Средний Кайемравеем и Озерная выделяется положительная аномалия интенсивностью +4...+6 мГл/км, вероятно, фиксирующая основное андезитовое жерло стратовулкана.

В строении стратовулкана преобладают слоистые вулканогенные фации, но встречаются и вулканогенно-осадочные породы с отпечатками флоры. На водоразделах кое-где сохранились эффузивы андезитового состава (средняя толща K_2^2) мощностью до 100—200 м). В них часто наблюдается периклиналиное залегание слоев с пологими углами наклона 5—7° к периферии. Лишь на левом берегу р.Озерная в южном борту кальдеры встречены более крутые приразломные наклоны пластов андезитов до 20—25°. Венчают разрез палеовулкана более молодые кислые вулканиды верхней пачки K_2^3 , наиболее широко развитые в Коваленковской просадке, ограниченно развитые на остальной территории и представленные в основном экструзиями и субвулканическими штоками, дайками кислого состава, объединяемые в риолито-дацитовую вулканоплутоническую ассоциацию верхнего мела.

На склонах палеовулкана развиты многочисленные субвулканические тела кислого и среднего составов, свидетельствующими о многоканальном характере извержения из побочных центров на склонах при закупорке основного жерла андезитовой пробкой горы Средняя. Эти субвулканические тела контролируются дуговыми и радиальными разломами. Субвулканические тела риолитов и дацитов, вероятно, являются субвулканическими (жерловыми) фациями эффузивов верхней пачки K_2^3 , развитой по периферии стратовулкана.

Два крупных сателлитных (побочных) центра извержения выявлены на рудных полях Купол и Прикуп. В северо-западном борту кальдеры на рудном поле Купол в бортах р.Средняя Кайемравеем вскрываются жерловые фации вулканидов в виде трех генераций цилиндрических даек черных оливиновых андезитобазальтов близкого к вертикальному залегания. Междайковое пространство выполнено агломератами, туфоловой и шлаком с многочисленными вулканическими бомбами размером до 20—30 см. Породы достаточно рыхлая, поэтому река прорезала в теле жерла глубокий каньон. Диаметр жерловины 600—700 м. От нее отходит к югу свита субмеридиональных даек оливиновых андезитобазальтов и пироксеновых андезитов. Непосредственно на участке Купол закартированы овальные экструзии двупироксеновых андезитов, дуговые и прямолинейные субвулканические дайки дацитов, риоли-

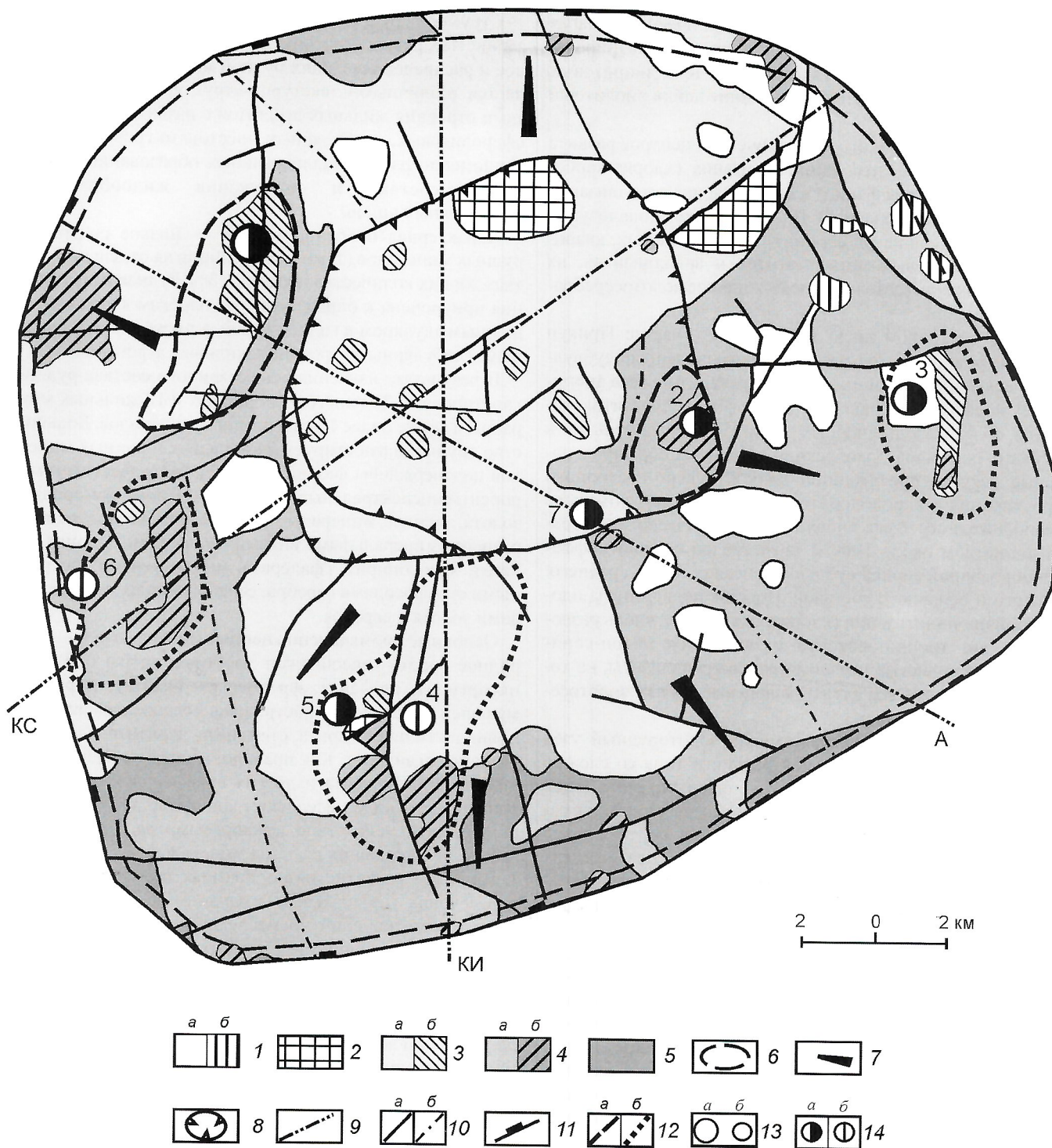


Рис. 1. Схематическая карта размещения золото-серебряного оруденения в пределах Кайемравеевского золотоносного узла:

вулcano-плутонические ассоциации верхнего мела (палеогена): 1 — базальт-долеритовая — платобазальтовая (фации: *a* — эффузивные базальтов, *б* — субвулканические долеритов), 2 — риодацитовая: эффузивные фации игнимбритов, туфов и лав кислого состава, 3 — андезит-базальт-дацитовая (фации: *a* — эффузивные андезитов и дацитов, *б* — субвулканические диоритовых порфиритов, андезитов и базальтов), 4 — дацит-трахириолит-игнимбритовая (фации: *a* — эффузивные туфов, лав и игнимбритов кислого и умеренно-кислого состава, *б* — субвулканические дацитов, риолитов и гранит-порфиритов), 5 — андезит-дацитовая: эффузивные фации андезитов, андезит-базальтов и базальтов; 6 — граница долгоживущего стратовулкана верхнего мела; 7 — периклиналиное залегание пород; 8 — вулcano-тектоническая кальдера; 9 — оси региональных глубинных разломов, выраженные градиентными значениями гравитационного поля: КС — Крестовско-Саламахинский, КИ — Кайемравеев-Имравеевский, А — Анойский); 10 — разрывные нарушения: *a* — выявленные, *б* — предполагаемые; границы: 11 — Кайемравеевского золотоносного узла, 12 — рудных полей: *a* — установленные, *б* — прогнозируемые; 13 — проявления золота: *a* — месторождения Купол (1), *б* — рудопоявления: Прикуп (2), Токай (3), Левый Дублон (4), Правый Дублон (5), Августейший (6), Морощка (7); 14 — минеральные типы руд золотосеребряной рудной формации: *a* — золото-сульфосолевоый, *б* — золото-галенит-сфалеритовый

тов, фельзитов и обсидиана. Этот вулканический аппарат также был многоэтапным, так как здесь сконцентрировались и более ранние субвулканические тела диоритовых порфириров, андезитов, и более поздние дайки риолитов и микродолеритов.

Вблизи таких побочных вулканических центров развита интенсивная площадная пропилитизация (хлорит-карбонатная и эпидотовая фации) и сольфатарная аргиллизация (бассейн ручья Оранжевый). Вдоль разломов локализуются линейные тела кварц-серицит-гидрослюдистых, кварц-серицит-адуляровых метасоматитов и аргиллизитов, на которые накладывается кварцево-жильное золотосеребряное оруденение.

В юго-восточном краю кальдеры на участке Прикуп среди туфов андезитов развиты многочисленные субвулканические и экструзивные фации вулкаников: тела диоритовых порфириров, гранодиорит-порфириров, андезитов, дацитов, более молодых черных риолитов и серых фельзитов и гранит-порфириров, лавобрекчий кварцевых порфириров, которые секутся протяженной дайкой северо-восточного простирания микродолеритов, т.е. жерловый комплекс расположенного здесь побочного вулканического аппарата диаметром около 1000 м представлен сложно дифференцированной серией субвулканических пород среднего, кислого и основного составов. Породы подвергнуты площадной пропилитизации (хлоритовая фация), вдоль разломов и зон трещиноватости развиваются кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты и аргиллизиты, на которые накладываются адуляр-кварцевые жилы с золотосеребряным оруденением.

Таким образом, Кайемравеемский золоторудный узел приурочен к палеовулкану центрального типа со сложно дифференцированной серией вулкаников верхнего мела. Оруденение близповерхностной золотосеребряной формации концентрируется на рудных полях в борту и краю кальдеры близ побочных вулканических центров, в местах интенсивной разрывной тектоники преимущественно субмеридионального направления и гидротермального метасоматоза.

Вещественный состав руд проявлений. На месторождении Купол и рудопроявлениях Прикуп, Августейший, Дублон, Морошка и Токай развиты жилы брекчиевых, крустификационных, полосчатых (фестончато-, колломорфно-, концентрически-полосчатых) текстур с вкрапленными, прерывисто-полосчатыми, гнездообразными выделениями рудных минералов тонко-, мелкозернистого строения. Количество рудных минералов не превышает 1% общей жильной массы. Рудная минерализация представлена самородным золотом, отвечающим по составу электрону и набором сульфосолей серебра (пираргирит, стефанит), серебра и меди (полибазит, блеклые руды). Среди жильных минералов преобладают кварц и адуляр.

На *месторождении Купол* выявлена жильная зона протяженностью 3,5 км, несущая адуляр-кварцевые жилы длиной от 100 до 2400 м и мощностью 1,5—7,0 м с раздувами до 20 м. Жильные минералы, наряду с указанными главными (кварц до 75%), представлены еще и серицитом, халцедоном, хлоритом, каолинитом, монтмориллонитом, цеолитами и другими редко встречающимися.

Для руд свойственны текстуры полосчатая (колломорфно-, концентрически-, фестончато- и сноповидно-полосчатая) брекчиевая, сочетающиеся с каркасно-пластинчатой, кокардовой, гребенчатой и друзовидной.

Структуры рудных агрегатов в основном тонко-, мелкозернистые, реже среднекристаллическая. Чередование полос и распределение в них рудной минерализации определяется различными текстурно-структурными особенностями строения жильных агрегатов с развитием овоидных, сферолитовых, глобулярных, шестовато-гребенчатых неравномерно раскристаллизованных образований и вариациями состава и содержания жилообразующих минеральных видов.

Характерная особенность руд — низкое содержание рудных минералов (1% и менее). Лишь на отдельных участках жил их количество достигает 3%. Рудная минерализация приурочена к определенным полоскам кварца, обогащенным адуляром и гидрослюдой, а также кварца с овоидным, глобулярным строением жильных агрегатов.

В результате изучения вещественного состава руд диагностированы 29 гипогенных рудных и 12 жильных минералов, а также более 15 гипергенных минералов. Большинство труднодиагностируемых жильных и рудных минералов подтверждены фазовым рентгенометрическим и микрорентгеноспектральным анализами. Кроме самородного золота, рудные минералы представлены весьма разнообразными минеральными видами: сульфидами (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит), мышьяковыми и сурьмяными сульфосолями серебра, серебра и меди, реже селенидами золота и серебра.

Основные промышленно ценные минералы руд — самородное золото (преобладает электрум пробы 610—700), пираргирит, стефанит, фрейбергит, акантит, пирсеит, в меньшей степени распространены селенсодержащие разновидности пираргирита, стефанита, акантита, а также науманнит, агвиларит. Как правило, минералы блеклых руд, полибазита, пирсеита и других сульфосолей серебра наблюдаются в виде нескольких кристаллохимических разновидностей вследствие изоморфизма ряда химических элементов, входящих в состав минерала.

Широкое развитие разнообразных брекчий, взаимные пересечения минеральных агрегатов, установление временных соотношений по последовательности наложения полос в асимметрично-полосчатых образованиях, специфика минерального состава рудных образований в сочетании с составом и текстурно-структурными особенностями жильной матрицы — все это позволило выделить в пределах жильной зоны четыре сменяющих друг друга во времени гипогенных минеральных комплекса и один гипергенный, а также соответствующие минеральные ассоциации (см. таблицу).

Основной продуктивный комплекс — золото-стефанит-пираргирит-адуляр-кварцевый — представлен тремя продуктивными минеральными ассоциациями (см. таблицу). Главные промышленно ценные минералы руд — самородное золото (преобладает низкопробное золото 610—730, 94%), пираргирит, стефанит, фрейбергит, в меньшей степени распространены пирсеит, акантит, селенсодержащие разновидности пираргирита, стефанита, а также науманнит и агвиларит.

В рудах присутствует самородное золото, размер которого изменяется от 2,2 мм до тысячных долей миллиметров; основная масса золота в руде (75%) характеризуется тонким и тонкодисперсным (менее 0,074 мм). Кроме того, обнаружены такие экзотические минералы, как ютенбоггардит (Ag_3AuS_2) и фишессерит (Ag_3AuSe_2). Самородное золото встречается в сростках с такими жильными и руд-

Минеральные комплексы и ассоциации месторождения Купол и рудопрооявления Прикуп

Комплекс	Купол	Прикуп
	Ассоциация	
<i>Гипогенные</i>		
Пирит-адюляр-кварцевый (допродуктивный)	Пирит-адюляр-кварцевая	Пирит-адюляр-кварцевая
Арсенопирит-пирит-адюляр-кварцевый (малопродуктивный)	Арсенопирит-кварцевая	Арсенопирит-кварцевая
	Теннантит-пиритовая	Теннантит-сфалерит-пиритовая
Золото-стефанит-пираргирит-адюляр-кварцевый (основной продуктивный)	Золото-пирсеит-халькопиритовая	Адюляр-кварцевая
	Золото-фрейбергит-пираргиритовая	Золото-фрейбергит-пираргиритовая
	Золото-агвиларит-Се-пираргиритовая	—
Антимонит-марказит-кварцевый (послепродуктивный)	Пирит-марказитовая	Пирит-марказитовая
	Бертьерит-антимонитовая	—
	Гипс-ангидрит-хлоритовая	—
<i>Гипергенные</i>		
Акантит-язозитовый	Акантит-ковеллиновая	—
	Акантит-язозитовая	—
	Гидрооксидов железа	—

ными минералами, как кварц, гидрослюда, халькопирит, теннантит, пирсеит, фрейбергит, пираргирит, стефанит, агвиларит, науманнит, селен-пираргирит, селен-стефанит, селен-акантит, ютенбогардит, фишессерит. Формы выделений самородного золота, в основном, интерстициальные клиновидно-пластинчатые, комковидно-угловатые, комковидно-уплощенные с неровной ячеистой поверхностью, в отдельных случаях губчатые пластинчатые, палочковидные, а также встречаются кристаллы и их сростки.

Отмечается уменьшение пробы самородного золота от ранних гипогенных минеральных ассоциаций к поздним: теннантит-пиритовая 850—875, золото-пирсеит-халькопиритовая 800—850, золото-фрейбергит-стефанит-пираргиритовая — 635—725, золото-агвиларит-пираргиритовая — 610—730, редко 298 (кюстелит). Тонкие высокопробные 995 каемки (коррозионные оболочки) образуются в зоне гипергенеза. По степени распространенности преобладает самородное золото с интервалом пробы 610—735, которая составляет около 90%.

Основные полезные компоненты руд — золото и серебро. Их содержания в рудах и соотношения характеризуют-

ся определенными вариациями. Анализ Au/Ag в рудах на поверхности свидетельствует о резком преобладании серебра над золотом. На участке Купол арсенопирит-адюляр-кварцевый комплекс характеризуется величинами Au/Ag в среднем 0,25—0,35, а золото-стефанит-пираргирит-адюляр-кварцевый — 0,06—0,09. Первый из них слагает лишь бедные и рядовые руды, а второй представляет основную массу руд, в т.ч. богатые бонанцевые руды.

Анализ Au/Ag по пробам из керна скважин, вскрывающих оруденение на глубинах 40—100 м, показывает, что рудные тела обладают вертикальной зональностью. С глубиной повышается среднее Au/Ag с 0,16 на поверхности до 0,20 по кернавым пробам. При этом такая тенденция характерна для большинства классов содержаний золота, что объясняется, с одной стороны, некоторым уменьшением с глубиной доли сульфосолей с высоким содержанием серебра в золото-стефанит-пираргирит-адюляр-кварцевом комплексе (скв. 34, 149 м), с другой, с глубиной наблюдается более широкое распространение арсенопирит-пирит-адюляр-кварцевого комплекса, который на этих глубинах как бы «разбавляет» интенсивность золотоносности основного продуктивного комплекса.

По результатам поисково-оценочных работ (Аноийское ГТП) рудная зона является единым гидротермально-метасоматическим телом, осложненным экранирующими дайками и пострудной разрывной тектоникой. Рудная зона непрерывна на всем протяжении (более 3,5 км) и имеет четковидную или линзовидную форму. Она включает в зоне метасоматитов ряд апофиз основной жилы и 3 кулисообразно расположенные жилы. Наибольшая мощность зоны установлена в траншее 1 и равна 32 м, наименьшая по канаве 11 — 1,9 м. Выделяется несколько линзовидных раздувов: 1) длиной около 400 м, мощностью до 30 м, на северном фланге в интервале между канавами 4—12; 2) длиной около 500 м, вскрыт траншеей 1 на центральном участке зоны; 3) мощностью 60—80 м, длиной до 300 м, расположен в участке канав 19 и 20. Прослеживается еще два других раздува мощностью 15—20 м и длиной 100—200 м, вскрытых канавами 22 и 23 на южном фланге рудной зоны.

На схеме (рис. 2) отражено размещение минеральных комплексов по изученным минералогическим (штупным) пробам и более объективно охарактеризовано размещение продуктивной минерализации, представляющей наибольший практический интерес.

Ранний допродуктивный пирит-адюляр-кварцевый комплекс (см. таблицу) наиболее широко развит в рудных телах и обычно слагает зальбандовые части жил или обломки в рудной брекчии.

Арсенопирит-пирит-адюляр-кварцевый малопродуктивный комплекс встречается в виде обломков в рудной брекчии и в зальбандах жил и слагает большую часть жильного материала. Можно отметить и более широкое распространение этого комплекса в кернах скважин, вскрывающих рудную зону на глубине 50—150 м.

Основной продуктивный золото-стефанит-пираргирит-адюляр-кварцевый комплекс встречается на всем протяжении (более 3 км) рудной зоны, но площадь распространения его существенно отличается: от прожилков и маломощных рудных полосок в южной части жилы, до самостоятельных жил и многочисленных рудных полос почти в каждом сечении центральной части и на северном фланге рудной зоны. Распределение его в жильной зоне

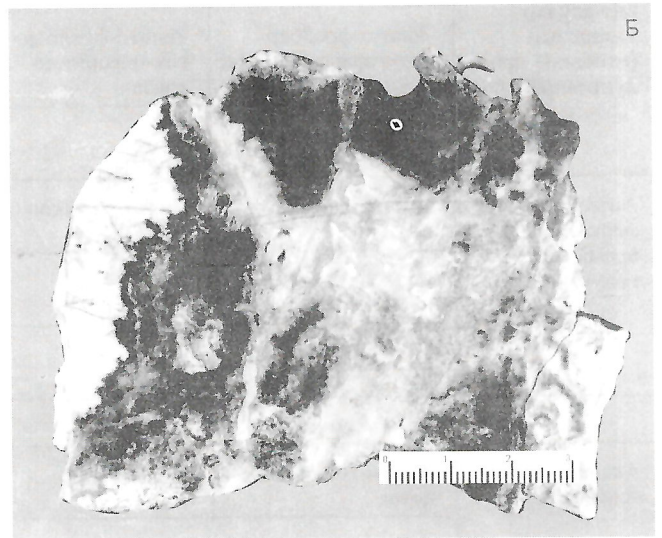
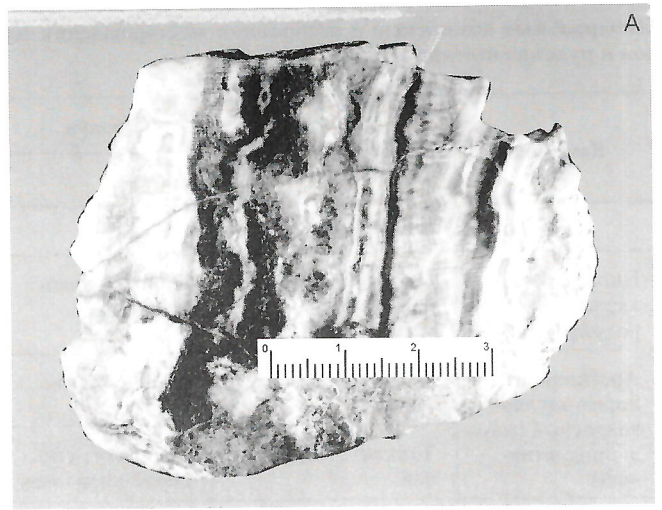
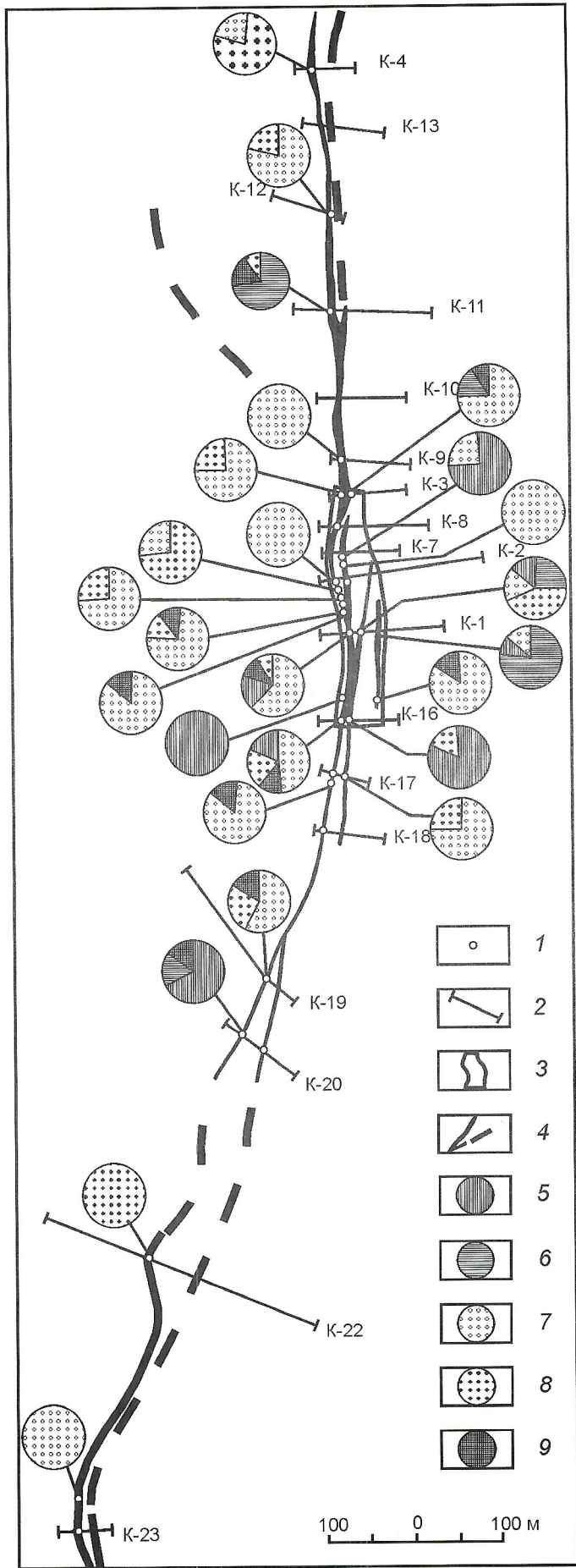


Рис. 3. Полосчатые (А) и брекчиевые (Б) текстуры руд золото-степанит-пираргирит-адуляр-кварцевого минерального комплекса месторождения Купол

весьма неравномерное. Поперек рудных тел продуктивные ассоциации распределены в виде гнезд, линз и прерывистых ритмичных полосок в узкой зоне зальбандов, или встречаются (как например в канаве 16) практически по всей мощности жилы. Для руд этого комплекса характерны полосчатые и брекчиевые текстуры (рис. 3). По простиранию рудной зоны образования золото-степанит-пираргирит-адуляр-кварцевого комплекса встречаются по всей длине, но неравномерно с короткими перерывами и раздувами, что вызывает необходимость сгущения разведочной сети для достоверной оценки объекта.

Рис. 2. Схема размещения минеральных комплексов в жильной зоне месторождения Купол:

1 — точки отбора проб; 2 — канавы; 3 — траншея; 4 — жильные тела; соотношение минеральных комплексов в пробах (% от общей массы породы): 5 — пирит-адуляр-кварцевый, 6 — арсенипирит-пирит-адуляр-кварцевый, 7 — золото-степанит-пираргирит-адуляр-кварцевый, 8 — антимонит-марказит-кварцевый, 9 — акантит-ярозитовый

Антимонит-марказит-кварцевый послепродуктивный комплекс локализован в жилах в виде прожилков, гнезд и цемента позднерудных брекчий. Комплекс также иногда приурочен к приконтактовым зонам даек риолитов.

Рудопроявление Прикуп расположено в юго-восточном борту кальдеры. Золото-серебряное оруденение рудопроявления Прикуп также, как и месторождения Купол, представлено гидрослюдисто-адуляр-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами. Наряду с широко распространенными жильными минералами (кварц, адуляр, гидрослюда) отмечаются хлорит, халцедон, серицит, плагиоклаз и углеродистое вещество. Содержание рудных минералов не превышает 1%. Размер рудных минералов изменяется от 0,005 до 0,5 мм, самородное золото преобладает в классе менее 0,1 мм.

Рудная минерализация приурочена к участкам жильной матрицы, обогащенной кварцем, адуляром и гидрослюдами с тонко- и мелкозернистым, реже овоидным, строением жильных агрегатов. В отличие от руд месторождения Купол здесь более широко развиты брекчиевые, неясно полосчатые, массивные, пятнистые текстуры при подчиненном количестве полосчатых текстур.

При изучении минерального состава руд по ограниченному числу образцов, выявлено 30 минералов, из них: гипогенные рудные минералы 15, жильные 9, гипергенные 6. Среди рудных минералов в жилах наиболее распространены пирит, арсенопирит, марказит, сфалерит, халькопирит и в меньшей мере минералы группы блеклых руд, галенит.

Основные промышленно ценные минералы руд представлены группой малораспространенных и редких минералов, которая включает фрейбергит, электрум, пираргирит, стефанит и акантит. Фрейбергит характеризуется более низким содержанием Ag (около 12%) по сравнению с таковым месторождения Купол (17—27%), а концентрация селена в сульфосолях Ag (в пираргирите и стефаните) не превышает 0,7%. Минералы группы блеклых руд представлены тремя разновидностями (теннантит, тетраэдрит и фрейбергит).

По особенностям минеральных парагенезисов и их взаимоотношениям в жильной зоне выделено 4 гипогенные минеральные ассоциации, участвующие в строении трех минеральных комплексов и сопоставимые по составу, соотношению рудных и жильных минералов и текстурно-структурным особенностям агрегатов с проявлением Купол (см. таблицу). Наиболее широко на рудопроявлении Прикуп наблюдаются пирит-адуляр-кварцевый (допродуктивный) и арсенопирит-пирит-адуляр-кварцевый (малопродуктивный) комплексы, где теннантит-сфалерит-пиритовая ассоциация, сопоставимая с теннантит-пиритовой месторождения Купол, обогащена сульфидами (до 1,5%), из которых наиболее проявлены сфалерит, галенит и тетраэдрит.

Основной продуктивный золото-стефанит-пираргирит-адуляр-кварцевый комплекс представлен двумя минеральными ассоциациями (см. таблицу). Золото-фрейбергит-пираргиритовая (главная продуктивная) отличается пониженным содержанием серебра во фрейбергите и возрастанием доли тонкозернистого электрума среди рудных минералов.

Гипергенные преобразования руд в целом аналогичны рудопроявлению Купол. Основное различие заключается в незначительном проявлении акантита. Главные концентраторы благородных металлов — электрум, пираргирит, стефанит и фрейбергит. В гипогенных комплексах отмечаются две генерации самородного золота, отличающиеся

пробой. Самородное золото пробы 850—860 (метод пробирных игл) связано с теннантит-сфалерит-пиритовой минеральной ассоциацией и образует мелкие (0,03—0,05 мм) выделения в пирите.

В более поздней золото-фрейбергит-стефанит-пираргиритовой ассоциации встречается в основном самородное золото пробы 670—720 (микрорентгеноспектральный анализ и метод пробирных игл) размером от 0,02 (округлые выделения) до 0,2 мм. Золото отмечено в кварце, гидрослюде, ярозите, а также в сростании с пираргиритом и стефанитом. Формы выделений самородного золота интерстициальные, клиновидные, реже каплевидные, кристаллические (трехмерные и уплощенные), палочкообразные, комковидные, иногда встречаются дендритоиды.

Образования золото-пираргирит-адуляр-кварцевого комплекса развиты преимущественно в центральном сегменте Главной зоны (каналы 2—8), в то время как малопродуктивный арсенопирит-пирит-адуляр-кварцевый комплекс прослеживается повсеместно.

Рудопроявление Дублон расположено к юго-востоку от месторождения Купол на южном склоне стратовулкана и состоит из двух участков: Правый и Левый Дублон.

Рудные зоны участка Правый Дублон расположены в пределах треугольного блока, ограниченного разломами и приурочены к апикальной части массива риолитов. Установлено 5 жильно-прожилковых зон мощностью 1,5—3 м, прослеженных на расстояние 200—300 м. Рудные жилы сложены в основном светло-серым мелкозернистым кварцем с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Изредка встречается теннантит. Только в двух рудных зонах наблюдаются кварц-адуляр-гидрослюдистые прожилки, причем в первой (канала 1) они безрудны, а во второй содержат вкрапленность галенита и акантита.

На участке Правый Дублон установлено 4 минеральных комплекса: пирит-адуляр-кварцевый (безрудный), сфалерит-пирит-адуляр-кварцевый, галенит-акантит-адуляр-кварцевый и кальцит-кварцевый. Основные рудные минералы данных ассоциаций — пирит, сфалерит, халькопирит, акантит и галенит, а также редкие выделения самородного золота размером 0,2—0,3 мм. Максимальное содержание Au и Ag в образованиях данного комплекса составляет 25 и 460 г/т, соответственно, по данным пробирного анализа в лаборатории ЦНИГРИ.

Участок Левый Дублон расположен к северу от участка Правый Дублон. На участке установлены две жильно-прожилковые зоны протяженностью 200—300 м, мощностью 0,2—0,5 и 1—2 м. Рудные зоны сложены в основном кварцем с вкрапленностью галенита и халькопирита, который содержит Au до 8 г/т и Ag до 380 г/т, отвечая теннантит-сфалерит-пиритовой ассоциации.

Рудопроявление Августейший находится в юго-западной части Кайемравеевского рудного узла на правобережье р. Средняя Кайемравеем на юго-западном склоне стратовулкана. В пределах участка установлено 3 ореола окварцованных и аргиллизированных пород, 2 из которых тяготеют к сближенным субмеридиональным разломам. Рудная минерализация представлена двумя зонами прожилкования и сульфидизации: одна из них, мощностью 2—3 м и протяженностью 200 м, представлена трещиноватым и раздробленными монокварцитами, пронизанными прожилками серого кварца с вкрапленностью сульфидов. Главные рудные минералы данной зоны — пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Содержания Pb и Zn в этих ру-

дах составляют десятые доли процента, а Au и Ag — 11 и 80 г/т, соответственно.

Рудопроявление Токай занимает крайнюю восточную часть Кайемравеемского рудного узла, на восточном склоне стратовулкана. Рудные тела представляют собой зоны дробления и прожилкования, имеющие кварц-адуляр-гидрослюдистый и кварц-карбонат-гидрослюдистый состав. В настоящее время установлено 6 рудных зон протяженностью 100—200 м при мощности 1—5 м. Две рудные зоны в северо-восточной части сложены в основном обломками монакварцитов, сцементированными кварцем с вкрапленностью пирита, арсенопирита, халькопирита и теннантитом, в то время как две западные зоны сложены безрудным кварцем.

Наиболее интересны две рудные зоны северо-восточного простирания в южной части участка. Одна из зон мощностью 1 м представляет собой монакварциты по дацитам, содержащими густую вкрапленность сульфидов и маломощные (1—2 см) прожилки серого мелкозернистого кварца. Рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и теннантит. Кроме того, в полированных шлифах наблюдаются тонкие (до 2 мм) просечки гидрослюды с мелкими (до 0,03 мм) выделениями низкопробного золота. Другая, являющаяся зоной интенсивного окварцевания и сульфидизации, расположена к востоку от первой, на контакте штока диоритовых порфириров с вулканитами умеренно кислого состава и содержит стержневую жилу, сложенную халцедоноподобным кварцем с вкрапленностью пирита. В штучных пробах из этой жилы были установлены высокие содержания Au до 20 г/т и Ag до 1 кг/т. Микроскопическое изучение руд показало, что самородное золото представлено редкими выделениями электрума размером до 0,02 мм, однако минералов-носителей серебра встречено не было.

Рудопроявление Морошка расположено к юго-западу от месторождения Прикуп на южном краю кальдеры и приурочено к массиву дацитов, прорывающему кислые туфы нижней пачки еропольской свиты. В настоящее время здесь установлены две адуляр-гидрослюдисто-кварцевые жилы мощностью 1—3 м, прослеженные на 200 м.

Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, теннантитом, акантитом и пираргиритом. На участке Морошка установлено 3 минеральных комплекса: пирит-адуляр-кварцевый (безрудный), пирит-арсенопирит-адуляр-кварцевый (первый продуктивный) и золото-акантит-пираргирит-адуляр-кварцевый (главный продуктивный).

Образования пирит-арсенопирит-адуляр-кварцевого комплекса представляют собой мелко- и среднезернистый кварц-адуляр-гидрослюдистый агрегат с довольно крупной (3—5 мм) вкрапленностью пирита, арсенопирита и теннантита. Изредка встречается халькопирит, образующий выделения размером 0,1—0,2 мм. Содержания Au и Ag в образованиях данного комплекса составляют соответственно 2 и 200 г/т.

Образования золото-акантит-пираргирит-адуляр-кварцевого комплекса характеризуются полосчатым или брекчиевидным агрегатом мелкозернистого и халцедоновидного кварца, адуляра и гидрослюды. Рудные минералы

представлены пираргиритом, стефанитом и акантитом, а так же единичными выделениями электрума. В рудах, сложенных этим комплексом, установлено Au до 3 г/т и Ag до 200 г/т.

Типизация золотосеребряного оруденения проявлений Кайемравеемского рудного узла. Золотосеребряные месторождения Купол и рудопроявления Прикуп, Дублон, Августейший, Токай и Морошка обнаруживают многие черты сходства геологической обстановки, условий рудоотложения и минерального состава с месторождениями золотосеребряной формации вулcano-плутонических поясов. Из них наиболее характерны следующие: связь с вулcano-плутоническими образованиями постгеосинклинального этапа, близповерхностные условия минералообразования; преобладание в рудах минералов с весьма неустойчивыми, неравновесными условиями рудоотложения (халцедон и халцедоновидный кварц, гидрослюды и др.); сложные сочетания ассоциаций разнообразных сульфосолей с сульфидами, селенидами и самородными металлами; развитие метаколлоидных, колломорфно-полосчатых и крустификационных текстур. Все это, по мнению авторов, способствует достаточному обоснованию отнесения месторождения Купол и рудопроявлений к золотосеребряной рудной формации.

По составу продуктивных минеральных ассоциаций месторождение Купол и рудопроявления Прикуп, Токай и Морошка ближе всего отвечают сульфосолевому минеральному типу, который на большинстве месторождений этого типа (Карамкен, Валунистый, Сопка Рудная, Балейское, Вайхи, Кономай, Титосе и др.) представлен кварц-адуляр-гидрослюдистыми жилами и зонами жильно-прожилкового окварцевания. Для данного типа авторы намеренно не пользуются часто употребляемыми названиями минеральных типов: пираргиритовый или сульфокантимонитовый, поскольку на ряде месторождений более широко развиты тетраэдрит, арсенполибазит и другие рудные минералы, в продуктивных минеральных ассоциациях присутствуют халькопирит, аргентит, селениды серебра и др. Количество их невысокое до 1—2%. Au/Ag в рудах от 1:2 до 1:50. Самородное золото представлено преимущественно электрумом.

Проявления Августейший и Дублон следует отнести к полисульфидному типу, поскольку их рудные зоны сложены явнокристаллическим кварцем, гидрослюдой и карбонатом, а адуляр и халцедоновидный кварц практически отсутствуют. Главные рудные минералы здесь — галенит, сфалерит и халькопирит, что объясняет высокие (0,1—1%) содержания свинца, цинка и меди по сравнению с объектами сульфосольного типа. Характерный минерал — акантит, в то время как электрум и сульфосоли серебра встречаются очень редко; Au/Ag изменяется от 1:10 до 1:30.

Исходя из вещественного состава руд и с учетом результатов первых технологических исследований, *ведущим промышленным типом руд является сереброзолотой тип легкообогатимых руд. Прогнозируемый способ отработки объектов — комбинированный (карьерный и штольневой).*

Платиноносность золоторудных месторождений Верхнего Приамурья

А.В.МЕЛЬНИКОВ (Амурский комплексный научно-исследовательский институт АмурНЦ ДВО РАН), В.Н.ХРЯПЧЕНКО (Амурский территориальный фонд геологической информации МПР РФ)

В России платиноиды установлены на многих золоторудных месторождениях, таких как Сухой Лог [9], Зун-Холба, Ирокинда [6], Наталкинское [3] и др.

Платиноносность Верхнего Приамурья изучена крайне недостаточно, исследования проводились нерегулярно и с перерывами в несколько десятков лет. Значимых коренных объектов платиноидов выявлено не было, но широкое распространение прямых признаков платиноносности свидетельствует о перспективности Верхнего Приамурья на элементы платиновой группы. В материалах немногих исследователей отмечается, что минералы платиновой группы встречаются при разведке и эксплуатации золоторудных россыпей (самородная платина, сперрилит, осмистый иридий, ферроплатина, поликсен), реже в сульфидных золото-кварцевых жилах ряда золоторудных месторождений (Колчеданный Утес, Золотая Гора, Токур, Харгинское, Сагур и др.) и в самородном золоте рудных и россыпных объектов. В некоторых золоторудных россыпях содержание платиноидов достигало промышленных концентраций, пригодных для попутной добычи, в рудных месторождениях их содержания непромышленные [10].

В Верхнем Приамурье широко распространены многочисленные базит-гипербазитовые комплексы от докембрийского до палеозойского возраста, несущие хромитовую, титаномагнетитовую и сульфидную медно-никелевую минерализацию. Среди них в Становой складчато-блоковой системе известны базит-гипербазитовые массивы (Лучинский, Лукинда, Маристый, Веселкинский, Кун-Маньенский и др.), содержащие платиноиды. За пределами Верхнего Приамурья, на территориях Республики Саха (Якутия), Хабаровского края и Корякского автономного округа известны платиноносные базитовые массивы

(Кондёр, Чад, Инагли, Феклистова, Моховой и другие), сопровождающиеся крупными промышленными платиноносными россыпями, из которых в настоящее время добываются порядка 8—10 т платиноидов в год [2].

Металлогеническое районирование Верхнего Приамурья. Территория Верхнего Приамурья имеет блоковое геологическое строение и включает три крупных фрагмента: Становую складчато-блоковую и Амуру-Охотскую геосинклинально-складчатую системы, а также Буреинский срединный массив (рис. 1). Разнообразие и разновозрастность геологических структур региона предопределяет многообразие формационных типов благороднометалльного оруденения, в т.ч. платинометалльного.

Платиновая минерализация в Верхнем Приамурье концентрируется в полосе субширотного простираения, совпадающей с контурами Приамурской золоторудной провинции [10]. На этой площади выделяются три потенциальные платиноносные металлогенические зоны: Дамбукино-Тындинская, Джагды-Селемджинская и Северо-Буреинская (см. рис. 1), а в их пределах потенциальные платиноносные рудно-россыпные узлы.

Авторами под потенциальной платиноносной металлогенической зоной понимается площадь в пределах металлогенической провинции, характеризующаяся сходными условиями формирования и размещения рудных и россыпных месторождений и проявлений платиноидов, предопределенными геолого-структурными и металлогеническими особенностями.

Под потенциальным платиноносным рудно-россыпным узлом понимается локальная площадь изометричной или неправильной формы в пределах металлогенической зоны. Узел включает пространственно сближенные рудные и

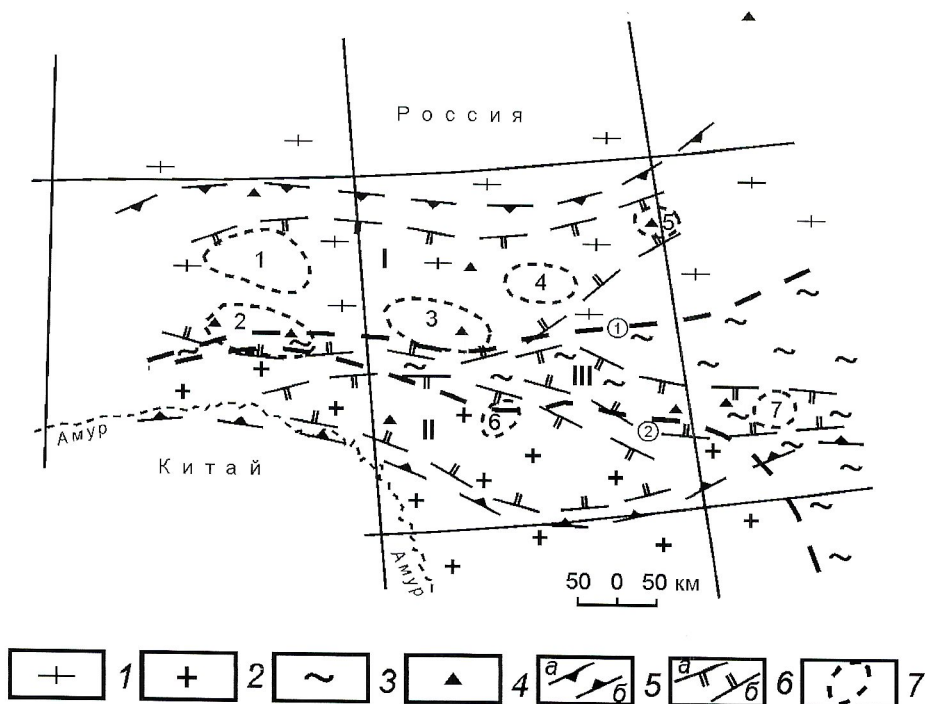


Рис. 1. Платиноносность Верхнего Приамурья:

1 — Становая складчато-блоковая система; 2 — Буреинский срединный массив; 3 — Амуру-Охотская геосинклинально-складчатая система; 4 — границы геоблоков, представленные глубинными разломами (цифры в кружках): 1 — Монголо-Охотский, 2 — Южно-Туркунгский; 5 — месторождения: а — золото, б — платиноиды; б — границы: а — Приамурского платиноносного пояса, б — платиноносных металлогенических зон: I — Дамбукино-Тындинская, II — Северо-Буреинская, III — Джагды-Селемджинская; 7 — границы потенциальных рудно-россыпных узлов: 1 — Лучинский, 2 — Соловьевский, 3 — Дамбукинский, 4 — Сугджарский, 5 — Верхнемайский, 6 — Гаринский, 7 — Златоустовский

россыпные месторождения и проявления платиноидов, близкие по условиям формирования и связанные с одним или несколькими источниками питания.

Дамбукино-Тындинская потенциальная платиноносная металлогеническая зона протягивается вдоль южной окраины Становой складчато-глыбовой системы. Здесь развиты породы метаморфических комплексов от раннего архея до раннего протерозоя, прорванные многочисленными мелкими телами архейских и протерозойских метаультрабазитов и метагаббро с убогой сульфидной минерализацией, а также более поздними интрузиями ультраосновных и основных пород. В пределах зоны отмечаются многочисленные находки минералов элементов платиновой группы в россыпях золота, реже коренных проявлениях (массивы Лукиндинский, Веселкинский, Маристый, Лучинский, Ильдеусский, Кун-Маньенский и др.). Среди минералов платиновой группы преобладают сперрит и самородная платина, реже встречаются ферроплатина, осмистый иридий и поликсен. В пределах Дамбукино-Тындинской зоны выделены пять потенциальных платиноносных узлов (с запада на восток): Лукиндинский, Соловьевский, Дамбукинский, Сугджарский и Верхнемайский [10].

Северо-Буреинская потенциальная платиноносная металлогеническая зона приурочена к северной окраине Буреинского срединного массива (Керулено-Аргуно-Мамунского геоблока — по [7]), сложенного разновозрастными интрузивными комплексами, среди которых фрагментарно сохранились геосинклинальные и орогенные комплексы докембрия и палеозоя. Среди них отмечаются массивы ультрабазитов рифейского возраста (Депский, Аякский, Гарьский), наиболее широко развитые в бассейне р.Гарь-2 (бассейн р.Селемджа), истоках р.Аяк и приустьевой части р.Деп (бассейн р.Зея). Для рассматриваемой территории характерно преобладание в золотоносных россыпях осмистого иридия, а на западном фланге зоны самородной платины и сперрита над другими минералами платиновой группы. В центральной части зоны выделяется Гаринский потенциальный рудно-россыпной узел.

Джагды-Селемджинская потенциальная платиноносная металлогеническая зона располагается на восточном фланге Амуро-Охотской складчатой области. Она совпадает с площадью широкого развития осадочных, терригенно-осадочных и вулканогенно-терригенных толщ раннего и среднего палеозоя, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. В золотоносных россыпях преобладает самородная платина и сперрит. Кроме того, отмечается примесь платины и палладия в кварцево-сульфидных жилах и самородном золоте рудных и россыпных месторождений (Маломыр, Токур, Харгинское, Сагур). На восточном фланге зоны оконтурен Златоустовский потенциальный рудно-россыпной узел.

Платиноносность месторождений золота в черносланцевых толщах. Изучение платиноносности углеродсодержащих формаций в настоящее время — одно из наиболее перспективных направлений научных исследований не только в России, но и за рубежом. Это обусловлено рядом причин. Главнейшая состоит в «истощении государственных запасов и рудной базы платиноидов при ее качественном ухудшении, постоянном падении их добычи (из решения заседания Научно-методического совета по межотраслевой программе «Платина России, 1992). Д.А.Додин и др. [4] считают, что одним из важнейших ре-

зервов платиноидного сырья России XXI в. является платиноресурсный потенциал черносланцевых толщ и локализованных в них месторождений.

В Верхнем Приамурье месторождения золота в черносланцевых толщах развиты достаточно широко (Маломырское, Токурское, Афанасьевское, Харгинское, Сагур и др.), во вмещающих породах и золотоносных рудах которых в последнее время установлены платиноиды.

Наиболее перспективно на выявление комплексных золото-платиновых руд *месторождение Маломыр*, расположенное в восточной части Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системы. Вмещающими здесь служат вулканогенно-осадочные и терригенные толщии позднего палеозоя, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Золотое оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного золото-сульфидного типа избирательно приурочено к углеродистым толщам. Рудные тела представлены пологонаклонными зонами вкрапленных и прожилково-вкрапленных арсенопирит-пиритовых руд. Другие сульфиды (халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, блеклые руды, ариктит) развиты ограниченно [8; 11].

Атомно-абсорбционным методом в лаборатории НП Центр (г.Хабаровск) в 45 пробах арсенопирит-пиритовых руд месторождения установлены содержания платиноидов: Pt 0,5—10 г/т, Pd 0,2—7,1 г/т [1].

Рудное поле *Харгинского месторождения* образовано многочисленными золотоносными и золото-шеелитовыми жилами, а также залежами золотоносных метасоматических кварц-альбитовых пород. Золотое оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного золото-сульфидного типа приурочено к углеродистым толщам. Рудные жилы залегают преимущественно в зеленокаменных породах эльгинского горизонта, в аргиллитах и графитовых сланцах афанасьевской свиты и в талыминских метапесчаниках, а золотоносные кварц-альбитовые метасоматиты — в мелкозернистых альбит-кварцевых сланцах афанасьевской свиты. Интрузивные породы представлены многочисленными дайками порфиринов. Кварцево-рудные жилы простираются в широтном направлении при падении на юг и юго-восток. В поперечном разрезе жилы обычно имеют четковидную форму, пережимы чередуются с раздувами, часты разветвления. Средние содержания золота в жилах от 8,5 до 26,9 г/т. Рудные минералы — арсенопирит, пирит, реже галенит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, антимонит и шеелит [8; 11].

Атомно-абсорбционным анализом в лаборатории химического анализа АмурКНИИ установлены содержания платиноидов в альбит-кварцевых сланцах 0,978—1,37 г/т, в кварц-альбитовых метасоматитах 1,007—1,648 г/т (табл. 1).

Токурское месторождение расположено в зоне развития миогеосинклинальных отложений среднепалеозойского возраста в западной периферии Ингагинского верхнепалеозойского массива гранитоидов. Месторождение открыто в 1940 г. и эксплуатируется с 1941 г. подземным способом. Всего в 1941—2003 гг. добыто около 50 т золота. На площади месторождения развиты среднепалеозойские песчано-сланцевые толщии (аргиллиты, алевролиты, песчаники, альбит-кварцевые сланцы), прорванные дайками порфиринов и микродиоритов, с которыми связано золотое оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного золото-сульфидного типа. На месторождении известно более 2000 кварц-сульфидных жил и прожилков, из них наиболее изучены 55 жил. Мощность жил 0,9—4,5 м,

1. Содержание платиноидов в золоторудных месторождениях черносланцевой формации Верхнего Приамурья (в г/т)

Проба	Характеристика породы	Pt	Pd	Os	Ir	Rh	Ru	Сумма
<i>Харгинское месторождение</i>								
99700/5	Альбит-кварцевые сланцы с вкрапленностью арсенопирита и пирита	0,6	0,28	0,10	0,09	0,2	0,1	1,37
99701/5		0,36	0,42	0,08	0,01	0,008	0,1	0,978
99702/5	Кварц-альбитовый метасоматит с вкрапленностью арсенопирита	0,8	0,1	0,06	0,008	0,03	0,09	1,007
99703/5		0,8	0,11	0,1	0,08	0,004	0,09	1,184
99704/5		0,5	0,36	0,1	0,096	0,02	0,06	1,136
99705/5		1,1	0,4	0,11	0,008	0,02	0,01	1,648
<i>Токурское месторождение</i>								
99711/5	Золотоносный кварц из жильной зоны с вкрапленностью пирита	0,44	0,18	0,11	0,1	0,1	0,03	0,96
99712/5		0,62	0,26	0,09	0,09	0,08	0,1	1,24
99713/5		0,55	0,66	0,1	0,18	0,08	0,09	1,66
<i>Афанасьевское месторождение</i>								
99734/5	Альбитизированный сланец с вкрапленностью пирита и пирротина	1,64	0,42	0,08	0,06	0,022	0,106	2,328
<i>Сагурское месторождение</i>								
99735/5	Кварцевая жила с вкрапленностью арсенопирита	2,62	0,42	0,11	0,004	0,06	0,02	3,234
99736/5	Альбитизированный метасоматит с пиритом	1,11	0,44	0,11	0,01	0,09	0,07	1,83

Примечание. Платиноиды определены атомно-абсорбционным методом (АмурКНИИ, аналитик С.М.Радомский)

протяженность 45—170 м. Рудными минералами являются самородное золото, пирит, галенит, арсенопирит. Среднее содержание в кварц-сульфидных жилах Au 25,1 г/т [8; 11].

Атомно-абсорбционным анализом в лаборатории химического анализа АмурКНИИ установлены содержания платиноидов в альбит-кварцевых сланцах с вкрапленностью пирита и арсенопирита 0,96—1,66 г/т (см. табл. 1).

Афанасьевское месторождение сложено аргиллитами, алевролитами, песчаниками, слюдяно-альбит-кварцевыми сланцами афанасьевской свиты нижнего палеозоя. Оруденение представляет собой серию параллельных минерализованных зон широтного простирания, круто наклоненных на юг, вдоль которых внедрились меловые дайки андезитов и андезито-базальтов. Золотое оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного золотосульфидного типа. Протяженность оруденелых зон до 500 м, мощность 1—2 м. Максимальные содержания золота (до 114 г/т) отмечаются в кварц-сульфидных жилах и прожилках. Рудными минералами являются арсенопирит, пирит, реже магнетит и гематит [8; 11].

Атомно-абсорбционным анализом в лаборатории химического анализа АмурКНИИ установлены содержания платиноидов в альбитизированных сланцах с вкрапленностью сульфидов от 1,38 до 2,328 г/т (см. табл. 1).

Сагурское месторождение сложено кварц-слюдяными графитистыми сланцами, содержащими пласты рассланцованных аргиллитов и метапесчаников, иногда известковистых, слюдяно-кварцево-карбонатными линзами мраморизованных известняков.

Метаморфические сланцы прорваны малыми интрузиями гнейсовидных гранодиоритов и редкими дайками диоритовых порфириров, фельзитов, фельзит-порфириров. Рудные тела представлены многочисленными кварц-сульфидными жилами и прожилками, мощностью 0,4—7 м и протяженностью до 200 м. Рудные минералы представлены арсенопиритом, реже пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и шеелитом. Среднее содержание в рудах Au 7,5—46,8 г/т [8; 11].

Атомно-абсорбционным анализом в лаборатории АмурКНИИ установлены содержания платиноидов в кварцевых жилах с вкрапленностью арсенопирита — 2,31—3,234 г/т, в альбитизированных метасоматитах с пиритом — 1,61—1,83 г/т (см. табл. 1).

Платиноносность месторождений золота других типов. На золоторудных месторождениях, не относящихся к черносланцевой формации, платиноиды впервые установлены в золото-кварцевых жилах месторождения *Колчеданский Утес*. В пределах месторождения обнажаются архейские гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные раннемеловыми дайками гранодиорит-порфириров, диоритовых порфириров, что придает обнажению вид слоеного пирога. Вмещающие породы содержат рудные кварц-карбонатные с сульфидами жилы. Для жил характерна уникальная минеральная ассоциация. Кроме галенита и сфалерита, в них встречаются такие минералы как пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит и

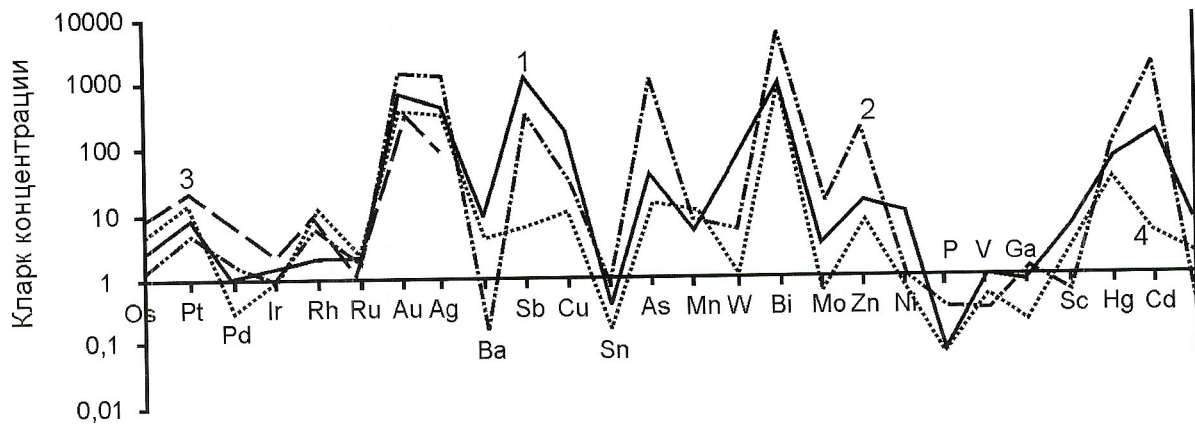


Рис. 2. Геохимический спектр золотого оруденения с примесью элементов платиновой группы:

месторождения: 1 — Бамское, 2 — Березитовое, 3 — Покровское; 4 — проявление Светлое

др. В 1912 г. инженер Верхнеамурской золотопромышленной компании К.В.Гроховский в жиле кварц-пирит-халькопирит-пирротинового состава установил содержание элементов платиновой группы 72,59 г/т, из них Pt 69,8 г/т, Ir 1,17 г/т, Pd 0,62 г/т, Os 0,26 г/т, Rh 0,74 г/т. Позже заверочными работами в 1926 г. экспедицией Верхнеселемджинского комбината треста «Дальзолото» под руководством В.В.Купер-Конина в гнезде сульфидных руд размером 0,5×0,5 м определено содержание элементов платиновой группы в 1384 г/т, из них Pt 38,2 г/т. В 1936 г. П.С.Бернштейн здесь отобрал обобщенную пробу из сульфидно-кварцевых руд 12 жил, в которой содержание Pt 1 г/т. В 1949 г. содержание платины 0,2—1,5 г/т получено работами партии ДВГУ под руководством С.Ф.Усенко.

По программе «Платина России» АмурКНИИ ДВО РАН изучена платиноносность ряда золоторудных месторождений и рудопроявлений Верхнего Приамурья. Содержание элементов платиновой группы определялось атомно-абсорбционным и нейтронно-активационным методами в лабораториях АмурКНИИ ДВО РАН (аналитики С.М.Радомский, А.А.Лукичев).

Характер распределения элементов платиновой группы и их корреляция с другими рудными элементами изучались в 28 групповых пробах с Бамского месторождения (западный фланг, скважины 442, 446, 460), предоставленных Л.П.Курниковым (геологоразведочная компания «Апсакан»), 10 пробах Березитового и 12 пробах Покровского месторождений, а также в 12 бороздовых пробах рудопроявления Светлое.

Выполнены следующие виды анализов: 1) атомно-абсорбционный анализ элементов платиновой группы (Os, Pt, Pd, Ir, Rh, Ru); 2) нейтронно-активационный анализ на благородные металлы; 3) приближенно-количественный спектральный анализ на 52 элемента. В процессе исследований получены следующие результаты.

Бамское месторождение расположено в северной части Становой складчато-глыбовой системы. Оно приурочено к юго-западному эндоконтакту Чубачинского массива протерозойских гранитоидов в периферии Аинглинской зоны меловых субвулканических образований кислого и умеренного составов. Выявлено 35 зон березитового и листовит-березитового типа. В них содержатся 16 промышленных рудных тел (линзы, гнезда, кварцевые жилы, кварц-карбонатные прожилки). Длина рудных тел

140—960 м, среднее содержание Au 8,1 г/т, Ag 24,8 г/т на среднюю мощность 3,1 м. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реже шеелитом, самородным золотом, галенитом, акантитом, киноварью и др.

Из элементов платиновой группы в значимых количествах установлены Pt (20 проб) 0,2—0,5 г/т, Os (7 проб) 0,02—0,024 г/т, Pd (15 проб) 0,01—0,025 г/т, Ir (10 проб) — 0,01—0,02 г/т. Содержания Rh, Ru определены на уровне чувствительности анализа; в проанализированных пробах содержания Au и Ag колеблются в пределах 0,07—21,6 г/т и 2—72,5 г/т соответственно.

В скважине 460 содержатся максимальные количества платины. Вместе с платиной наблюдаются аномальные содержания и других элементов. Наиболее высоким уровнем концентрации (по отношению к кларку для кислых пород) характеризуются Sb и Bi (>1000), у Ag, Cd, Pb, Cu, Au, Hg, As коэффициент концентрации (КК) колеблется в пределах 100—1000; у Pt, а также у Zn, W, Ba — 10—100; оставшиеся элементы платиновой группы, а также Ni, Mn, Sr, Mo, Cr, Sc, Co, Ti — 1—10 (рис. 2, табл. 2).

Корреляционные связи элементов достаточно разнообразны. Учитывая небольшое число проб, к значимой отнесена корреляционная связь, характеризующаяся коэффициентом 0,5 и более. Намечается положительная связь Pt (помимо Os и Ba) с группой халькофильных элементов, тесно коррелирующих с Ag. Это Sb, Bi, Cd, Pb, Cu, Au, Hg, Zn, Mo, As. Отрицательная связь намечается с сидерофильными элементами Ni, Co, P, Cr, V, Sc, Ti, а также с оксидами Fe и Na. Золото тесно связано с W и менее явно с Mo.

Березитовое месторождение расположено в пределах центральной части Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системы. Вмещающими породами для рудных зон месторождения являются гидротермально измененные граниты (березиты) и гранодиориты среднего палеозоя, а также позднеюрские лейкократовые граниты. Зоны этих пород приурочены к разломам субширотного простирания. Мощность зон березитизации достигает 175 м, протяженность до 1000 м. В пределах рудного поля месторождения выявлена целая группа таких зон, из которых наиболее изучены зоны 1, 2, 3 и 4. Основное рудное тело месторождения связано с зоной березитизации 1, длиной 950 м, мощностью 10—110 м и падением 75°. Оно сложено кварцевыми агрегатами с пиритовой, галенитовой и золотой

2. Коэффициенты концентрации платиноидов и других элементов в рудах месторождений золота Верхнего Приамурья

Элемент	Месторождение			
	Бамское	Светлое	Березитовое	Покровское
Os	3	4	1	8
Ir	1	1	1	2
Pt	9,1	14	5,4	22
Ru	2,32	2	2	2
Rh	2	11	6,9	8,7
Pd	1	0,3	1,8	6,5
Au	680	340	1365	335
Ag	414	341	1340	82,5
Ba	9,47	4,69	0,17	—
Sb	1137	5,77	368	—
Cu	173	12	39	—
Sn	0,4	0,2	0,7	—
As	41	16,7	1126	—
Mn	5,4	11	9,7	—
W	88,4	1	6,5	—
Bi	1150	1138	5525	—
Mo	3,5	0,6	16	—
Zn	16	7,4	199	—
Ni	11	0,9	1	—
P	0,1	0,1	0,3	—
V	1	0	0	—
Ga	0,9	0,2	1	—
Se	5,8	3	0,6	—
Hg	72	31	106	—
Cd	181	5	1980	—
Sr	6	2	0	—

минерализацией. Максимальные содержания полезных компонентов в рудах достигают: Au 365 г/т, Ag 231,5 г/т, Zn 10,0%, Pb 8,7% [8; 11].

Из элементов платиновой группы во всех проанализированных пробах наблюдается повышенное содержание Pd (0,001—0,003 г/т), в 1 пробе Pt 0,27 г/т, в 3 пробах содержится Rh 0,18—0,25 г/т, Os, Ir, Ru — на уровне чувствительности анализа. По данным спектрального анализа содержание Au и Ag в проанализированных пробах изменяется в пределах 2—20 и 20—150 г/т соответственно. В пробах установлена повышенная концентрация халькофильных элементов: Bi, Pd, As, Sb, Zn, Hg, Cu (см. рис. 2).

Покровское месторождение расположено на периферии Гонжинского выступа Бурейнского срединного массива, в краевой части наложенного на него Ушумунского мезозойского прогиба. Месторождение локализовано в узле непосредственного сочленения Тыгда-Улунгинского вулканического сооружения размером 35×60 км, крупного Сергеевского гранитоидного массива и блока терригенных пород Ушумунского мезозойского прогиба. На месторождении выявлено 5 рудных тел (Главное, Новое, Зейское, Молодежное и Озерное), представляющих собой субгоризонтальные, изометричные (мульдообразные) прожилково-жильные зоны, приуроченные к зонам трещиноватости и брекчирования, фиксирующие субгоризонтальные контракционные трещины купольной части Сергеевской интрузии. Мощность рудных тел 0,5—70,1 м, в среднем 16,2 м. Рудные тела представляют собой совокупность круто- и пологопадающих кварцевых и кварц-карбонатных жил, прожилков штокверкового типа, а также брекчий кварцевого состава. Средние содержания в рудных телах Au 4,4 г/т, Ag 8,1 г/т. Основные рудные минералы — пирит, арсенопирит, реже халькопирит, сфалерит, магнетит, гематит, золото, аргентит, марказит, галенит, пирротин, электрум, полибазит, пираргирит, молибденит, блеклая руда, антимонит, киноварь [8; 11].

Во всех проанализированных пробах установлены (в г/т) Pt (0,25—1), Os (0,031—0,051) и Pd (0,044—0,079). В единичных пробах отмечены Ir, Rh, Ru. Содержание Au и Ag в проанализированных пробах колеблется в пределах 0,43—5,07 и 2,5—11 г/т соответственно. Золото и серебро с ЭГП не коррелируют (см. рис. 2).

Рудопроявление Светлое расположено в пределах Алячинского блока Сергачинской вулканической зоны, в поле развития гранитов ранней юры. Граниты прорваны раннемеловыми дайками спессартитов. Здесь развиты окварцованные, пиритизированные и березитизированные породы, образующие три зоны (Северная, Центральная, Южная) северо-восточного простирания длиной 700—1250 м и мощностью от 40 до 150 м. Граниты интенсивно окварцованы, пиритизированы, хлоритизированы, содержат прожилки карбоната, зерна галенита. Дайки спессартитов окварцованы и с ульфидизированы. Среднее содержание Au 13,5 г/т, элементы-спутники: Pb до 0,05%, Zn 0,5%, Cu 0,2%, As 0,002%, Bi 0,03%. Рудные минералы: золото, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, пирит [11].

Из элементов платиновой группы в значимых количествах наблюдаются Pt (12 проб) — 0,2—0,92 г/т, Os (12 проб) — 0,012—0,037 г/т. В двух пробах установлены повышенные содержания Rh — 0,2—0,5 г/т. Содержания Pd, Ir, Ru на уровне чувствительности анализа; Au и Ag в проанализированных пробах 0,11—9,6 и 3—63,7 г/т соответственно (табл. 3).

Максимальные значения платины установлены в пробах 10, 11, 12; вместе с ней определены аномальные содержания других элементов. Наиболее высоким уровнем концентрирования (по отношению к кларку для кислых пород) характеризуются Ag, Au и Pb (КК 100—1000); у Pt и Rh, а также Bi, Hg, Zn, Mn и As КК изменяется от 10 до 100; Os и Ru, а также Ni, Sr, Cr, Sc, Co, Cu, Ba имеют коэффициент концентрации 1—10 (см. рис. 2, табл. 2). Платина положительно связана с родием и группой сидерофильных элементов — Cr, Ni, Co; в меньшей степени Sr, а также с оксидами Mg и Na, имеет отрицательную связь с Ba, Ti, Y, Be. Осмий коррелирует

3. Содержания благородных и рудных элементов в березитах рудопроявления Светлое, г/т

Проба	Au	Ag	Os	Pt	Rh	Cu	Pb	Zn	As	Ni	Co	Cr	V
1	1,94	3	0,023	0,2	0,025	20	10	700	30	1,5	0,5	1,5	20
2	0,38	3,5	0,008	0,05	0,05	20	3	200	15	1,5	0,5	1,5	30
3	1,53	27,5	0,012	0,05	0,1	2000	5000	300	70	1,5	3	1,5	20
4	0,24	11,5	0,02	0,2	0,15	500	5000	50	15	1,5	0,5	3	7
5	0,11	2,5	0,027	0,2	0,05	40	3000	100	15	1,5	0,5	3	7
6	0,21	3	0,015	0,2	0,15	30	700	15	15	1,5	3	1,5	10
7	0,13	5	0,024	0,46	0,05	50	1500	30	30	1,5	0,5	1,5	15
8	9,6	60	0,024	0,31	0,15	100	5000	30	50	1,5	0,5	1,5	20
9	0,62	8	0,037	0,31	0,025	40	5000	700	15	1,5	5	1,5	30
10	1,47	63,5	0,034	0,62	0,5	40	15000	3000	15	3	0,5	1,5	20
11	0,39	13,5	0,024	0,92	0,2	20	17	70	15	30	10	200	25
12	1,74	3,5	0,012	0,78	0,15	20	15	150	15	40	20	200	20

Примечание. Содержания Au, Ag и платиноидов определены атомно-абсорбционным методом, других элементов — приближенно-спектральным методом (АмурКНИИ)

лирует с Pb, Zn, Sr. Золото тесно связано с Pb, Rh, Bi, Zn, а Ag помимо Au связано еще и с Pb, Rh, Bi и Zn.

Проведенные исследования на изученных золоторудных объектах Верхнего Приамурья указывают на существенную платинометаллическую минерализацию. Содержание платиноидов в пробах в целом невысокое, превышает кларк не более чем в 22 раза. Элементов платиновой группы редко содержится в сумме (в г/т) больше 1—3, наиболее часто в повышенном количестве отмечаются Pt до 1, Os до 0,051, Pd до 0,079, реже встречается Rh до 0,5. Содержание Ir и Ru не превышает порога чувствительности анализа. Корреляционный анализ выборки всех проанализированных проб показал, что золото не связано ни с одним из элементов платиновой группы, что, вероятно, свидетельствует о формировании золотой и платиновой минерализации в разные стадии минералообразования. Установлена значимая корреляционная связь палладия с халькофильными элементами (Zn, Mo, Bi, As, Hg, Cu, Sn, Sb).

В заключение следует отметить, что выделенные в Верхнем Приамурье потенциальные платиноносные металлогенные зоны, а в их пределах потенциальные рудно-россыпные узлы конформны золотоносным. Вместе с этим постоянные находки платиноидов в золотоносных россыпях и элементов платиновой группы в самородном золоте россыпных и рудных объектов указывают на то, что коренными источниками платиноидов в золотоносных россыпях служат как базит-гипербазитовые массивы с хромитовой, титаномагнетитовой и медно-никелевой сульфидной минерализацией, так и золоторудные месторождения. Различия в составе элементов платиновой группы разных зон и узлов, зависят от формационной принадлежности и состава руд месторождений. Отсюда возникает вопрос о проведении ревизионных работ на золоторудных, золотосеребряных, медно-молибденовых, железорудных, титаномагнетитовых и колчеданно-полиметаллических месторождениях Верхнего Приамурья на платиноиды, появляется возможность выяв-

ления комплексных с платиноидами месторождений. Наличие ресурсов платиноидов при комплексном освоении может значительно повысить рентабельность эксплуатации этих месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Маломир — первое крупное золоторудное месторождение суходождского типа в Приамурье (геология рудного поля и месторождения, перспективы, проблемы освоения). — Благовещенск: Зея, 2000.
2. Ван-Ван-Е А.П., Мамаев Ю.А. Горная промышленность Дальнего Востока на рубеже веков / Геологические исследования в Амурской области. — Благовещенск: КИП Амурской области, 2000. С. 21—25.
3. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. — Магадан, 2002.
4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Якуевич Б.А. и др. Платинометаллические месторождения России. — СПб.: Наука, 2000.
5. Коробейников А.Ф., Гамянин Г.Н., Олейников Б.В. Платиносность Нежданинского золоторудного месторождения (Якутия) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке: минералогия, генезис, технология, аналитика. Т. III. Кн. 2. — М.: Геоинформмарк, 1999. С. 274—277.
6. Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колпакова Н.А. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 4. С. 432—444.
7. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий с объяснительной запиской. Масштаб 1:2 500 000. — СПб., Благовещенск, Харбин, 1999.
8. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
9. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 1, 2. — М.: Геоинформмарк, 1999.
10. Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути. Часть 2: Золото и ртуть Приамурской провинции. — Владивосток: Дальнаука, 2000.
11. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. — Владивосток: Дальнаука, 2002.

Изотопно-гидрогеохимические исследования перспектив алмазоносности района Карлинских дислокаций на территории Чувашии

А.И.ТИХОНОВ (ООО «НИИГ и ГЭП»), В.П.ТИХОНОВ (АСК «Байконур-Чебоксарь»), А.В.ВАСИЛЬЕВ, А.К.НИКОЛАЕВ (ООО «НИИГ и ГЭП»)

В процессе поисковых работ, проведенных в 80-е годы московскими геологами (В.П.Дмитриев, Ю.Н.Ермаков и др., 1986) на территории центральных районов Восточно-Европейской платформы, и в т.ч. на территории Чувашской Республики, при шлиховом опробовании современных речных отложений р.Карла, протекающей на границе Чувашии и Татарии, были найдены несколько кристаллов алмазов и их минералы-спутники (хромшпинелиды, пироп, шпинель и др.). В результате был составлен проект работ на продолжение дальнейших геологических изысканий в этом районе с целью поисков коренного месторождения алмазов — кимберлитовой трубки, но отсутствие финансовых средств не позволило осуществить эти планы.

Район нахождения алмазов на территории Чувашии еще с 1887 г. привлекал внимание геологов Москвы, Казани, Нижнего Новгорода и Чувашии своими экзотическими обнажениями древних перемятых и раздробленных пород среди более молодых образований, которые известны как *Карлинские дислокации* бассейна р.Карла. По мере геологической изученности района исследователи выдвигали различные гипотезы образования этих «дислокаций» — от возможного падения космического тела до взрывного внедрения из глубин Земли кимберлитовой магмы.

Карлинская структура расположена в пределах восточного склона Токмовского свода — крупной положительной структуры Волго-Камской антеклизы, вблизи его границы с Казанско-Кировским прогибом. В осадочном чехле Токмовского свода развит ряд дислокаций. Широко известная зона Карлинских дислокаций расположена в бассейне рек Карла, Свяга и Улема. Исследованиями В.В.Бронгулеева [1], А.К.Крыловой [4], а также А.П.Капустина (1952), Г.И.Блома (1952) и других установлено, что развитие здесь на поверхности верхнепермские и мезозойские отложения интенсивно раздроблены и образуют серию мелких складок. Бурением в центральной части зоны вскрыты известняки среднего карбона, которые залегают гипсометрически выше, чем породы казанского яруса. Под известняками казанского яруса лежат глины татарского, а под ними — породы батского.

В данной работе приведены результаты комплексных изотопно-гидрогеохимических исследований в районе Карлинских дислокаций с целью определения возможности обнаружения в указанном районе коренных месторождений алмазов — кимберлитовых трубок взрыва. Подобные работы проводились впервые на Восточно-Европейской платформе с использованием сравнительно нового метода поисков кимберлитовых трубок, разработанного в начале 80-х годов прошлого века сотрудниками ВСЕГИНГЕО [3] и испытанного на примере известных кимберлитовых трубок на территории Якутии. Метод основан на изучении изотопного состава урана, а также концентрации элементов протоматических минералов в подземных водах и выявления и очертывания участков с аномальными значениями указанных параметров.

Согласно этому изобретению, в подземных водах в районах кимберлитовых трубок величина отношения альфа-активностей четных изотопов урана превышает 940% относительно равновесного урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1$. Для решения поставленных задач в районе Карлинских дислокаций проведена комплексная изотопно-гидрогеохимическая съемка подземных вод верхнего водоносного комплекса, приуроченного к татарским отложениям. В процессе съемки опробовано 39 водопунктов, в т.ч. скважины, колодцы, родники, реки и озера. Местоположения опробованных водопунктов указаны на рис. 1, где также в виде изолиний показаны закономерности и пределы изменения величины отношения альфа-активности $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$ в подземных водах татарских отложений, которая изменяется от $1,27\pm 0,02$ до $20,1\pm 1,2$ при концентрациях U от $8\cdot 10^{-8}$ до $8,72\cdot 10^{-6}$ г/л. При значительных изменениях концентрации U в поверхностных водах $(0,12—16,2)\cdot 10^{-6}$ г/л величина γ изменяется в относительно небольших пределах — от $1,14\pm 0,01$ до $2,35\pm 0,18$.

У читателя могут возникнуть предположения о возможной зависимости изотопного состава урана от возраста и литологии окружающих пород. Поэтому в табл. 1 приведены сравнительные данные о пределах изменения величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрации урана для подземных вод, распространенных в разновозрастных отложениях района Карлинских дислокаций. Анализ приведенных данных показывает, что в подземных водах, циркулирующих в различных породах татарского яруса, пределы изменения величины изотопного отношения урана практически перекрываются (от 4,59 до 18,1 отн. ед.). Другими словами, в подземных водах, циркулирующих в одинаковых породах разного возраста, можно встретить такие же изотопные сдвиги урана, как и в подземных водах, циркулирующих в различных разновозрастных породах. Это говорит о том, что величина отношения альфа-активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ не зависит от состава и возраста горных пород, через которые фильтруются подземные воды. Следовательно, наблюдаемые на изученном участке изменения изотопного состава урана в подземных водах обусловлены только процессами смешения вод различных источников, отличающихся разным соотношением активностей изотопов урана, содержащегося в водах данных источников.

Таковыми источниками в пределах изученной территории могут быть собственно пластовые, поверхностные воды, а также глубинные воды, учитывая выделенные по геофизическим данным глубинные разломы. Каждый из названных источников питания отличается характерной для них природной изотопной меткой — определенной величиной отношения альфа-активностей изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$, что позволяет установить пространственную картину процессов их взаимодействия и определить количественные соотношения смешивающихся вод.

Собственно пластовые воды татарских отложений в изученном районе в неизменном виде встречены только в

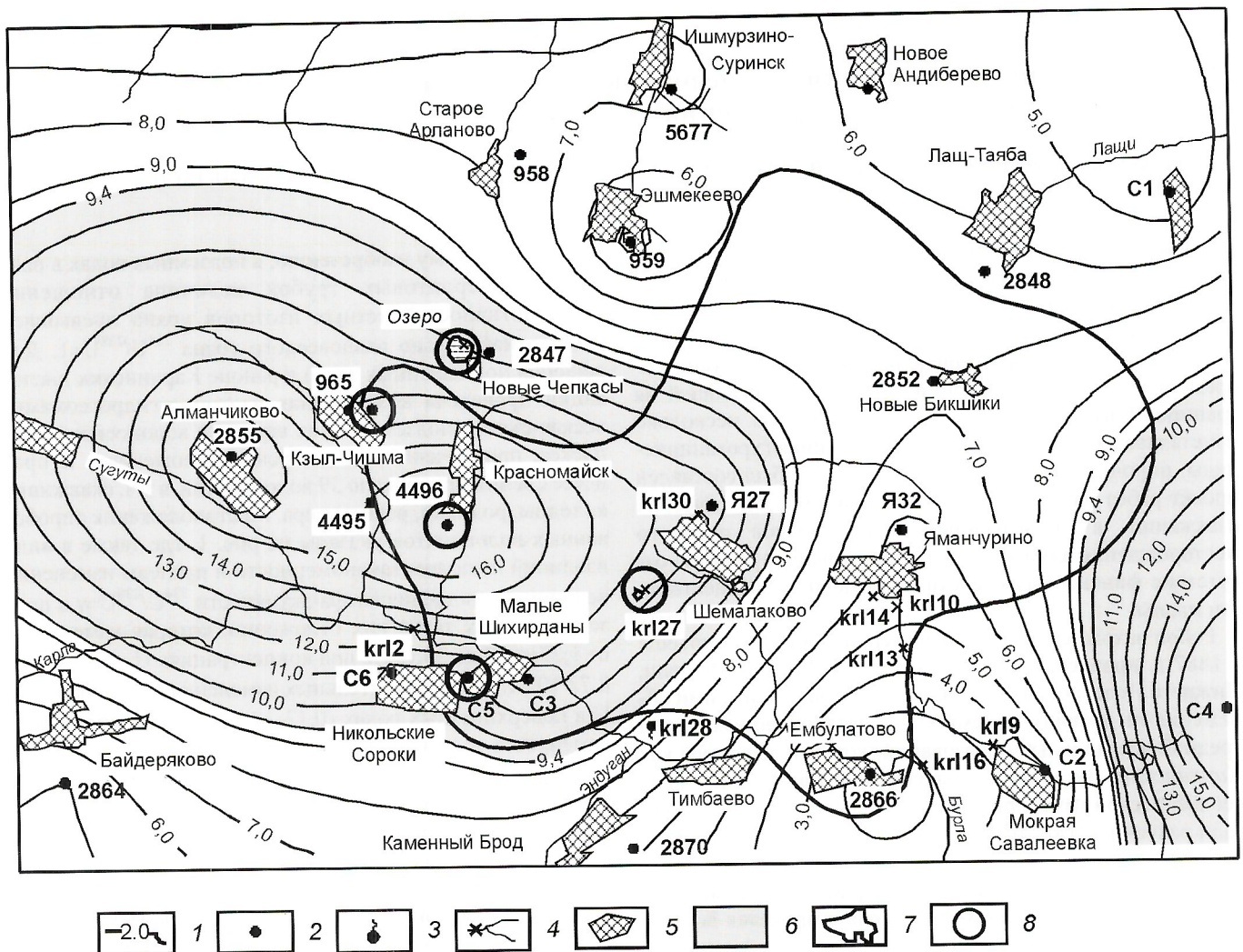


Рис. 1. Закономерности изменения изотопного состава урана в подземных водах татарских отложений в районе Карлинских дислокаций:

1 — изолиния величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$; 2 — скважина и ее номер; 3 — родник и номер пробы; 4 — река, место отбора и номер пробы; 5 — населенный пункт; 6 — область распространения подземных вод с $\gamma > 9,4$; 7 — контур распространения подземных вод с повышенным содержанием цинка; 8 — местоположение предполагаемой кимберлитовой трубки

скв. 2866 и характеризуются минимальной величиной отношения изотопов урана ($\gamma=1,27\pm 0,02$) и повышенной концентрацией урана ($8,72 \cdot 10^{-6}$ г/л). Основной источник питания подземных вод татарских отложений, по данным гидрогеологических изысканий — поверхностные воды, среднее значение γ которых $1,34 \pm 0,07$ при концентрации U $1,30 \cdot 10^{-6}$ г/л. Еще П.И.Чалов и др. [9] установили, что воды глубинных разломов характеризуются повышенным изотопным сдвигом урана. Как показали наши исследования последних лет в различных районах Восточно-Европейской платформы [7, 8], в зонах древних тектонических нарушений происходит «точечное» внедрение глубинных вод в пределы верхних водоносных горизонтов, что отражается на картах изотопии урана локальными аномалиями величины отношения альфа-активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Такие аномалии приурочены преимущественно к участкам пересечения разнонаправленных тектонических нарушений. В данных зонах поступления глубинных вод величина γ достигает 18—20 относительно равновесного урана. Если допустить, что изучаемые нами пластовые воды, скорее все-

го, смесь собственно пластовых вод верхних водоносных горизонтов с глубинными, то изотопный сдвиг урана в глубинных водах должен быть гораздо большим.

Картину взаимодействия вод различных источников иллюстрирует приведенная картограмма изменения величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$ в подземных водах татарских отложений (см. рис. 1). Как видно из рисунка, имеются два участка, в пределах которых изотопное отношение превышает 9,4, характерное для вод кимберлитовых трубок. Западная аномальная зона охватывает районы деревень Новые Чепкасы, Шемалаково, Кзыл-Чишма в Чувашской Республике и Никольские Сороки и Малые Шихирданы в Республике Татарстан. В восточной части изученной территории юго-восточнее д.Новые Бикшики также наблюдается повышенное отношение изотопов урана в подземных водах. Однако эта зона представлена только одной скважиной в районе д.Кайрво на территории Татарстана, и ее восточные границы не изучены. Следовательно, данные зоны по изотопному сдвигу урана можно рассматривать как перспективные на обнаружение кимберлитовых трубок.

1. Пределы изменения уран-изотопных показателей подземных вод в районе Карлинских дислокаций, циркулирующих в различных разновозрастных породах

Водовмещающие породы	Геологический индекс	Число проб	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$	Концентрация урана, 10^{-6} г/л
Песок, супесь	Jk-km	1	1,31	3,26
Известняки	P ₂ t ₂	3	7,39—16,0	0,19—0,35
Мергели	P ₂ t ₂	1	13,1	0,23
Известняки, мергели	P ₂ t ₂	10	3,75—18,1	7
Известняки, мергели, песчаники	P ₂ t ₂	2	6,51—7,42	0,87—0,88
Известняки	P ₂ t ₁	2	6,11—17,4	0,11—0,71
Известняки, мергели	P ₂ t ₁	1	7,70	0,24
Доломиты, известняки	P ₂ t ₁	1	1,27	8,72
Известняки, мергели	P ₂ t	2	4,59—10,7	0,24—0,38

Выше говорилось, что повышенные отношения альфа-активности изотопов урана в подземных водах изученного района свидетельствуют о поступлении глубинных вод в зонах разломов и по кимберлитовым трубкам. Непосредственно около каналов поступления глубинных вод наблюдаются максимальные значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, а по мере удаления от этого канала они постепенно уменьшаются в результате смешения с собственно-пластовыми водами, характеризующимися значительно меньшими значениями γ .

Учитывая возможность определения с помощью уран-изотопного метода процентных соотношений смешивающихся вод из уравнения изотопного баланса [10], авторы попытались рассчитать доли собственно-пластовых и глубинных вод в водах опробованных скважин. Результаты расчетов с использованием указанного уравнения показали, что доля глубинных вод в подземных водах татарских отложений в районе Карлинских дислокаций может достигать 60—90%. Это объясняет высокую минерализацию и содержание различных микроэлементов (в т.ч. редких) в водах эксплуатационных скважин. Разгрузкой глубинных вод объясняется также увеличение величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах озер, расположенных южнее д.Шемалаково ($\gamma=2,35\pm 0,18$) и севернее д.Новые Чепкасы ($\gamma=1,78\pm 0,09$). Расчеты показали, что доля глубинных вод в водах этих озер составляет соответственно 48 и 28%.

Таким образом, уран-изотопные показатели подземных вод свидетельствуют о возможности присутствия на территории изученного района перспективных участков для поисков кимберлитовых трубок по изотопному критерию. Однако для однозначного ответа на этот вопрос, согласно критериям изобретения [3] необходимо, чтобы в пределах зон с повышенным изотопным сдвигом урана наблюда-

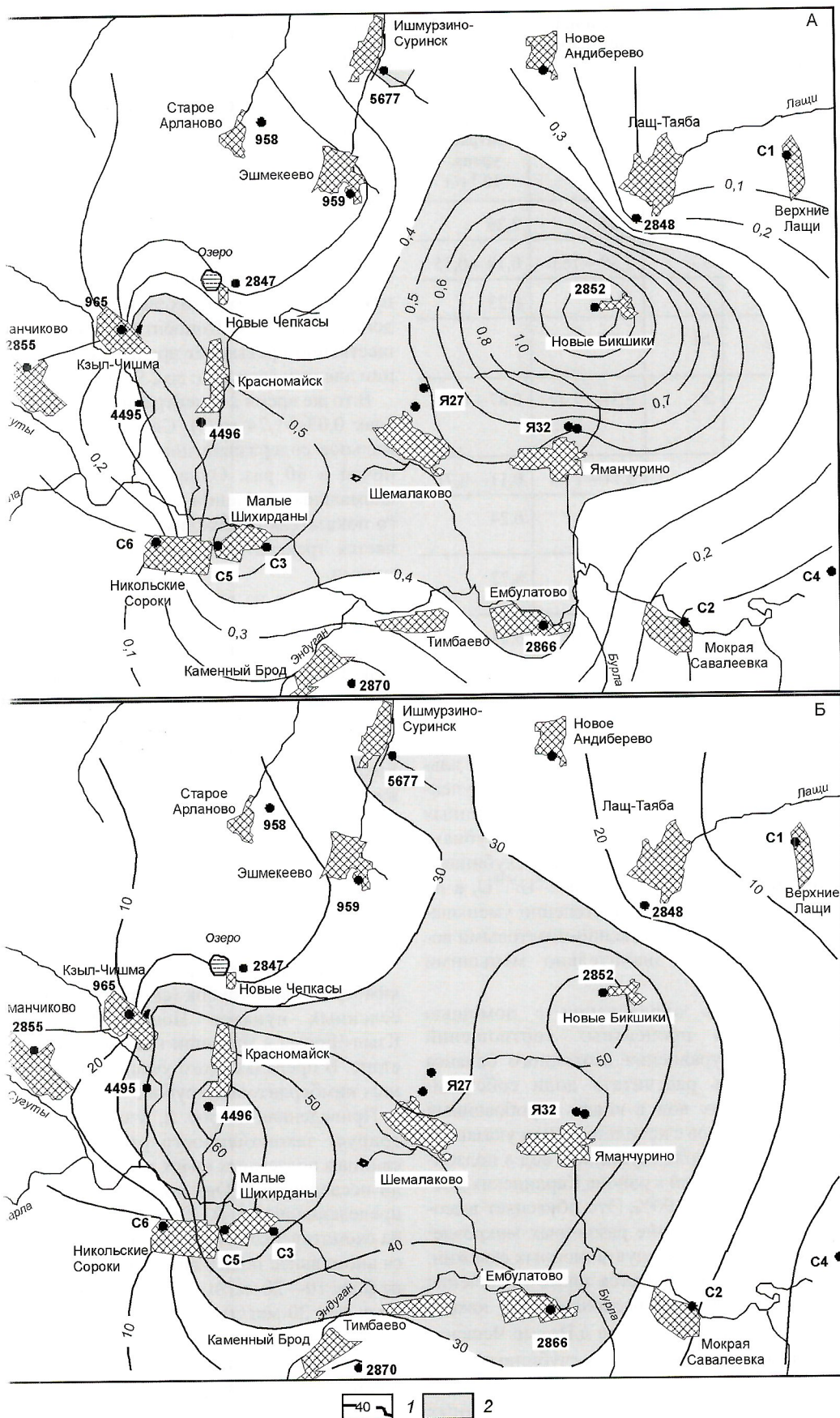
лись также аномальные концентрации цинка и других элементов протоматмических минералов в подземных водах. Поэтому в комплексе с уран-изотопной съемкой нами проводилось определение микроэлементного состава подземных вод с использованием высокоточных методов. Анализы проб проводились в лаборатории ядерно-физических и масс-спектрометрических методов ИПТМ РАН масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой. В данной статье авторы приводят только карты для наиболее представительных элементов согласно критериям изобретения — Zn и Pb. Однако необходимо отметить заметное присутствие в них таких элементов глубинного происхождения, как Li и Br. Концентрация указанных элементов существенно превышает предельно допустимые концентрации для питьевых вод: до 2,95 и 5,66 ПДК соответственно.

В то же время концентрация Zn незначительная (в пределах 0,03—1,74 мг/л). Следует подчеркнуть, что максимальное содержание цинка от минимального отличается почти в 60 раз. Однако известно, что для выделения аномальных значений геофизического или геохимического показателя необходимым и достаточным условием является трехкратное превышение над фоновыми показателями.

Как видно из рис. 2, А, распределение концентрации цинка в подземных водах татарских отложений носит закономерный характер, образуя аномальную зону со сложной конфигурацией границ. В центральной части изученной территории изолиния со значением Zn 0,4 мг/л оконтуривает зону с повышенной концентрацией цинка. Максимальная концентрация цинка отмечается в районе д.Новые Бикшики, где достигает 1,74 мг/л при фоновом содержании Zn около 0,1—0,2 мг/л. Отмечаются также локальные максимумы концентрации Zn (в мг/л) в районе деревень Кзыл-Чишма 0,69, Красномайск 0,54, Малые Шихирданы 0,52 и Ембулатово 0,49 в пределах общего аномального участка. Таким образом, по концентрации цинка можно установить присутствие критерия изобретения [3] для обнаружения кимберлитовой трубки в районе работ.

Таким образом, перспективный участок для поисков кимберлитовых трубок (см. рис. 1), охватывает район населенных пунктов Новые Чепкасы, Красномайск, Кзыл-Чишма в Чувашии и д.Никольские Сороки в Татарстане. В пределах этого участка выделено 5 предполагаемых кимберлитовых трубок.

Приведенная на рис. 2, Б схематическая карта иллюстрирует закономерности распределения концентрации свинца в подземных водах татарских отложений по площади исследований. Она практически повторяет схему распределения цинка. В центральной части территории, как и на схематической карте распределения цинка, наблюдается аномальное повышение концентрации Pb до 68,7 мкг/л на фоне 10—20 мкг/л в окружающих водах (ПДК для питьевых вод 30 мкг/л). В пределах этой аномальной зоны в районах населенных пунктов Новые Бикшики, Красномайск и Никольские Сороки выделяются локальные аномалии с концентрацией Pb 50,5—68,7 мкг/л. Идентичное распределение концентраций Zn и Pb в подземных водах свидетельствует о хорошей корреляционной зависимости этих металлов и едином источнике их поступления в водоносный горизонт. Аналогичным распределением характеризуются также Al, Cu и Zr, что свидетельствует о существовании прямой зависимости между ними и единой природе их поступления в подземные воды татарских отложе-



деление концентрации цинка (А) и свинца (Б) в подземных водах татарских отложений в районе дислокаций:

центрации: 1 — Zn (мг/л) и Pb (мкг/л); 2 — область распространения подземных вод с повышенным содержанием Pb; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

2. Коэффициенты парной корреляции гидрохимических показателей подземных вод татарских отложений района Карлинских дислокаций

	Li	B	Na	Mg	Al	S	K	Ca	Sc	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Br	Rb	Sr	Zr	Ba	Nd	I	Pb	U _m	U _α	γ	
Li	1,00																									
B	0,56	1,00																								
Na	0,47	0,87	1,00																							
Mg	0,13	-0,44	-0,39	1,00																						
Al	-0,34	0,10	-0,01	-0,18	1,00																					
S	0,39	0,68	0,91	-0,17	-0,04	1,00																				
K	0,71	0,61	0,50	0,12	-0,15	0,43	1,00																			
Ca	-0,19	-0,64	-0,47	0,86	-0,15	-0,21	-0,31	1,00																		
Sc	-0,19	-0,39	-0,53	0,10	-0,18	-0,49	-0,52	0,33	1,00																	
Mn	-0,62	-0,78	-0,61	0,11	-0,18	-0,45	-0,67	0,45	0,50	1,00																
Fe	-0,42	-0,63	-0,53	-0,13	-0,18	-0,40	-0,41	0,05	0,31	0,81	1,00															
Co	-0,40	-0,48	-0,41	0,64	0,38	-0,27	-0,34	0,78	0,19	0,27	-0,17	1,00														
Cu	-0,02	0,44	0,33	-0,42	0,29	0,13	0,09	-0,38	0,08	-0,28	-0,26	-0,12	1,00													
Zn	-0,26	0,05	-0,08	-0,13	0,52	-0,16	-0,05	-0,12	0,03	-0,14	-0,11	0,11	0,66	1,00												
Br	0,16	0,22	0,16	0,21	-0,09	-0,04	0,08	0,19	0,00	-0,23	-0,53	0,30	0,27	-0,06	1,00											
Rb	0,59	0,55	0,43	0,17	0,11	0,42	0,84	-0,28	-0,59	-0,69	-0,42	-0,21	-0,05	-0,12	-0,04	1,00										
Sr	0,40	-0,12	-0,03	0,86	-0,24	0,22	0,44	0,61	-0,15	-0,12	-0,15	0,32	-0,46	-0,21	0,01	0,48	1,00									
Zr	-0,06	-0,06	-0,14	0,04	0,57	-0,09	-0,18	0,03	0,10	-0,16	-0,02	0,18	0,35	0,57	-0,20	0,06	0,00	1,00								
Ba	-0,60	-0,72	-0,59	-0,10	-0,19	-0,47	-0,60	0,18	0,43	0,94	0,94	0,00	-0,26	-0,15	-0,40	-0,62	-0,25	-0,14	1,00							
Nd	-0,27	0,11	-0,01	-0,22	0,86	-0,03	-0,25	-0,16	-0,03	-0,09	-0,13	0,36	0,19	0,16	-0,06	0,11	-0,31	0,48	-0,10	1,00						
I	0,21	0,43	0,63	-0,08	-0,24	0,58	0,14	0,04	-0,01	-0,23	-0,50	0,04	0,31	-0,22	0,50	-0,05	-0,04	-0,41	-0,36	-0,17	1,00					
Pb	-0,22	0,04	-0,12	-0,04	0,36	-0,16	-0,04	-0,06	0,03	-0,25	-0,24	0,06	0,30	0,76	-0,08	-0,14	-0,09	0,24	-0,25	-0,04	-0,15	1,00				
U _m	-0,43	-0,54	-0,42	0,56	0,08	-0,32	-0,55	0,82	0,38	0,38	-0,15	0,83	-0,05	0,09	0,45	-0,54	0,14	0,06	0,10	0,05	0,21	0,11	1,00			
U _α	-0,43	-0,57	-0,45	0,60	0,08	-0,33	-0,54	0,84	0,36	0,38	-0,14	0,84	-0,09	0,10	0,40	-0,51	0,18	0,09	0,11	0,04	0,16	0,12	1,00	1,00		
γ	-0,15	0,11	0,26	-0,65	-0,06	0,25	-0,14	-0,43	0,03	0,25	0,39	-0,47	-0,03	-0,05	-0,53	-0,30	-0,43	-0,32	0,38	-0,08	0,11	0,02	-0,42	-0,44	1,00	

ний — с глубинными водами в пределах предполагаемых кимберлитовых трубок.

Для комплексного анализа полученной гидрогеохимической информации обратимся к табл. 2, в которой приведены коэффициенты линейной корреляции между различными химическими элементами, содержащимися в подземных водах татарских отложений в районе Карлинских дислокаций. Коэффициенты корреляции рассчитаны по 19 пробам для 25 показателей с использованием формулы:

$$r = \frac{\sum(a_1 - M_1)(a_2 - M_2)}{(n \cdot \sigma_1 \cdot \sigma_2)},$$

где M_1 и M_2 — средние арифметические значения параметров двух рядов; a_1 и a_2 — члены этих рядов; σ_1 и σ_2 — средние квадратичные отклонения отдельных измерений; n — число наблюдений; Для $n=19$ при $r \geq 0,46$ достоверность составляет 95%, при $r \geq 0,58$ — 99%.

Прежде всего рассмотрим степень корреляционной связи основного элемента при поисках потенциальных кимберлитовых трубок — цинка с другими элементами-спутниками. Как видно из табл. 2, коэффициенты линейной корреляции Zn с Pb, Cu, Al и Zr составляют соответственно 0,76, 0,66, 0,52 и 0,57, что с достоверностью 95% свидетельствует о существовании между ними корреляционной связи. Следовательно, и другие элементы протоматических минералов в подземных водах изученной территории присутствуют, что подтверждает перспективность района Карлинских дислокаций для поисков кимберлитовых трубок — коренных месторождений алмазов. В табл. 2 приведен также коэффициент корреляции концентрации урана в подземных водах по данным альфа-спектрометрического и масс-спектрального методов, который составил 0,995. Высокий коэффициент корреляции между U_α и U_m — дополнительное доказательство высокой точности и достоверности определения концентрации и остальных химических элементов с помощью масс-спектрального метода.

Таким образом, результаты комплексных исследований подземных вод с использованием уран-изотопного и многоэлементного гидрогеохимического методов по методике изобретения [3] показали перспективность изученного района для поисков коренных месторождений алмазов — кимберлитовых трубок. Об этом свидетельствуют также результаты комплексных минералого-геохимических исследований (А.И.Кожевников, 2000). В итоге этих исследований в районе выделенного и оконтуренного нами перспективного участка в щебнисто-песчано-глинистых аллювиальных отложениях было найдено значительное количество крупных абсолютно неокатанных зерен пироксенов, обломков пород пироксенового состава, сростков зерен минералов магматического и метаморфического происхождения, а также минералы гидротермального генезиса (сульфиды), что свидетельствует о близости коренных источников таких минералов при неглубоком залегании и подтверждает результаты изотопно-гидрогеохимических исследований о перспективности юго-восточных территорий Чувашской Республики для продолжения поисков коренных месторождений алмазов.

В результате уран-изотопных исследований в комплексе с эколого-гидрогеологическими работами, выполненными совместно с гидрогеологами ТГРУ АО «Татнефть» на территории юго-западных районов Республики

Татарстан [8], было выявлено несколько изотопно-гидрогеохимических аномалий, обусловленных внедрением в пределы верхних водоносных горизонтов глубинных вод. Данные участки в соответствии с критериями изобретения [3] также были признаны представляющими интерес для поисков кимберлитовых трубок, что не противоречит выводам авторов [6], которые по данным геологических изысканий в современных отложениях практически всех имеющихся на этой территории рек нашли минералы-спутники алмазов, в результате изученная территория названа *потенциальным алмазоносным районом Республики Татарстан*.

В заключение следует особо остановиться на следующих интересных фактах. В пределах выделенного по изотопно-гидрогеохимическим данным перспективного участка северо-западнее д.Новые Чепкасы на относительно высоком холме рядом с тригонометрическим пунктом абсолютной отметкой 184,4 м существует абсолютно круглое и неглубокое озеро диаметром около 500 м. Как известно [2], такие озера наблюдаются над трубками взрыва. Мы убеждены, что это озеро находится непосредственно над кимберлитовой трубкой. Вода в озере сульфатного состава. Это единственное озеро на территории Чувашской Республики с подобным химическим составом. По свидетельству жителей д.Новые Чепкасы (к сожалению, год они не помнят) все водоплавающие домашние птицы (гуси, утки) погибли. Такое явление может быть следствием единовременного выброса с глубинными водами по кимберлитовой трубке токсичных химических элементов в результате неотектонической активизации. Интересен также и такой факт. Около 20 лет назад воду из озера полностью выпустили (для этого прорыли канал протяженностью около 300 м и вода ушла сама по уклону местности — благо озеро находится на возвышенном месте) с целью добычи илов для удобрения полей. После закрытия выпускного канала озеро снова наполнилось водой, хотя поверхностные источники питания отсутствуют. Следовательно, это озеро около д.Новые Чепкасы может быть кратерным озером и оно питается за счет поступления глубинных вод. Мы убеждены, что, пробуравив скважину в середине озера, можно достать керн кимберлитов и доказать существование алмазоносной кимберлитовой трубки.

Таким образом, комплексный анализ результатов изотопно-гидрогеохимических исследований в пограничных районах Чувашии и Татарии в сопоставлении с материалами геофизических и геологических изысканий убеждает нас в том, что Приволжская возвышенность — следствие проявления кимберлитового магматизма в недрах Земли, которое привело к деформированию и воздыманию земной коры в этом регионе. Имеющиеся по этому району аэромагнитные данные позволяют предположить возможность существования здесь проницаемых зон в верхней части земной коры, где было облегчено внедрение кимберлитовой магмы и кимберлитовые трубки могли прорываться в верхние слои осадочной толщи платформы, в связи с чем нам представляется целесообразным проведение специализированных работ по оценке перспектив алмазоносности всей территории Приволжской возвышенности. Открытие на указанной территории коренных месторождений алмазов, находящихся по предварительным данным, на относительно небольших глубинах, несомненно, позволит значительно повысить экономический потенциал России.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов Чувашской Республики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бронгулеев В.В.* Мелкая складчатость платформы // Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 14 (18). — М.: Изд-во МОИП, 1951.
2. *Ваганов В.И., Илупин И.П., Прокопчук Б.И.* и др. Кимберлиты / Справочник. 1990.
3. *Ежова М.П., Поляков В.А.* Способ поиска кимберлитов в районах проявления кимберлитового магматизма // № SU 970 986. Изобретения СССР. 1981.
4. *Крылова А.К.* К стратиграфии отложений района Карлинских дислокаций. — М.: Гостоптехиздат, 1953.
5. *Суховерков В.Г., Зорина С.О.* О взрывном происхождении Карлинской структуры / Тез. докл. Первой Всерос. конф. «Мониторинг геол. среды: активные эндоген. и экзоген. процессы». Казань, 10—15 ноября 1997 г. — Казань, 1997. С. 35—36.
6. *Суховерков В.Г., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я., Зорина С.О.* Карлинский потенциально алмазоносный район Республики

Татарстан: история развития, геологические предпосылки // Георесурсы. 2000. № 2 (3). С. 5—8.

7. *Тихонов А.И., Васильев А.В., Николаев А.К.* Выявление зон современного внедрения глубинных вод в условиях современного Поволжья уран-изотопным методом / Тез. докл. Всерос. науч.-практической конф. «Геоэкологическое картографирование». ВСЕГИНГЕО, 24—27 февраля 1998 г. — М.: Геоинформмарк, 1998. С. 67—69.
8. *Тихонов А.И., Дуев Д.С., Агафонов В.А.* и др. Результаты радиоизотопных исследований при эколого-гидрогеологической съемке подземных вод в юго-западном Татарстане / Тез. докл. Второй Всерос. науч.-практ. конф. «Научно-методические основы и практика регионального гидрогеологического изучения и картографирования». ВСЕГИНГЕО, 20—23 ноября 2001 г. — М., 2001. С. 40—42.
9. *Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М.* Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмоактивной зоне. — Фрунзе: Илим, 1980.
10. *Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И.* и др. Неравновесный уран как индикатор при изучении процессов формирования и циркуляции подземных вод // Геохимия. 1979. № 10. С. 1499—1507.

УДК 667.622.11 (470.57)

© А.В.Кочергин, 2005

Перспективы обнаружения месторождений маложелезистых апокарбонатных тальцитов на Южном Урале

А.В.КОЧЕРГИН (ИГ УНЦ РАН)

Проблема создания отечественной минерально-сырьевой базы маложелезистых тальцитов стоит остро с конца 50-х годов [3, 4]. Месторождения маложелезистых тальцитов (Онотское, Алгуйское, Светлый Ключ, Киргитейское), «полученные» и изученные за истекший период, расположены в Восточной Сибири. Минерально-сырьевая база талька Европейской части России представлена исключительно высокожелезистыми апоультромафитовыми талькитами и тальковыми камнями. Неподготовленность минерально-сырьевой базы маложелезистых тальцитов в Европейской части России стало основной причиной кризиса и деградации тальковой отрасли, сконцентрированной в «советское» время на Урале.

В последние годы в процессе выполнения тематических работ по оценке фосфоритонности и оценке перспектив минерально-сырьевой базы наполнителей и пигментов, нами получены данные о возможности обнаружения на Южном Урале крупных месторождений маложелезистых тальцитов. Развитая транспортная и производственная инфраструктура района, близость к основным потребителям — производителям бумажной и лакокрасочной продукции — несомненно будут способствовать скорейшему освоению будущих месторождений.

Западно-Уральская (Белорецкая) тальконосная провинция апокарбонатных тальцитов впервые была выделена П.П.Смолиным в начале 60-х годов [3], который перспективы тальконосности связывал с залежами магнетитов, широко развитыми в пределах обширной области Башкирского мегантиклинория.

Нами перспективы промышленной тальконосности связываются с структурами северо-восточной части Башкирского мегантиклинория — Маярдакско-Златоустовским антиклинорием и его обрамлением [2]. Здесь наблюдается

сочетание условий необходимых для талькообразования — наличие карбонатных толщ магнезиальной специализации, преобразованных процессами метаморфизма и метатекстур и заключенными в существенно кремнеземистых терригенно-метаморфических образованиях.

По особенностям геологического строения в Западно-Уральской провинции целесообразно выделить Белорецкий, Суранский, Аршинский, Веселовский и Златоустовский тальконосные районы (см. рисунок).

Белорецкий тальконосный район приурочен к между-речью Белая и Большая Инзер, пространственно совпадает с Маярдакским метаморфическим комплексом и зоной его западного обрамления. Тальконосность связана с образованиями Ахмеровской подсвиты Кызыл-Ташской свиты и Лапыштинской подсвиты Суранской свиты.

Лапыштинская подсвита выполнена кластическими толстослоистыми известняками: калькорудитами, калькоаренитами, калькосилтитами серого цвета и др. Характерная особенность — постоянная примесь кластического кварца и в меньшей степени глинистого вещества. Известняки подстилаются существенно кварцевыми алевропелитами сердаукской подсвиты и перекрываются углисто-глинистыми, глинисто-серицит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми сланцами юшинской свиты. В пределах рудного района отложения нижнего рифея претерпели метатекстурные изменения.

Ахмеровская подсвита сложена сероцветными мраморизованными известняками, подстилаемыми и перекрываемыми слюдисто-кварцевыми, серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми сланцами. Изучение литологических и петрографических особенностей карбонатов Ахмеровской и Лапыштинской толщ, привело нас к выводу, о том что Ахмеровская подсвита была сформирована за счет метамор-

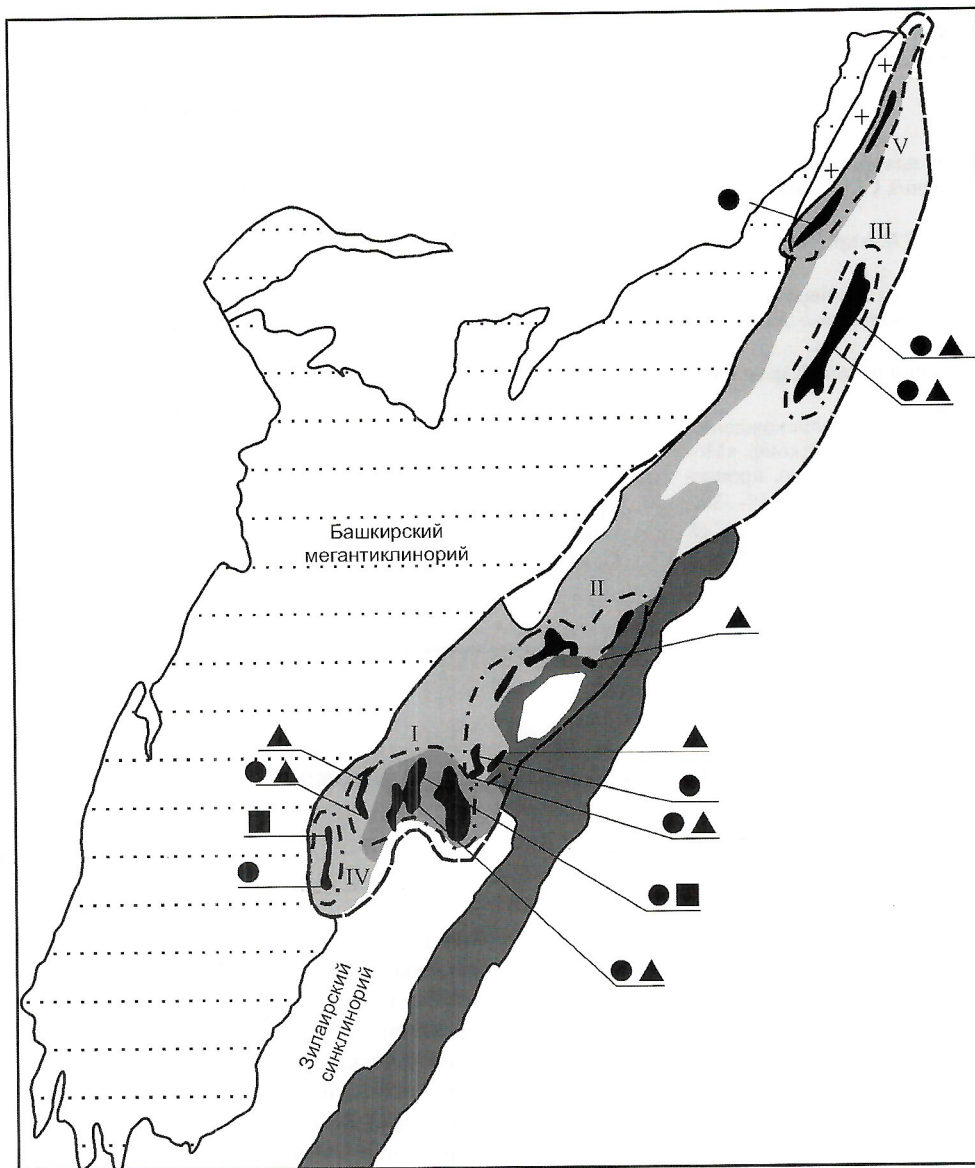
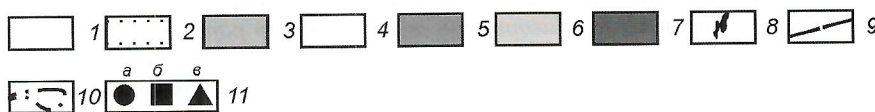


Схема размещения рудных районов Западно-Уральской тальконосной провинции:

1 — неметаморфизованные палеозойские комплексы; рифейские комплексы, измененные на уровне: 2 — катагенеза, 3 — метагенеза; метаморфические комплексы: 4 — Тараташский, 5 — Маярдакский, 6 — Златоустовский, 7 — Уралтауский и Максютковский; 8 — площади развития карбонатных толщ магнезиальной специализации; контуры: 9 — Западно-Уральской тальконосной провинции, 10 — тальконосных районов: I — Белорецкого, II — Аршинского, III — Веселовского, IV — Суранского, V — Златоустовского; 11 — проявления и месторождения талька: а — магнезиты, б — талькиты, в — тальковые камни



физма карбонатов Лапыштинской толщи. Подобные карбонатные толщи характеризуются ярко выраженной магнезиальной специализацией. С ними связаны Юшинское, Кызыл-Ташское, Азналинское месторождения магнезитов, Баятурское, Яндыкское и др. В отличие от большинства известных месторождений магнезитов формирование магнезитовых месторождений данного района происходило в толще известняков, а не доломитов. Доломитизация развита, как правило, в обрамлении магнезитовых тел.

Маярдакский метаморфический комплекс имеет зональное строение. В центральной части его фиксируются метаморфиты эклогитовой и амфиболитовой фаций, которые обрамляются зоной эпидот-амфиболитовой фации и хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. Метаморфические породы по периферии комплекса сменяются метагенетически преобразованными породами нижнего и среднего рифса. Фации метаморфизма и метагенеза сменяются постепенно на протяжении 10 км. Метаморфизм Маярдакского комплекса большинство исследователей относит к метаморфизму высоких температур и низких давлений [1].

По мнению С.М.Иванова, Маярдакский комплекс сформировался в результате «шейкового» метаморфизма, в результате мощного теплового воздействия мантийного диапира в центральной части (шейке) рифтогенной структуры. Мы полностью разделяем такие представления, т.к. они позволяют удовлетворительно объяснить наблюдаемые особенности строения метаморфического комплекса: «купольное», зональное строение, относительно низкие давления, взаимоотношения с другими комплексами.

С востока Маярдакский комплекс граничит с Уралтауским метаморфическим комплексом и неметаморфизованными образованиями Зилаирского синклинория. Уралтауский комплекс выполнен ритмично-слоистыми терригенными образованиями, преобразованными метаморфизмом биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. В его составе отсутствуют какие-либо карбонатные отложения, и, соответственно, он не перспективен в отношении тальконосности.

Таким образом, литологические и метаморфические факторы соответствуют таковым для крупнейших талько-

носных районов Сибири. У деревни Ахмерово карбонаты Ахмеровской толщи прорываются небольшим, перекрытым рыхлыми отложениями Ахмеровским массивом меланократовых гранитов, что в известной степени повышает вероятность промышленной талькогенерации на контакте гранитов и карбонатов. В настоящее время эти контакты не изучены.

Установлено, что процессы талькообразования интенсивно протекали в пределах района. Талькосодержавшие породы определены в обрамлении и непосредственно на площади месторождений магнезитов. Обнаружены следующие разности талькосодержавших сланцев: тальк-хлоритовые, углисто-глинисто-тальковые, серицит-кварц-тальковые, мусковит-кварц-тальковые. Оталькование отмечено также в магнезитах, вмещающих их известняках и доломитах. Так, на Азналинском месторождении обнаружены небольшие (до 10 см) гнезда белого талька. Тальку сопутствует молочно-белый кварц в прожилках. По результатам химического анализа штучной пробы тальк имеет следующий состав (в %): SiO_2 63; MgO 30,6; Fe_2O_3 1,04; CaO 0,6; п.п.п. 2,5, т.е. безусловно относится к маложелезистой разности. Мощности талькосодежавших пород, вскрытых горными выработками и скважинами, значительны и составляют от 1 до 300 м и более. Тальковый состав сланцев подтвержден данными рентгеноструктурного и термического анализов.

В западной части, в поле развития лапыштинской толщи, выявленные формы локализации несколько отличаются. Например, на проявлении Бурдоскан тальк-хлоритовые и хлорит-тальковые сланцы вскрыты в зоне экзоконтакта висячего борта дайки габбро-диабазов. Сланцы зеленовато-серого, зеленовато-желтого цветов, скрытокристаллические. Среди сланцев присутствуют гнезда и линзы светло-серого талька и высокомагнезиального хлорита — шерадонита. В магнезитах известны находки брусита. Часто гнезда талька тесно ассоциируют с кварцевыми жилами. Видимая мощность оталькования 5—6 м.

Аршинский тальконосный район расположен севернее Белорецкого тальконосного района и охватывает зону метагенетически и метаморфически преобразованных пород между Маярдакским и Златаутовским метаморфическими комплексами и южную часть Златаутовского комплекса. В пределах района развиты карбонатные толщи миньярской, укской, катавской и авзянской свит. Перспективы тальконосности мы связываем только с образованиями, относимыми к катавской подсвите авзянской свиты. Только эта подсвита обладает ярко выраженной магнезиальной специализацией. В ней выявлены месторождения и проявления магнезита: Отнурское, Абовское, Егорова Шишка и др.

Установлено широкое развитие талькосодежавших пород. Так, на проявлении магнезита тальковые сланцы выполняют субмеридианальную зону в слюдиристо-полевошпат-кварцевых сланцах. Мощность зоны 30 м. На Отнуровском месторождении магнезита тальк-хлоритовые сланцы выполняют широкую приконтактовую зону в кровле магнезитовой залежи. Наблюдается пространственная приуроченность талькообразования к проявлениям хрустала и кварцево-жильным полям. Например, на проявлении С-2 хлорит-тальковые и хлорит-кварц-тальковые сланцы переслаиваются с доломитами и серицитовыми сланцами и включают кварцевые жилы, часть из которых хрустале-носна.

Хлорит-кварц-тальковые и хлорит-тальковые сланцы представляют собой плотные породы светло-серого, зеленовато-серого цветов. Тальк развит в породе в преобладающем количестве, прослеживается в виде мелких плотно соприкасающихся листочков, вытянутых по сланцеватости. Кварц отмечается в виде зерен неправильной формы с неровными очертаниями. Хлорит чешуйчатый, бледно-зеленого цвета. Мощность зоны развития тальковых сланцев не менее 30 м.

По данным Н.Д. Сухарева, белые кондиционные талькиты встречены на месторождении магнезита Егорова Шишка в висячем борту магнезит-доломитовой толщи, где вскрыт прослой талька мощностью 0,7 м. Более мелкие прослои и линзочки талька мощностью до 5 см прослеживаются по всей толще.

Суранский тальконосный район расположен юго-западнее Белорецкого. Оталькование здесь приурочено исключительно к экзоконтактам силлов и даек габбро-диабазов Ишлинского габбро-диабазового комплекса, развитых в поле распространения терригенных отложений большеинзерской и терригенно-карбонатных — суранской свит нижнего рифея. В нижней части суранской свиты картируется пачка темно-серых кластических доломитов миньярской подсвиты. Миньярские доломиты содержат примесь глинистого и алевролитового вещества, перекрываются карбонатно-углеродисто-глинистыми сланцами и алевролитами бердагуловской подсвиты. Миньярская подсвита обладает ярко выраженной магнезиальной специализацией. В южной части района к ней приурочено крупнейшее в Башкирии Исмакаевское месторождение магнезита. Общий уровень постдиагенитических изменений этих образований соответствует глубинному катагенезу и только вдоль узкой зоны Суранского разлома — метагенезу.

Установленная на проявлении талькитов мощность зоны оталькования колеблется от 0,5 до 20 м и более. Характерно, что состав и качество талькитов непосредственно связаны с составом материнских осадочных пород, прорываемых габбро-диабазами. На контакте габбро-диабазов с алевропелитовыми сланцами развиты тальк-хлоритовые, тальк-графит-глинистые и тальк-хлорит-глинистые сланцы темно-серой, реже желтовато-серой окраски. В сланцах фиксируется тонкая полосчатость, несомненно, соответствующая первичной слоистости материнских пород. Далее по простиранию они переходят в обычные алевролит-графит-глинистые и хлорит-глинистые сланцы суранской свиты. На Суранском месторождении флюорита тальк обнаружен в селлаите, на контакте селлаитовой жилы и тела диабазов. Здесь тальк представлен крупночешуйчатыми, снежно-белыми агрегатами, локализованными в маломощных прожилках среди селлаита. Размеры «чешуек» 1—3 мм в диаметре. Характер взаимоотношения минеральных ассоциаций не оставляет сомнения, что тальковая минерализация «наложена» на селлаитовую и сформировалась позже.

Белые кондиционные талькиты встречены исключительно в области контакта габбро-диабазов и доломитов миньярской подсвиты, причем качество талькитов непосредственно связано с «чистотой» материнских доломитов. Кондиционные талькиты в настоящее время вскрыты на проявлении талькитов. Мощность тела белых талькитов 4,2 м. Содержание MgO 24—30%, SiO_2 50—61%. В пересчете на чистый тальк его содержание составило 72—87%. Низкие содержания железа (Fe_2O_3 0,7—0,8%, FeO

0,5—0,6%) позволяют отнести талькиты к маложелезистому типу. Характерная особенность талькитов Суранского района — присутствие в них значительного количества глинистого вещества каолинит-галлузитового состава.

Отсутствие находок талькитов вне связи с габбро-диабазами, прямая корреляция состава талькитов с составом первичных осадочных пород говорят о генерации талька за счет местных ресурсов при термальном воздействии габбро-диабазов. Подобные механизмы возможны при внедрении силовых залежей в осадочные комплексы, насыщенные вадозными водами. При этом за счет термального воздействия возникают локальные системы циркуляции вод, что резко увеличивает зону воздействия интрузивных тел и соответственно увеличивает область контактовых изменений. По-видимому, гипогенное происхождение имеет и галлузит, встречающийся в талькитах.

Таким образом, поиск месторождений талькитов в пределах Суранского района сводится к оповеданию зон экзоконтакта габбро-диабазов в поле развития доломитов миньякской толщи. Здесь ожидается выявление мелких и средних месторождений талькитов, содержащих примесь глинистого вещества.

Веселовский тальконосный район расположен севернее Аршинского. Приурочен к Златоустовскому метаморфическому комплексу. Тальконосность связана с толщиной переслаивания серицитовых сланцев и алевролитов и доломитов Уреньгинской свиты, считающейся аналогом Зигазино-Комаровской и Авзянской свиты среднего рифея. Возможно, эти отложения следует сопоставлять не с Авзянской свитой, а с Кужинской и Биктимировской свитами Кужинского комплекса, в пределах которых В.А.Шеффер в южной части Башкирского мегантиклинория выявил крупные залежи магнетитов (проявления Яру, Кужинское, Уртыбашевское). Среди доломитов Уреньгинской свиты в пределах рудного района выявлены Семибратское и Веселовское месторождения магнетитов. В процессе геологоразведочных работ на магнетит отмечено широкое развитие талькосодержащих пород в обрамлении магнетитовых тел.

Златоустовский тальконосный район расположен северо-западнее Веселовского. Приурочен к карбонатным отложениям низов Саткинской свиты, претерпевшими метagenетические преобразования по западному обрамлению Златоустовского метаморфического комплекса. Магнези-тоносность Саткинской свиты не вызывает сомнений. К этим образованиям приурочены крупнейшие магнетитовые месторождения России. В настоящее время имеются только отрывочные данные о присутствии тальк-хлоритовых сланцев в терригенных породах зоны обрамления баритовых тел на Медведевском месторождении барита. Логично ожидать выявления кондиционных талькитов при попадании в зону тектоно-гидротермальной проработки «чистых» доломитов Саткинской свиты.

Таким образом, в пределах Западно-Уральской тальконосной провинции откартированы не менее пяти карбонатных толщ (Саткинская свита, Миньякская и Лапыштинская подсвиты Суранской свиты, Ахмеровская подсвита Кызыл-Ташской свиты, Катаскинская подсвита Авзянской свиты и, возможно, Кужинская свита) магнезиальной специализации, включающих залежи магнетита. Карбонатные магне-

зиальные толщи претерпели преобразование в разнообразных обстановках — от глубокого метаморфизма до мета- и катагенеза. Очевидно, что при столь разнообразных условиях логично ожидать, что, по крайней мере в одном случае, сочетание процессов привело к формированию промышленных скоплений маложелезистых талькитов.

Башкирское поднятие, и в особенности его центральная и восточная части, характеризуется широким развитием мощных кор выветривания и древних склоновых и аллювиальных отложений. На месторождениях магнетитов вскрыты и доступны для изучения только ядерные части залежей. По аналогии с другими рудными районами ожидается, что промышленные тела талькитов будут приурочены к зонам тектонического дробления в магнетитах, тектонически проработанным границам магнетитовых залежей, реже к дистальным тектоническим зонам, удаленным от магнетитов. Очевидно, что в условиях Башкирского поднятия по этим зонам широко развиваются линейные коры выветривания. Они, как правило, перекрыты олигоцен-четвертичными рыхлыми отложениями. Поэтому речь может идти только о поисках скрытых месторождений, с широким применением горных и буровых работ.

Безусловному оповеданию подлежат фланги магнетитовых месторождений, зоны их контактов с вмещающими алюмосиликатными образованиями. В то же время наблюдаемая в Суранском и частично Белорецком и Веселовском рудных районах приуроченность талькообразования к контактам тел габбро-диабазов позволяют говорить о некотором своеобразии метаморфических и связанных с ними метagenетических процессов. Возможно, что в «нашем» районе мощные залежи кондиционных талькитов приурочены к дистальным тектоническим зонам, удаленным от магнетитовых залежей.

Проведение рациональных поисков невозможно без выявления истории и стадийности метаморфических и тектонических процессов, истории протекания процессов магнезиального и кремнеземистого метасоматоза.

Работа выполнена в рамках работ по теме: Б.П. 4/(10)607/01-3 «Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы природных пигментов и наполнителей Республики Башкирия», финансируемой из бюджета Республики Башкирия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Магматизм, метаморфизм и палеотектоника позднего докембрия западного склона Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа, 1988. С. 54—60.
2. Кочергин А.В., Грановская Н.В., Шеффер В.А., Чернов А.Л. Природные пигменты и наполнители Башкортостана — состояние минерально-сырьевой базы и перспективы освоения // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 3—7.
3. Смолин П.П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька / Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. — М.: Наука, 1962. С. 492—548.
4. Тохтаев В.С., Хайруллина Г.З. Саитгалеев Я.Х. Минерально-сырьевая база талька: состояние и перспективы развития // Минеральные ресурсы России. 1995. № 4. С. 6—13.

Жильный кварц месторождения Желанного на Приполярном Урале

С.К.КУЗНЕЦОВ, В.П.ЛЮТОЕВ, Е.Н.КОТОВА, Н.В.СОКЕРИНА, Г.В.ЧУПРОВ, С.Н.ШАНИНА (Коми НЦ УрО РАН)

Месторождение Желанное входит в Приполярноуральскую кварцевожильно-хрусталеносную провинцию и является одним из наиболее крупных в России по ресурсам прозрачного жильного кварца и горного хрусталя, пригодных в качестве сырья для синтеза монокристаллов и плавки стекла [11]. На этом месторождении выполнен большой объем геологоразведочных, тематических и добычных работ [1; 3; 5; 6; 7; 9; 10; 14 и др.]. В последнее время авторы с использованием методов электронной микроскопии, газовой хроматографии, оптической и инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса получили новые данные о конституции и свойствах жильного кварца, горного хрусталя и особенностях их качества.

Геологическое строение месторождения. Месторождение Желанное находится на западном склоне Приполярного Урала. Оно локализовано в породах обеизской свиты нижнего ордовика, представленных кварцевыми конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, претерпевшими региональный метаморфизм зеленосланцевой фации (рис. 1). Мощность толщи 800—1200 м, простирание северо-восточное, падение северо-западное. Прослеживается ряд разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, характерны кливаж и рассланцевание. В пределах месторождения, преимущественно в кварцито-песчаниках, развито большое количество хрусталеносных кварцевых жил. Выделяются две промышленные жильные зоны: западная и восточная, вытянутые в северо-восточном направлении.

Западная зона протягивается на расстояние около 2 км. Ширина ее составляет в среднем 250 м. Кварцевые жилы западной зоны приурочены к серии взаимно пересекающихся нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Они представляют собой тела сложной формы, близкой к линзовидной, часто с многочисленными ответвлениями. Контакты жил с вмещающими породами всегда резкие и во многих случаях нарушенные. Большинство жил рассечено трещинами различной ориентировки. Хрусталеносные гнезда наложены на жилы и обычно расположены в их лежачем боку или внутри. Величина гнезд сильно изменяется и достигает нескольких десятков метров. Форма их изометричная, трубообразная, линзовидная, сложная.

Восточная зона ориентирована субпараллельно западной. Положение ее контролируется хорошо выраженным нарушением (тектоническим швом) северо-восточного простирания, вдоль которого породы сильно рассланцованы. Протяженность зоны около 1,5 км, ширина 20—30 м. В восточной зоне сосредоточено большое количество мелких кварцевых жил сложной ветвящейся или клиновидной формы, локализованных в трещинах оперения тектонического шва. Мощность жил обычно не превышает 1,5—2 м. Хрусталеносные гнезда здесь небольшие, но многочисленные. Они так же как и в западной зоне, наложены на кварцевые жилы. Вместе с тем, имеется множество относительно обособленных гнезд щелевидной формы, представляющих собой выполненные горным хрусталем трещины в кварцитопесчаниках.

Кроме западной и восточной зон большое количество кварцевых жил сосредоточено в восточной и юго-восточных частях месторождения, где наблюдаются развалы жил и россыпи кристаллов кварца. В коренном залегании

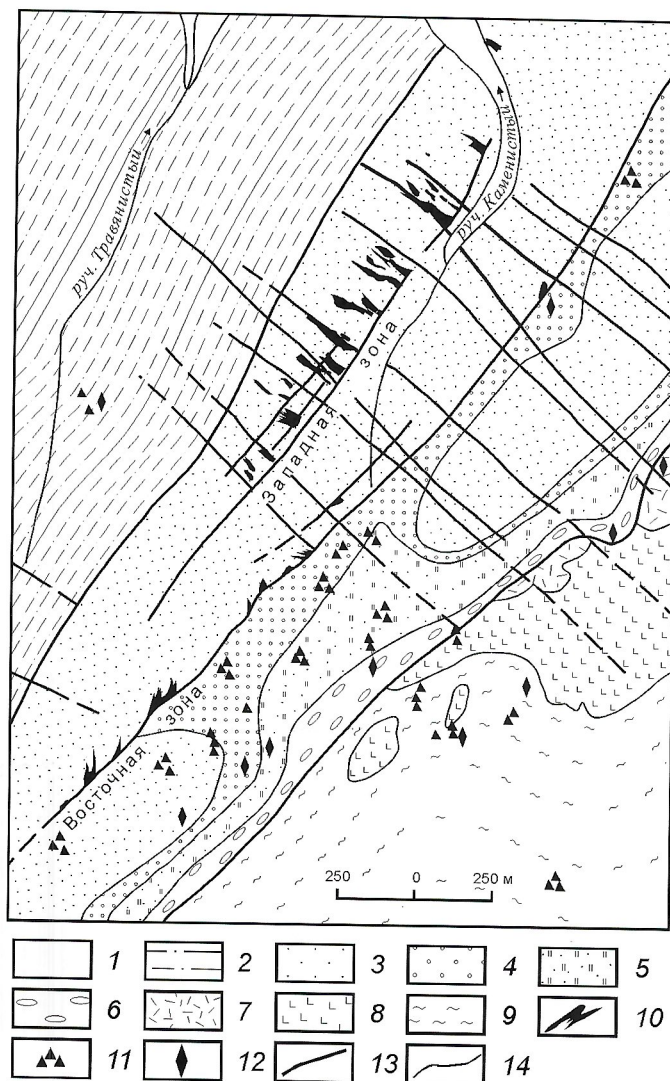


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Желанного. По 13, 14:

1 — четвертичные отложения Q: валуны, галька, пески, супеси, суглинки; 2 — алевриты, алевропесчаники, хлорит-серицит-кварцевые сланцы саледской свиты O_2sl ; обеизская свита; 3 — мелко-среднезернистые кварцитопесчаники O_1ob_3 ; 4 — грубозернистые слюдястые кварцитопесчаники с прослоями кварц-серицитовых сланцев O_1ob_2 ; 6 — кварцевые конгломераты O_1ob_1 ; 7 — риолиты R_3sb_2 ; 8 — базальты саблегорской свиты R_3sb_1 ; 9 — филлитовидные сланцы с линзами мраморов мороинской свиты (R_3mr); 10 — кварцевые жилы; 11 — развалы кварцевых жил; 12 — россыпи горного хрусталя; 13 — дизъюнктивные нарушения; 14 — геологические границы

вскрыты единичные жилы, приуроченные в основном к трещинам согласным сланцеватости вмещающих пород.

Характерная особенность кварцитопесчаников месторождения — их гидротермально-метасоматическое изменение вдоль тектонических нарушений. Породы осветлены, местами превращены в сыпучий материал. Они сильно изменены вблизи хрусталеносных жил, особенно около их нарушенных контактов. Мощность ореолов изменения достигает нескольких метров. Местами измененные породы сильно серицитизированы. Большое количество серицита присутствует в хрусталеносных гнездах. В лежащем боку крупных хрусталеносных жил западной зоны отмечаются слои серицитолитов мощностью до 3—5 м.

Хрусталеносные кварцевые жилы формировались в позднепалеозойское время (240—260 млн. лет) в результате широко проявившихся гидротермальных процессов, в значительной степени обусловленных процессами регионального метаморфизма зеленосланцевой фации [4, 17]. Согласно нехрусталеносные кварцевые жилы, отмечающиеся в юго-восточной части месторождения, по возрасту близки к хрусталеносным, но являются относительно ранними, о чем свидетельствуют случаи их пересечения.

Образование хрусталеносных кварцевых жил было сложным и многостадийным. Вначале сформировались собственно кварцевые жилы, представляющие собой тела выполнения тектонических полостей. Затем вследствие возобновления подвижек произошло нарушение контактов жил с породами, жильный кварц претерпел дробление и растворение, в нем возникли полости. Этому же времени отвечают начальные стадии метасоматического изменения пород, в частности, вынос кремнезема, серицитизация. Гидротермальные растворы просачивались по трещинам в породах и кварцевых жилах, заполняли полости. На стен-

ках полостей и трещин началось отложение горного хрустала, вмещающие породы подверглись дальнейшему изменению. После формирования хрусталеносных гнезд в результате подвижек развились новые трещины в жильном кварце, произошло частичное дробление кристаллов кварца, смятие серицитолитов и гнездовой массы.

Текстурно-структурные особенности жильного кварца. Жильный кварц месторождения Желанного в основном молочно-белый гигантозернистый. Около контактов с кварцитопесчаниками он отличается слабой серой окраской, обусловленной радиационным воздействием пород. Отдельные индивиды шестоватого облика, их величина достигает нескольких метров по удлинению, на поверхности наблюдаются хорошо выраженные индукционные грани. Индивиды нарастают на стенки жил вмещающих трещин и образуют параллельно-шестоватые агрегаты.

В жильном кварце прослеживаются многочисленные трещины различной ориентировки. Наряду с крупными трещинами, пересекающими жилы, и зонами трещиноватости развито большое количество мелких, часто залеченных трещин. Вдоль некоторых трещин кварц сильно раздроблен, притерт. На стенках многих трещин и в участках локализации наложенных хрусталеносных гнезд отмечаются признаки растворения кварца с последующей регенерацией. В зальбандах жил в местах их контакта с серицитолитами на жильном кварце иногда наблюдаются поверхности растворения под давлением.

Внешне молочно-белый кварц характеризуется различной прозрачностью. Можно выделить как практически непрозрачный (молочно-белый), так и в разной степени прозрачный кварц. В основной массе кварца во многих жилах, особенно в западной зоне, наблюдаются высокопрозрачные участки до 5—7 см в поперечнике (рис. 2). Во многих случаях хорошо видно, что они ограничены трещинами, замутняющими кварц. Это позволяет считать их реликтовыми. Распределение прозрачных участков крайне неравномерное. Вдоль многих трещин развит новообразованный прозрачный кварц. Относительно прозрачный кварц всегда отмечается около хрусталеносных гнезд. Обычно он рассматривается как полупрозрачный перекристаллизованный, отвечающий началу хрусталеобразования.

При изучении жильного кварца в шлифах обнаруживается, что он очень слабо пластически деформирован. Пластические деформации

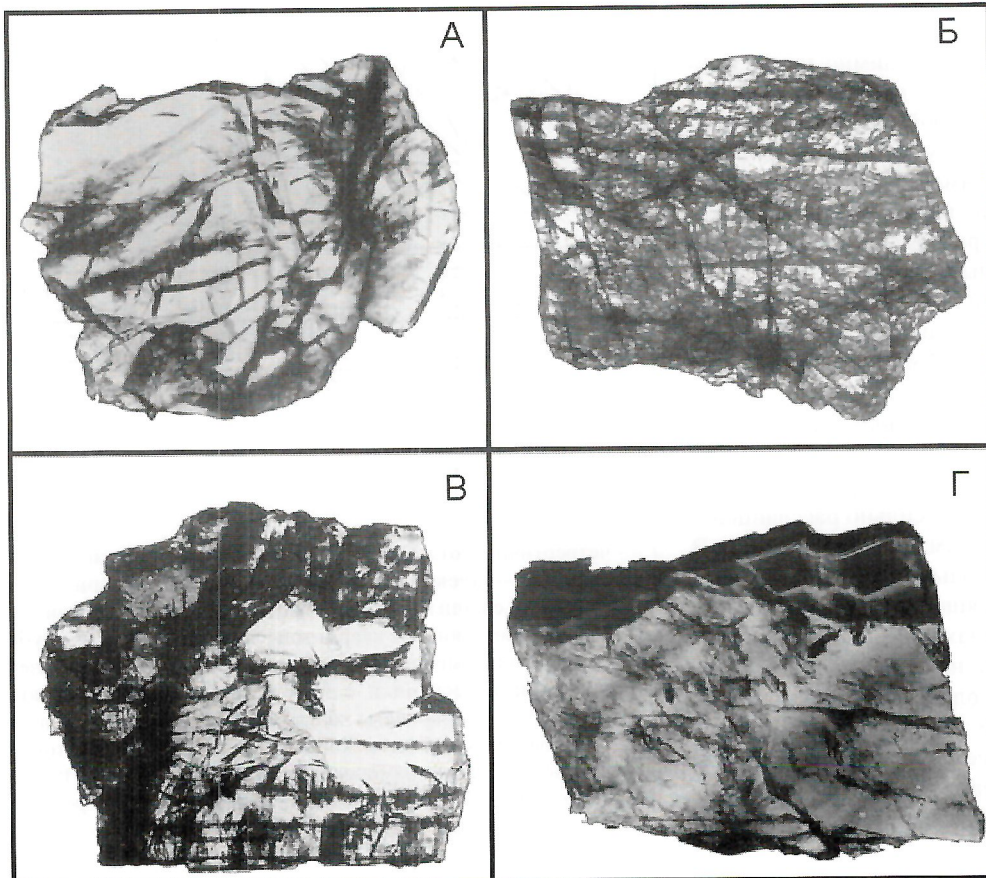


Рис. 2. Реликтовые прозрачные участки в жильном кварце разной величины и формы (А—В), прозрачный окологнездовой кварц с зоной регенерации (Г). Натуральная величина

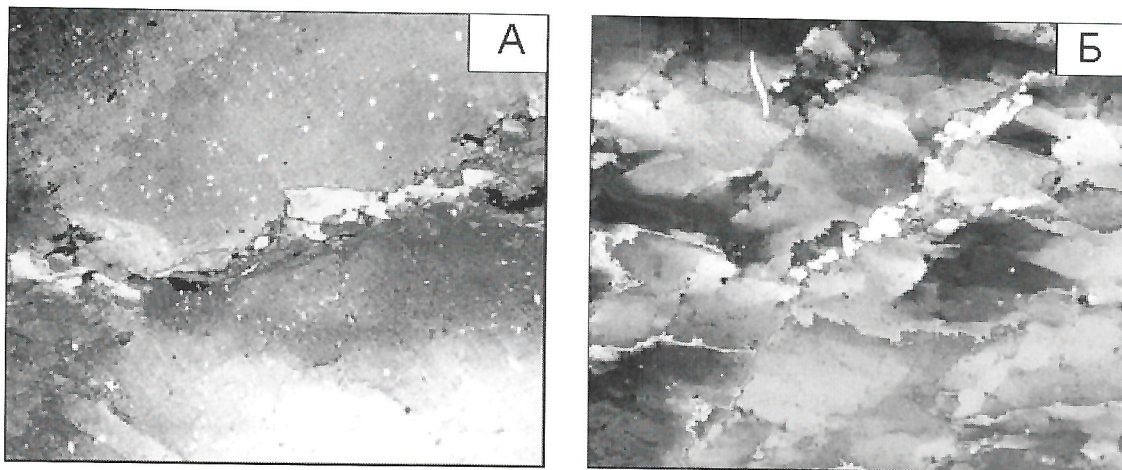


Рис. 3. Однородный жильный кварц со слабыми пластическими деформациями вдоль трещины (А), сильно пластически деформированный кварц с признаками грануляции (Б). $\times 6$

развиваются в основном вдоль трещин и фиксируются в виде облачного или факельного погасания (рис. 3). В большей степени деформирован кварц согласных жил юго-восточной части месторождения. Здесь отмечаются его блокование и даже начальные стадии грануляции.

Горный хрусталь, выполняющий наложенные на жилы гнезда, детально описан в ряде работ [5 и др.]. Известно, что в пределах месторождения он очень неоднороден. Для западной зоны и юго-восточной части месторождения характерны псевдогексагонально-призматические мозаичные и сдвойникованные по дофинейскому закону кристаллы с дымчатой радиационной окраской, а для восточной зоны – тригонально-призматические и тригонально-остроромбоздрические дымчато-цитриновые кристаллы с мелкими бразильскими двойниками, часто почти полностью лишённые дофинейских двойников и мозаичности.

Светопропускание жильного кварца в области 490 ± 10 нм — показатель его прозрачности и критерий качества кварцевого сырья. Согласно данным, полученным авторами, светопропускание жильного кварца в бороздочных пробах изменяется от 19 до 61% (табл. 1), что соответствует результатам исследований других авторов [3 и др.]. Светопропускание визуального прозрачного реликтового и новообразованного жильного кварца, а также горного хрусталя 85—95%. Жильный кварц различных зон месторождения по светопропусканию существенно не различается, хотя наиболее высокие значения светопропускания характерны для проб жильного кварца западной зоны, что согласуется с присутствием в основной массе молочно-белого кварца хорошо выраженных прозрачных участков. Средние значения светопропускания кварца отдельных

жил западной зоны достигают 43—49%, что в соответствии с существующей промышленной классификацией позволяет отнести такой кварц к прозрачному. Участки с повышенным светопропусканием кварца отмечаются около хрусталеносных гнезд, особенно около крупных, локализованных в лежачем боку жил, а также около зальбандов или внутри жил без связи с положением гнезд.

Минеральные включения в жильном кварце редки и устанавливаются преимущественно в хрусталеносных гнездах и связанных с ними трещинах. По отношению к жильному кварцу они в основном эпигенетические и обусловлены наложением на жилы процессов хрусталеобразования. Наиболее часто отмечаются мусковит, турмалин, рутил, циркон, монацит, реже ксенотим, сфен, муассанит, гранат, эпидот, ильменит, гематит, пирит, анатаз, лейкоксен, хлорит, монтмориллонит, доломит, халькопирит, известны находки золота [5 и др.]. Стенки многих трещин покрыты красновато-бурыми пленками гидроксидов железа. В согласных жилах юго-восточной площади месторождения часто присутствует гематит, встречаются лазулит, апатит. В некоторых хрусталеносных жилах западной и восточной зон месторождения в кварцевых индивидах изредка наблюдаются включения мусковита, захваченные ими во время роста. Они образуют многочисленные тонкие зоны, соответствующие граням основных ромбоздров и гексагональной призмы. Подобные включения-присыпки весьма характерны для горного хрусталя. Кроме того, в кристаллах горного хрусталя нередко присутствуют включения рутил-турмалин-серицитовых массы, кусочков кварцитопесчаников. В восточной зоне месторождения встречаются кристаллы, выросшие в рыхлых кварцитопесчаниках, насыщенные зернами порообразующего кварца, мусковита.

1. Светопропускание жильного кварца месторождения Желанного

Жильные зоны	Характеристика кварца	Число проб	Светопропускание, %			
			мин.	макс.	среднее	σ
Западная	Гигантозернистый молочно-белый с прозрачными участками	73	21	61	41	7
Восточная	Гигантозернистый молочно-белый	11	22	49	38	9
Юго-восточная	Гигантозернистый молочно-белый	32	19	51	36	8

Примечание. Измерения проведены на фотоэлектроколориметре ФЭК-56М по стандартной методике. Анализировалась кварцевая крупка фракции 0,2—0,4 мм; σ — среднеквадратичное отклонение.

С целью обнаружения микроминеральных включений в жильном кварце авторы изучили различные трещины и искусственные сколы с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link ISIS (оператор В.Н.Филиппов). Поверхности образцов предварительно не шлифовались и не протравливались. Увеличения достигали 13 000.

На стенках естественных трещин в жильном кварце наряду с участками скола очень часто наблюдаются фигуры роста и растворения в виде ямок, пирамид, ступеней, борозд. В таких трещинах присутствуют серицит, гематит, реже отмечаются турмалин, рутил, эпидот, циркон, монацит. В отрицательных формах микрорельефа некоторых интенсивно протравленных трещин нами обнаружены агрегаты идиоморфных мельчайших кристалликов акантита, угловатые зерна ксенотима, единичные выделения сульфидов железа и меди, пленки точно не диагностированных алюмосиликатов (рис. 4). Иногда наблюдаются микроминеральные включения, захваченные кварцем при его регенерации.

Нередко трещины проходят по границам кварцевых индивидов, вскрывая их индукционные поверхности. На таких поверхностях встречаются скопления серицита, микрористаллы рутила, турмалина.

При изучении пленок гидроксидов железа, характерных для многих трещин, обнаруживается, что они часто выглядят как поверхности усыхания с ровным, шероховатым или бугорчатым рельефом. Микротрещины, появляющиеся вследствие потери воды, разбивают пленки на блоки, размер которых изменяется от 2 до 100 мкм. Интересно, что на поверхности пленок довольно часто встречаются зерна самородного железа, реже цинка и цинко-железистой фазы.

Поверхности свежих сколов жильного кварца в большинстве случаев свободны от минеральных включений. Они не обнаруживаются даже при очень больших увеличениях. Тем не менее, можно наблюдать вскрытые газовой-жидкие включения. Около них присутствуют раскристаллизованные остатки газовой-жидкой фазы, представленные гали-

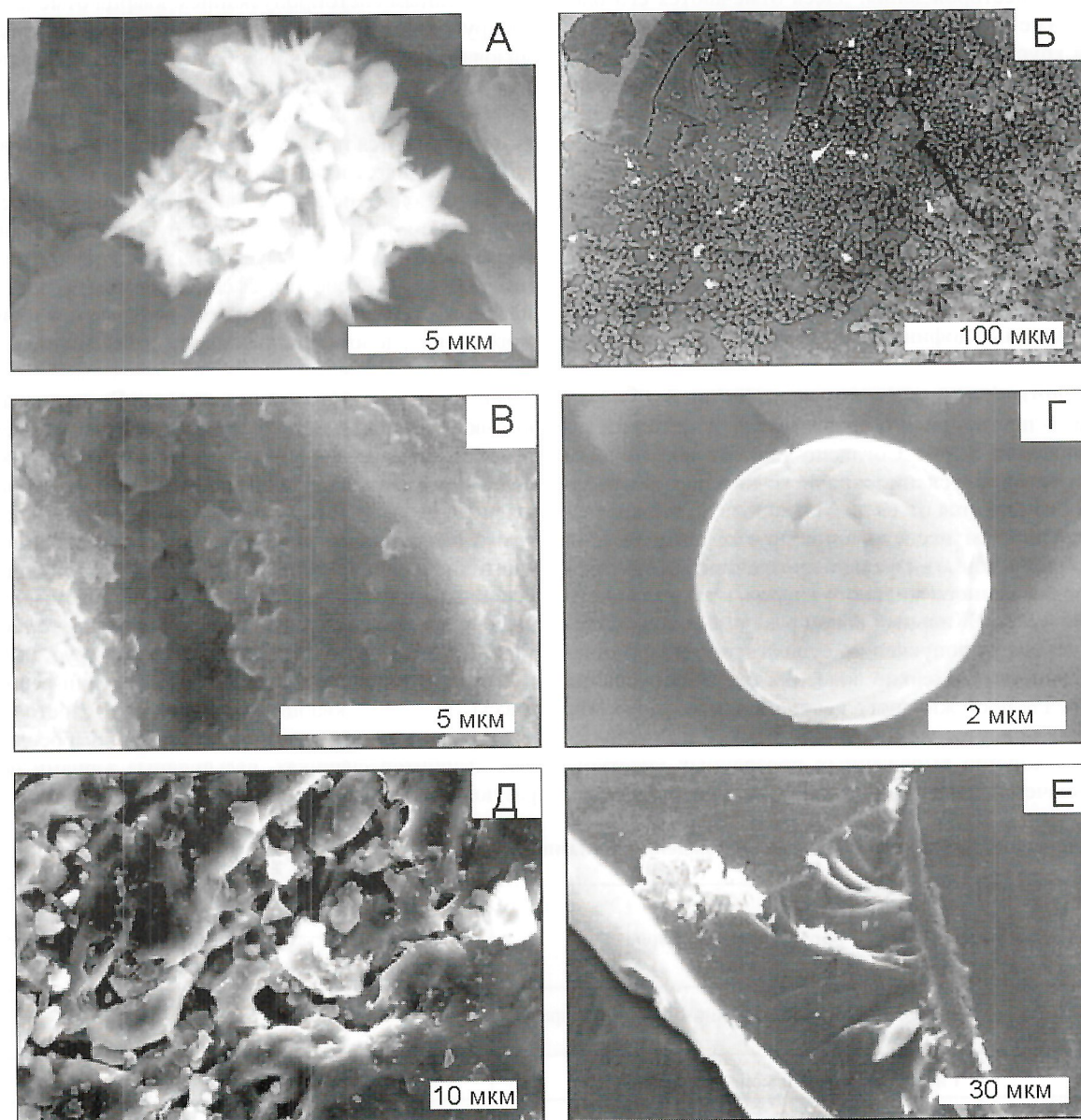


Рис. 4. Микровключения в жильном кварце: А — агрегат акантита; Б — зерна ксенотима; В — пленка алюмосиликата; Г — сфероид самородного железа; Д — чешуйки серицита и каверны на поверхности скола вдоль зоны роста грани основного ромбоэдра; Е — выделения самородного титана

2. Содержание газов, выделяющихся из жильного кварца при нагревании до 950°C, мг/кг

Проба	Характеристика кварца	H ₂ O	CO ₂	H ₂	N ₂	CO	CH ₄
СК-3044-1	Слабопрозрачный (молочно-белый)	462,2	21,88	0,37	1,84	10,29	0,42
СК-3043-1	«	423,6	23,51	0,54	3,28	17,08	0,25
СК-3041-2	«	425,2	17,09	0,28	0,65	4,91	0,08
СК-3041-1	Прозрачный (участки в молочно-белом)	228,3	13,11	0	1,81	9,64	0,58
СК-3095-2	«	118,8	13,17	0,15	1,08	6,73	0,11
СК-3042-2	Прозрачный (окологнездовой)	125,3	11,24	0,17	1,44	7,99	0,07
СК-3046-2	«	150,5	6,39	0,19	0,47	4,10	0,09
СК-3046г-2	Горный хрусталь	192,3	4,13	0,13	1,44	5,26	0,14

Примечание. Измерения проведены на хроматографе «Цвет-800». Анализовалась кварцевая крупка фракции 0,2—0,4 мм.

том и сильвином. Встречаются остаточные пустоты в залеченных трещинах, в которых иногда находятся чешуйки серицита, микрокристаллы монацита и циркона. На поверхности отдельных сколов околосальбандового кварца авторы установили микроминеральные включения в виде сфероидов диаметром от 0,5—30 мкм. По составу выделяются La-Ce сфероиды с небольшим количеством Pr и Nd и сфероиды самородного железа.

Поверхности сколов, проходящих вдоль зон роста граней основных ромбоэдров индивидов жильного кварца с присыпками серицита, имеют шероховатый ямчатый рельеф. Хорошо видны многочисленные каверны и мелкие чешуйки серицита, захваченные кварцем в ходе кристаллизации. Многие из них находятся глубоко внутри каверн.

Следует заметить, что как на стенках естественных трещин, так и сколов иногда отмечаются микровыделения Ti, Ni и их сплавов. Величина таких выделений не превышает 60 мкм. Обычно они располагаются на поверхности кварца. Природа этих включений остается проблематичной, возможно, они являются техногенными.

Газово-жидкие включения в жильном кварце находятся в основном в залеченных трещинах и являются вторичными или первично-вторичными. Форма включений бывает неправильной, щелевидной, трубчатой, ограненной. Величина их изменяется от нескольких микрометров до 0,1 мм. Включения преимущественно двухфазные: жидкость+газ. При нагревании до температуры 250—300°C происходит их гомогенизация в жидкую фазу. В прозрачных разностях жильного кварца и кристаллах кварца включений меньше. В кристаллах кварца иногда отмечаются первичные включения, приуроченные к границам мозаичных блоков, зонам роста, минеральным включениям. Температура их гомогенизации составляет 180—210°C. Водные вытяжки из жильного кварца свидетельствуют о хлоридно-гидрокарбонатном калиево-натриевом составе газово-жидких включений [16].

Наличие в жильном кварце газово-жидких включений и влаги в открытых трещинах обуславливает его дегазацию при нагревании, фиксирующуюся, в частности, методом вакуумной декрепитации. Достаточно отчетливо проявляется 3 интервала дегазации: 180—220, 300—400, 540—600°C. Основной объем газа выделяется в интервале 300—400°C вследствие массового растрескивания газо-

во-жидких включений. Интервал дегазации 540—600°C соответствует α - β переходу кварца, при котором, вероятно, происходит вскрытие мельчайших включений.

На газовом хроматографе «Цвет-800» авторы проанализировали состав и содержание газов, выделяющихся из жильного кварца при нагревании. Особенно большой интерес представляет газоотделение в области высоких температур, от которого существенно зависит качество жильного кварца как сырья для плавки стекла [2]. В табл. 2 приведены результаты газохроматографического анализа крупки жильного кварца и горного хрустала при ее нагревании до 950°C. Основными компонентами являются пары воды и углекислый газ. Содержание H₂O изменяется в пределах 118,8—465,2 мг/кг, CO₂ — 4,13—23,51 мг/кг. В весьма незначительном количестве присутствуют H₂, N₂, CO, CH₄. Наиболее высокое содержание воды, углекислого газа и других газов фиксируется в молочно-белом жильном кварце. В прозрачном реликтовом кварце и горном хрустале присутствуют те же компоненты, но их содержание во много раз ниже. Величина соотношения CO₂ и H₂O сильно изменяется, самые низкие ее значения отвечают горному хрусталу.

При поинтервальном нагревании и анализе проб устанавливается, что с ростом температуры выделение газов вначале повышается, а затем понижается (табл. 3). Основная часть паров воды, углекислого газа и других компонентов выделяется до 500°C, что соответствует данным вакуумной декрепитации. При переходе к более высоким температурам газо-выделение резко сокращается, хотя кварц продолжает газить, вероятно, за счет мельчайших газово-жидких включений, а также структурно связанной воды. Содержание H₂O понижается с 336,7 до 86,6 мг/кг, CO₂ — от 12,38 до 3,57 мг/кг. Следует обратить внимание на появление H₂ и увеличение содержания CO в области высоких температур, что скорее всего вызвано структурными изменениями поверхности кварцевых зерен. Соотношение CO₂ и H₂O по мере нагревания кварцевой крупки до 700°C немного увеличивается, а затем понижается (рис. 5).

В табл. 4 приведены данные о газонасыщенности жильного кварца различных зон месторождения, полученные методом вакуумной декрепитации при нагревании проб до 700°C, обеспечивающим выделение основной массы газов. Средние значения близки, но жильный кварц юго-вос-

3. Содержание газов, выделяющихся из жильного кварца в разных интервалах нагревания, мг/кг

Компоненты	Интервалы нагревания, °С				
	20—400	400—500	500—700	700—800	800—950
H ₂ O	266,4	70,3	37,0	25,1	24,5
CO ₂	8,15	4,23	2,99	0,32	0,26
H ₂	0	0	0,22	0,11	0,17
CO	0,80	0,67	2,51	4,01	4,57
CH ₄	0	0,13	0,09	0	0
N ₂	0,94	0,7	0,23	0	0,13

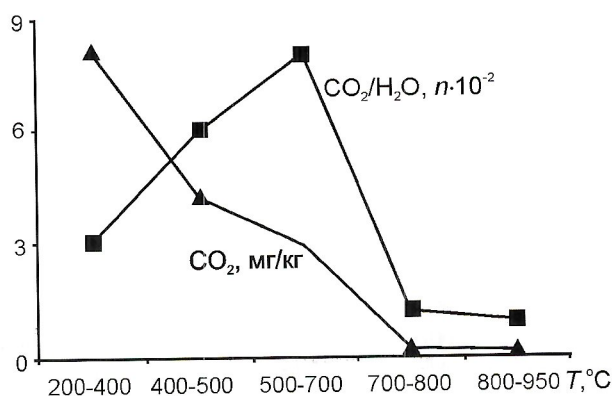


Рис. 5. Выделение CO₂ и изменение CO₂/H₂O при нагревании жильного кварца до 950°C

точной части месторождения наиболее неоднороден. В пределах жил изменчивость газонасыщенности кварца характеризуется тенденциями, противоположными светопропусканию. Относительно прозрачный кварц около залобандов жил и хрусталеносных гнезд отличается наиболее низкой газонасыщенностью.

Элементы-примеси в жильном кварце разнообразны и находятся как в неструктурной, так и структурной формах. К числу основных примесей, влияющих на качество кварцевого сырья, относятся Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Cu, Ti, Ge, Li, Na, K и др. Валовое содержание элементов-примесей в сортовом жильном кварце по данным химико-спектрального анализа составляет (ppm): Al 5,8—10,0, Cu 0—0,3, Ti 0,7—4,7, Ca 0,7—9,5, Mg 0,7—2,8, Fe 1,0—3,6, Mn 0—0,4, Na 1,5—5,4, K 0—5,4 [3]. Вместе с тем, иногда отмечается более высокие содержания ряда элементов-примесей, в

частности, Al до 25, Na до 21 ppm. В горном хрустале валовое содержание элементов-примесей обычно ниже, чем в жильном кварце.

Авторы методами оптической и инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) изучили структурные элементы-примеси в жильном кварце и горном хрустале, от содержания которых зависит предельная обогатимость сырья. Спектры поглощения кварца в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях снимались на спектрофотометрах SPECORD UV VIS и UR-20. В качестве образцов использовались полированные пластины толщиной 2—3 мм. Электронный парамагнитный анализ кварца проводился на радиоспектрометрах РЭ-1306 и SE/X-2545 при комнатной температуре и температуре жидкого азота. Образцы (крупка и монокристалльные выколки) предварительно отжигались и подвергались гамма-облучению дозами 0,005—0,3 МГр.

В ультрафиолетовой области (200—400 нм) спектры поглощения жильного кварца имеют вид нисходящей кривой с максимумом в полосе 210 нм (рис. 6). Поглощение здесь связано с наличием в структуре кварца радиационных дефектов, обусловленных вакансиями кислорода и кремния. Поглощение кварца в видимой области (400—800 нм) характеризуется довольно ровной кривой. Иногда проявляется слабовыраженный пик в области 400—500 нм, связанный с присутствием весьма характерных для кварца центров дымчатой окраски с алюминием, замещающим кремний — [AlO₄]⁰. После искусственного облучения общее поглощение кварца возрастает, на кривых отчетливо проявляется пик с максимумом 460 нм и перегиб в области 620 нм.

В спектрах поглощения жильного кварца в инфракрасной области (3100—3600 см⁻¹) при 77 К обычно проявля-

4. Газонасыщенность жильного кварца месторождения Желанного, усл. ед

Жильные зоны	Характеристика кварца	Число проб	мин.	макс.	среднее	σ
Западная	Гигантозернистый молочно-белый с прозрачными участками	70	105	169	136	24
Восточная	Гигантозернистый молочно-белый	11	114	166	166	18
Юго-восточная	«	32	105	180	144	23

Примечание. Газонасыщенность определена по величине понижения вакуума в декрепитационной камере при нагревании кварцевой крупки фракции 0,2—0,4 мм до 700°C; σ — среднеквадратичное отклонение.

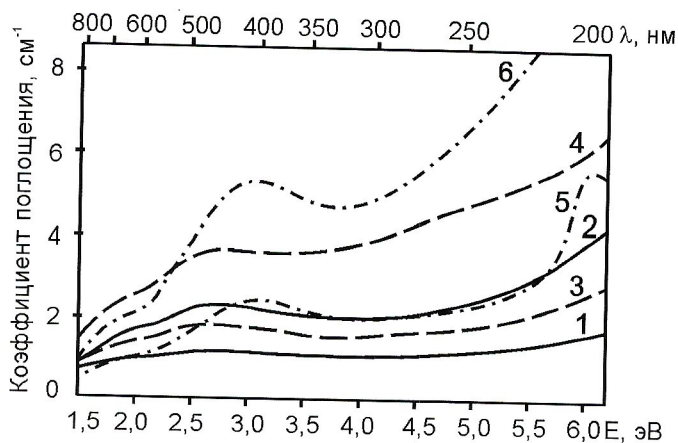


Рис. 6. Спектры оптического поглощения кристаллов:

1, 2 — жильного кварца, 3, 4 — дымчатых, 5, 6 — дымчато-цитриновых; 1, 3, 5 — исходное состояние; 2, 4, 6 — после облучения дозой 0,1 МГр

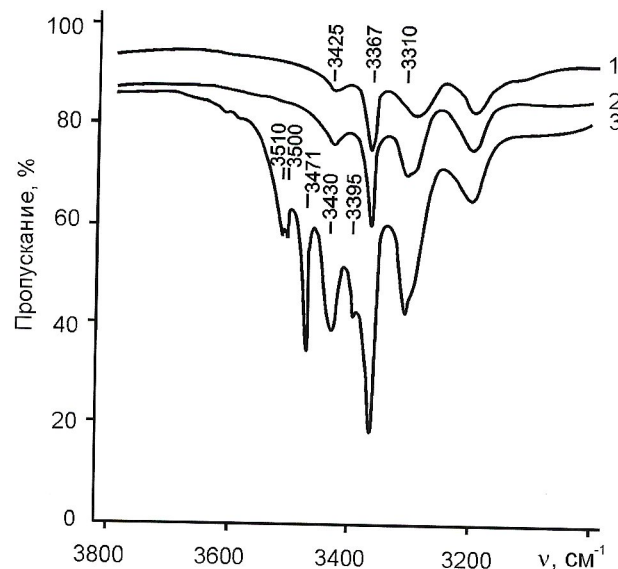


Рис. 7. ИК-спектры пластинок кристаллов в области 3000—3800 см^{-1} :

1 — жильного кварца, 2 — дымчатых, 3 — дымчато-цитриновых

ются две полосы обертонов собственных колебаний кристаллической решетки (3200 и 3300 см^{-1}) и три узких полосы с максимумами 3310 , 3367 и 3425 см^{-1} (рис. 7), которые обусловлены находящимися в структуре кварца Al-OH-группами [18].

Особенности поглощения горного хрусталя в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях спектра в общем хорошо известны [1, 9]. Спектры поглощения дымчатых кристаллов кварца западной зоны месторождения подобны таковым жильного кварца, хотя общее поглощение часто бывает более высоким. Дымчато-цитриновые кристаллы восточной зоны отличаются иным поглощением в видимой и инфракрасной областях спектра. В видимой области проявляется поглощение в полосе $370\text{--}460 \text{ нм}$, в инфракрасной отмечаются дополнительные полосы 3487 и 3520 см^{-1} . Это связано с присутствием в структуре дымчато-цитриновых кристаллов щелочно-водородных комплексов и дополнительных щелочных ионов, главным образом литиевых.

Методом электронного парамагнитного резонанса в структуре жильного кварца авторы установили различные парамагнитные центры, связанные с вакансиями кислорода (E-центры), вакансиями кремния и изоморфными элементами-примесями [7, 8 и др.]. В облученном кварце всегда фиксируются алюминиевые центры — $[\text{AlO}_4]^0$, являющиеся основными и, как мы уже отмечали, обуславливающие его дымчатую окраску (рис. 8). Содержание центров возрастает с увеличением дозы облучения и достига-

ет максимума при $0,3 \text{ МГр}$. Весьма характерны для жильного кварца рассматриваемого месторождения германиевые центры, хотя содержание их значительно ниже, чем алюминиевых (рис. 9).

В горном хрустале, как и в жильном кварце, преобладают $[\text{AlO}_4]^0$ -центры. Проявляются также линии германиевых центров, представленные тремя разновидностями: с ионами Li^+ в качестве компенсатора ($g_c=1,9993$ и $g_c=1,9929$), с ионами H^+ ($g_c=1,9975$) и без компенсатора ($g_c=1,9955$). Наряду с ними, в спектрах электронно-парамагнитного резонанса монокристалльных образцов дымчато-цитриновых кристаллов всегда обнаруживаются линии $[\text{AlO}_4, \text{LiH}]$ -центров, рассматривающихся как центры цитриновой окраски [15]. Эти центры необратимо преобразуются в алюмощелочные предцентры дымчатой окраски уже при отжиге около 500°C . При комнатной температуре в спектрах электронного парамагнитного резонанса при изохронном отжиге образцов авторами установлены линии, обусловленные, вероятно, еще двумя модификациями Al-центров, концентрация которых относительно низкая. Кроме того, в спектрах ЭПР дымчато-цитриновых кристаллов обнаруживаются линии водородных разновидностей титановых центров.

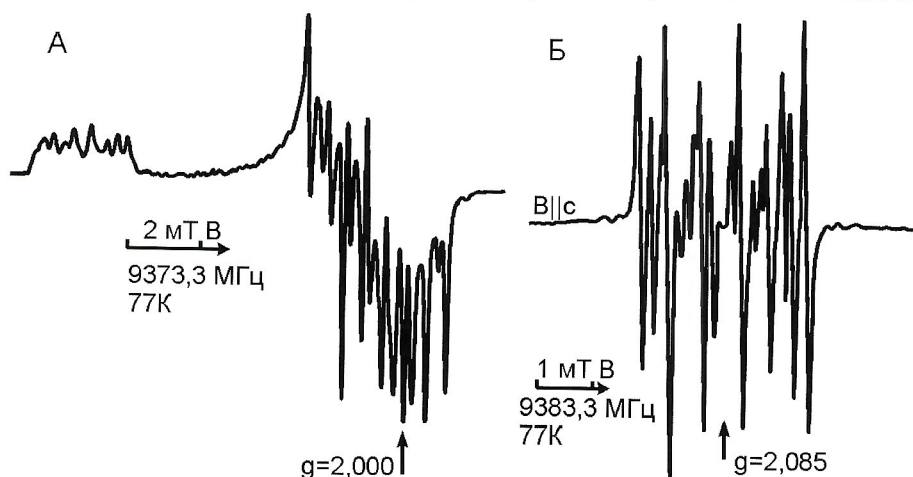


Рис. 8. Спектры ЭПР $[\text{AlO}_4]^0$ -центров в порошковом (А) и монокристалльном (Б) препаратах кварца. Вектор поляризующего магнитного поля направлен вдоль оси c

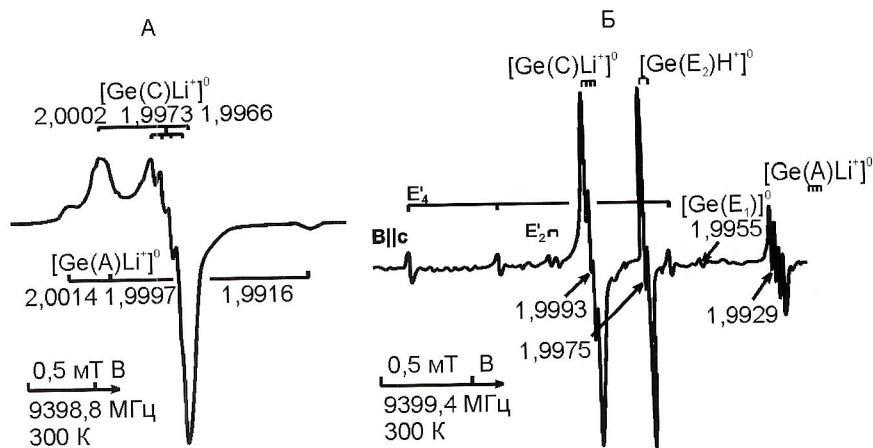


Рис. 9. Линии германиевых центров в спектрах ЭПР порошкового препарата жильного кварца (А) и дымчато-цитринового монокристалла (Б). Вектор поляризирующего магнитного поля направлен вдоль оси *c*

Во всех типах кристаллов наблюдаются также кислородные центры вакансионной природы — $O_2^-M^+$ и $O_2^-H^+$. И в дымчатых, и в дымчато-цитриновых кристаллах кварца всегда присутствуют электронные центры (вакансии кислорода), содержащие ионы водорода — E_2' и E_4' -центры. Концентрации этих дефектов низки, а их линии во многих случаях регистрируются только в спектрах ЭПР монокристаллов и малозаметны в спектрах порошковых препаратов вследствие ориентационного уширения.

Оценка абсолютных содержаний в кварце структурных элементов-примесей, в частности алюминия, выявляемых методом ЭПР, осложняется рядом обстоятельств, связанных, прежде всего, с достоверностью эталонов, различным структурным положением примесей и условиями их перехода в парамагнитное состояние.

В табл. 5 приведены результаты измерения содержания $[AlO_4]^{0-}$ -центров в порошковых пробах жильного кварца и горного хрустала, отожженных при $500^\circ C$ и облученных дозой 0,3 МГр, при которой максимальное количество алюмо-щелочных предцентров переходит в парамагнитную форму. Содержание Al-центров в бороздовых пробах кварца колеблется от 5,6 до 30 ppm. В жильном кварце восточной зоны содержание центров в среднем немного выше, чем западной, хотя интервалы изменения значений перекрываются. Самые низкие содержания Al-центров отмечаются в кварце юго-восточной части месторождения. Интересно, что в селективно отобранном прозрачном реликтовом и полупрозрачном околосредовом кварце содержание Al-центров выше, чем в основной массе молочно-белого кварца. По сравнению с жильным кварцем содержание $[AlO_4]^{0-}$ -центров в горном хрустале более высокое и достигает 70 ppm. Заметно выделяются дымчато-цитриновые кристаллы восточной зоны, содержание в них Al-центров значительно выше, чем в дымчатых кристаллах западной зоны и юго-восточной части месторождения. Германиевые центры в кварце распределены аналогично, но концентрации их на 1—2 порядка ниже.

В пределах жил в направлении от зальбандов к центру нередко обнаруживается слабое возрастание содержания Al-центров, что согласуется с направлением роста кварцевых индивидов и обусловлено, вероятно, возрастанием содержания алюминия в растворах и понижением степени их пересыщения кремнеземом. С переходом от основной массы кварца к новообразованному околосредовому кварцу и горному хрусталу содержание Al-центров резко возрастает.

В последнее время показано, что содержание в кварце парамагнитных $[AlO_4]^{0-}$ -центров повышается при предварительном высокотемпературном отжиге образцов [12, 13], в

связи с чем авторами проведены дополнительные измерения. Наряду с обычной подготовкой проб проводился их отжиг при $1000^\circ C$ и последующее облучение дозой 0,3 МГр. Полученные данные свидетельствуют о том, что после высокотемпературного отжига содержание Al-центров в жильном кварце и горном хрустале возрастает в 1,2—3,7 раза и достигает 160 ppm. Это в основном связано с переходом алюмоводородных дефектов, выявляемых в кварце методом инфракрасной спектроскопии, в алюмощелочные комплексы и затем в парамагнитные центры. Не исключено также, что высокотемпературный отжиг стимулирует вхождение в кристаллическую решетку алюминия, находящегося в неструктурной форме. Закономерности распределения Al-центров в жильном кварце, выявляющиеся при разных температурах отжига проб, подобны друг другу.

Таким образом, для месторождения Желанного характерен гигантозернистый в разной степени прозрачный жильный кварц, претерпевший дробление, слабые пластические деформации, растворение, наложение хрусталеносной минерализации. В основной массе относительно слабопрозрачного кварца в виде участков присутствует высокопрозрачный реликтовый кварц, вдоль трещин и около хрусталеносных гнезд развит прозрачный и полупрозрачный новообразованный кварц. Кристаллы кварца различных зон месторождения весьма неоднородны и по радиационной окраске делятся на дымчатые и дымчато-цитриновые.

Присутствующие в кварцевых жилах мусковит, рутил, турмалин и другие минералы локализируются в трещинах и являются в основном эпигенетическими. Результаты электронно-микроскопического изучения сколов жильного кварца свидетельствуют об отсутствии в его основной массе внутри индивидов минеральных, в т.ч. микроминеральных включений. Отмечаются лишь мельчайшие кристаллики сильвина и галита, находящиеся около раскрывшихся газово-жидких включений.

Большинство газово-жидких включений в жильном кварце относятся к вторичным и имеют хлоридно-гидрокарбонатный калиево-натриевый состав. При нагревании кварца влага испаряется и включения растрескиваются с выделением H_2O , CO_2 , CO , N_2 , CH_4 . Основной объем газов выделяется в интервале $100—400^\circ C$. С повышением температуры жильный кварц продолжает газить, хотя количество газов резко сокращается.

В структуре жильного кварца методами спектроскопии устанавливаются примеси алюминия и германия, изоморфно замещающие кремний в кремнекислородных тетраэдрах. Дефицит заряда компенсируется ионами Li, Na, H. В горном хрустале, наряду с ними, иногда обнаруживается

5. Содержание Al-центров в жильном кварце и горном хрустале месторождения Желанного

Жильные зоны	Характеристика кварца	Число проб	Содержание $[AlO_4e^-]^0$ -центров, ppm			
			мин.	макс.	среднее	σ
Западная	Гигантозернистый молочно-белый с прозрачными участками	57	7	33	13	5
	Горный хрусталь с дымчатой радиационной окраской	5	17	32	25	6
Восточная	Гигантозернистый молочно-белый	11	12	31	18	5
	Горный хрусталь с дымчато-цитриновой радиационной окраской	9	27	68	50	20
Юго-восточная	Гигантозернистый молочно-белый	31	5	23	10	4
	Горный хрусталь с дымчатой радиационной окраской	3	11	32	22	7

Примечание. Содержание $[AlO_4e^-]^0$ -центров определено в порошковых пробах, предварительно отожженных при температуре 500°C и облученных дозой 0,3 МГр. Использован отраслевой стандарт СЕ-4 (ВИМС); σ — среднеквадратичное отклонение

титан. Содержание структурных элементов-примесей в слабопрозрачном молочно-белом жильном кварце ниже, чем в высокопрозрачном реликтовом кварце, околосредовом новообразованном кварце и горном хрустале. Самое высокое содержание структурных примесей характерно для горного хрустала восточной зоны месторождения.

Наибольшее промышленное значение имеет западная зона месторождения, в пределах которой сосредоточены крупные хрусталеносные жилы с достаточно однородным кварцем, на основе которого может быть получено сортовое сырье для синтеза монокристаллов и плавки стекла. Восточная зона представляет интерес в основном в связи с кристаллами кварца, отличающимися высоким совершенством и цитриновой окраской. Эпигенетический характер минеральных примесей в жильном кварце и слабое газоотделение в высокотемпературной области — благоприятные минералогические показатели. Предельный уровень обогащения кварцевого сырья определяется в основном содержанием структурных элементов-примесей. В соответствии с этим из прозрачных разновидностей жильного кварца наиболее высококачественным является реликтовый кварц.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 02-05-64747), гранта Президента РФ (НСИ 2250.2003.5), Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле: Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л., Наука, 1974.
2. Виноградов В.И., Данчевская М.Н., Колмогоров Ю.Г. и др. Влияние газовых примесей в кварцевом сырье на качество наплавленного стекла // Электронная промышленность. 1985. Вып. 6. С. 30—33.
3. Евстиропов А.А., Бурьян Ю.И., Кухарь Н.С., Серых Н.М., Цюцкий С.С. Жильный кварц Урала в науке и технике. — М., Недра, 1995.
4. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. — М., Недра, 1967.
5. Козлов А.В. Кристаллы кварца месторождения горы Холодной и условия их формирования (Приполярный Урал) // Автореферат дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Л., 1974.
6. Козлов А.В., Шаронов Б.Н., Никитин Д.В. Особенности проявления стадийности минерализации на месторождении горного хрустала Приполярного Урала // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Межвузовский сборник. — Л., 1977. Вып. 3. С. 34—40.
7. Кузнецов С.К. Жильный кварц Приполярного Урала. — Л., Наука, 1998.
8. Лютнев В.П. Германиевые центры в гидротермально-метаморфогенном кварце (Приполярный Урал) // Минералогенез и рост кристаллов. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 59. — Сыктывкар, 1987. С. 62—70.
9. Маркова Г.А. Новые методы оценки плавочного сырья хрусталеносных месторождений // Сер. препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Вып. 5. — Сыктывкар, 1975.
10. Портнов В.Г., Букатич С.В. Тектонические условия формирования кварцевых жил и хрусталеносных гнезд одного месторождения пьезокварца в кварцитах (Приполярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Тр. седьмой геол. конф. Коми АССР. Т. 2. — Сыктывкар, 1973. С. 491—496.
11. Раков Л.Т. Поведение парамагнитных дефектов при термическом отжиге кварца // Кристаллография. 1989. Т. 34. № 1. С. 260—262.
12. Радиоспектроскопия кварца / И.В.Матяш, А.Б.Брик, А.П.Заяц, В.В.Мазыкин. — Киев: Наукова Думка, 1987.
13. Ретина С.А. Геологическое строение, минералогия и генезис кварцевого месторождения Желанное (Приполярный Урал) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 371—394.
14. Самойлович М.И., Цинобер Л.И. Центры окраски в кварце // Геохимия, минералогия, петрография (Итоги науки, 1968). — М., 1969. С. 118—138.
15. Сожерина Н.В., Шанина С.Н. Газово-жидкие включения в жильном кварце месторождения Желанное, Приполярный Урал // Зап. Вес. Минер. о-ва. № 4. 2001. С. 71—78.
16. Соколов Ю.М., Мельников Е.П., Маханек Е.К., Мельникова Н.И. Минералогия метаморфогенных месторождений горного хрустала и гранулированного кварца. — Л.: Наука, 1977.
17. Kats A. Hydrogen in alpha-quartz // Phillips Res. Repts. 1962. Vol. 17. № 1—2. P. 133—195. № 3. P. 201—279.

Классификация магматических горных пород по глобальным вариациям содержаний основных породообразующих оксидов и методика ее построения

А.Р.БЛАЖЕЕВИЧ (ОАО «Регионал геология»)

Разработка классификации магматических горных пород ведет свою историю от Г.Розенбуша и Ф.Ю.Левинсон-Лессинга. Многочисленные попытки разработок таких классификаций, предпринимавшиеся в разное время в различных регионах планеты исследователями самой различной специализации [4, 5], привели к необходимости создания Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук ЮНЕСКО, Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР (ТКПК), работающей в тесном контакте с первой, и, наконец, Петрографического совета Республики Узбекистан (ПС РУз), также увязывающего свои действия с названными организациями.

В результате работ ТКПК и ПС РУз появились «Классификация и номенклатура магматических горных пород», опубликованная в 1981 г. (КНМГП-81), шеститомная монографическая серия «Магматические горные породы», издававшаяся в 1983—1988 г. [8, 9, 10], и увязанный с ними Петрографический кодекс Республики Узбекистан [13], принятый в 1995 г., (ПК РУз-95), также включающий «Классификацию и номенклатуру магматических (вулканических и плутонических) горных пород» (КПК РУз-95), представляющие собой попытки «создания логически обоснованной многоступенчатой единой классификации магматических пород, построенной на комбинированном использовании признаков их вещественного состава, структуры и геологических условий нахождения» [1, с. 5—6], и использующие их инструкции [6, 7].

Как совершенно справедливо указано в предисловии к КНМГП-81, разработка ее «...на единой основе, создание универсальной схемы, которая удовлетворяла бы всех геологов, — дело достаточно сложное...».

Основными сложностями здесь являются, по-видимому, выбор самой основы (базы), закономерности ее расчленения и системы количественных и качественных характеристик, определяющих иерархическое положение элементов классификации.

Главными требованиями, которым должна отвечать любая классификация, представляются следующие:

четкость границ, т.е. отсутствие взаимных перекрытий полей подразделений, выделенных по тому или иному признаку;

сопоставимость размерности подразделений одного иерархического уровня;

охват всего множества объектов, для которых она предназначена, независимо от того, встречены ли подобные объекты в реальных условиях или их еще предстоит обнаружить;

простота сопоставления ее подразделений с подразделениями классификаций, разработанных предшествующими исследователями;

последовательность системы применяемых символов и индексов.

Графическое выражение семейств, рядов и групп горных пород КПК РУз-95 в условных знаках инструкций [6, 7] представлено на рис. 1. Ясно, что названная классифи-

кация, как и КНМГП-81, не соответствует этим основным требованиям из-за многочисленных, в т.ч. многослойных взаимных перекрытий полей семейств, несоответствия элементов названий семейств смыслу, подразумеваемому данным элементом (мелабазальты могут содержать больше кремнезема, чем просто базальты, из поля трахириолитов почти по 40% попадают в поля пород щелочного и нормального рядов и лишь около 20% поля относятся к субщелочному ряду, как это следует из названия) и недостаточной системности в подборе символов (совпадение формы символов трахириодацитов и трахиандезиобазальтов), отнесение к одному уровню иерархии (семейству) *диоритов* с *андезитобазальтами* при колебании содержаний кремнезема в пределах 4%, а общей щелочности 0,7%, и *ультраосновных фойдитов* с разбросом тех же характеристик соответственно 16 и 13% [1, с. 33, 98, 100] и др.

В основу предлагаемой альтернативной классификации по глобальным вариациям содержаний основных породообразующих оксидов (ГВСОПО) положены известные [5, 8, 9, 10, 11] предельные значения содержаний петрогенных оксидов, определяемых в ходе стандартного силикатного анализа (11, норма 303).

Автор использовал результаты силикатных анализов, так как представительность их на 4—5 порядков выше, чем представительность прозрачных шлифов. Поскольку объем одиночного шлифа 4—6 мм³, а объем пробы на силикатный анализ от 50 см³ и более, представительность отобранного материала прямо пропорциональна объему взятой пробы.

Они разбиты по кремнеземности на группы, семейства и подсемейства и объединены по степени раскристаллизованности (наличию или отсутствию нераскристаллизованного вулканического стекла) в два класса — полнокристаллические и неполнокристаллические, соответствующие плутоническому и вулканическому классам пород по КПК РУз-95 и КНМГП-81 [1, 13].

По остальным характеристикам в классификации по ГВСОПО выделяются по восемь петрохимических субрядов, рубежи которых располагаются для общей щелочности, калиевости, натриевости и магниальности по способу сочетаний 3-3-2, для феррооксидности, земной и лунно-земной железистости по способу сочетаний 3-2-3, а для глиноземности, кальциевости, титанистости и марганцовистости — по способу сочетаний 2-3-3 (во всех случаях за начало принимается минимальное содержание).

Чтобы обеспечить преемственность применяемой терминологии, для наименования семейств горных пород использованы названия пород предыдущих классификаций с суффиксом *-оид*, обозначающим, что пределы изменения количественных характеристик признаков, примененных для обособления выделяемого семейства, могут отличаться (обычно несколько шире) у конкретной породы, избранной в качестве *петротипа* (рис. 2).

В связи с тем, что в действующих классификациях традиционно используется понятие петрохимические ряды по комплексному признаку (отношение общей щелочности к кремнезему и глинозему), хотя в этом случае все горные по-

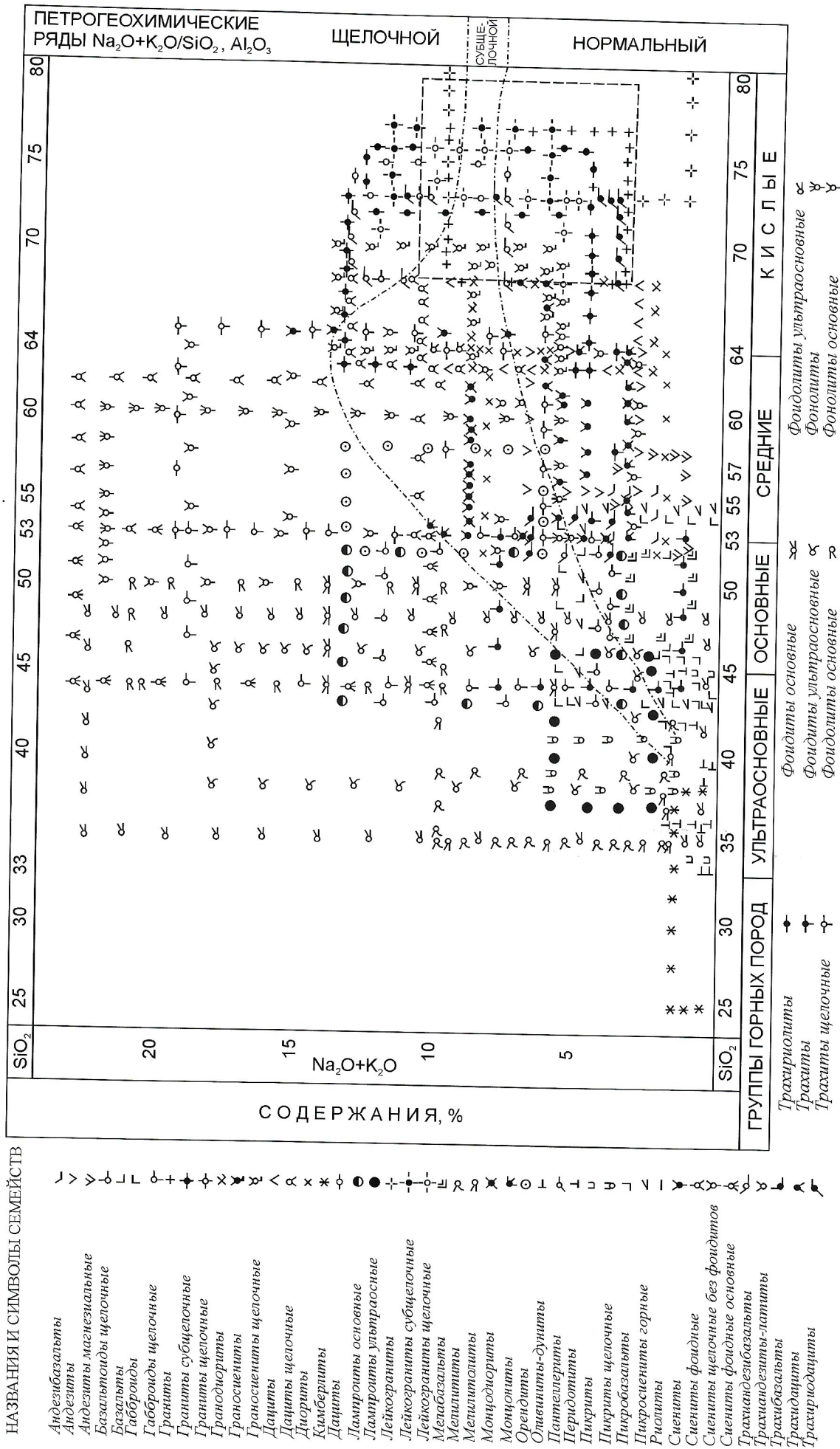


Рис. 1. Рубежи групп, рядов и семейств по КПКРУ-2000 в символах инструкций 1986 и 1995 годов

Граничные содержания, %	Характеристики										УЛЬТРАОСНОВНЫЕ					СРЕДНЕОСНОВНЫЕ					НЕПОЛНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ					КИСЛЫЕ																																																																																															
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₃ O ₄	Fe ₃ O ₄	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	Ферро-окисленность	(III)	(II)	Железистость лунно-земная	Железистость земная	Магнезиальность	Нагреивость	Калиевость	Суммарная (общая щелочность)	Кимберлитовиды *	Фойидитовиды □	Пикритовиды □	Базальтоиды Z	Анлезитовиды Y	Дациитовиды T	Риолитовиды =	Карбонатиды ○	Дунитовиды □	Перидитовиды □	Габброиды Γ	Диоритовиды X	Гранодиоритовиды ↓	Лейкоиды	Гранитовиды +	Карбонатиды ○	Дунитовиды □	Перидитовиды □	Габброиды Γ	Диоритовиды X	Гранодиоритовиды ↓	Лейкоиды	Гранитовиды +	Карбонатиды ○	Дунитовиды □	Перидитовиды □	Габброиды Γ	Диоритовиды X	Гранодиоритовиды ↓	Лейкоиды	Гранитовиды +	Карбонатиды ○	Дунитовиды □	Перидитовиды □	Габброиды Γ	Диоритовиды X	Гранодиоритовиды ↓	Лейкоиды	Гранитовиды +	Карбонатиды ○	Дунитовиды □	Перидитовиды □	Габброиды Γ	Диоритовиды X	Гранодиоритовиды ↓	Лейкоиды	Гранитовиды +																																																					
																																																																					26	28	31	36	39	41	44	47	49	52	55	57	60	63	65	68	73	76	78																																		
Макс.,	3,86	36,00	20,00	0,84	8,88	11,90	16,83	25,00	46,32	16,25	17,68	22,00	8,88	11,90	16,83	25,00	46,32	16,25	17,68	22,00	ae1	ae2	ae3	ae4	ae5	ae6	ae7	ae8	ae9	ae10	ae11	ae12	ae13	ae14	ae15	ae16	ae17	ae18	ae19	ae20	ae21	ae22	ae23	ae24	ae25	ae26	ae27	ae28	ae29	ae30	ae31	ae32	ae33	ae34	ae35	ae36	ae37	ae38	ae39	ae40	ae41	ae42	ae43	ae44	ae45	ae46	ae47	ae48	ae49	ae50	ae51	ae52	ae53	ae54	ae55	ae56	ae57	ae58	ae59	ae60	ae61	ae62	ae63	ae64	ae65	ae66	ae67	ae68	ae69	ae70	ae71	ae72	ae73	ae74	ae75	ae76	ae77	ae78	ae79	ae80	ae81	ae82	ae83	ae84	ae85	ae86	ae87	ae88	ae89	ae90	ae91	ae92	ae93	ae94	ae95	ae96	ae97	ae98	ae99	ae100	
Мини.,	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,50	1,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,50	1,04	0,04	0,00	0,00	0,00	2,48	0,00	μ1	μ2	μ3	μ4	μ5	μ6	μ7	μ8	μ9	μ10	μ11	μ12	μ13	μ14	μ15	μ16	μ17	μ18	μ19	μ20	μ21	μ22	μ23	μ24	μ25	μ26	μ27	μ28	μ29	μ30	μ31	μ32	μ33	μ34	μ35	μ36	μ37	μ38	μ39	μ40	μ41	μ42	μ43	μ44	μ45	μ46	μ47	μ48	μ49	μ50	μ51	μ52	μ53	μ54	μ55	μ56	μ57	μ58	μ59	μ60	μ61	μ62	μ63	μ64	μ65	μ66	μ67	μ68	μ69	μ70	μ71	μ72	μ73	μ74	μ75	μ76	μ77	μ78	μ79	μ80	μ81	μ82	μ83	μ84	μ85	μ86	μ87	μ88	μ89	μ90	μ91	μ92	μ93	μ94	μ95	μ96	μ97	μ98	μ99	μ100

Рис. 2. Классификация магматических горных пород по глобальным вариациям содержания основных породообразующих оксидов. Предлагаемые названия, индексы, символы и значения границ подразделений

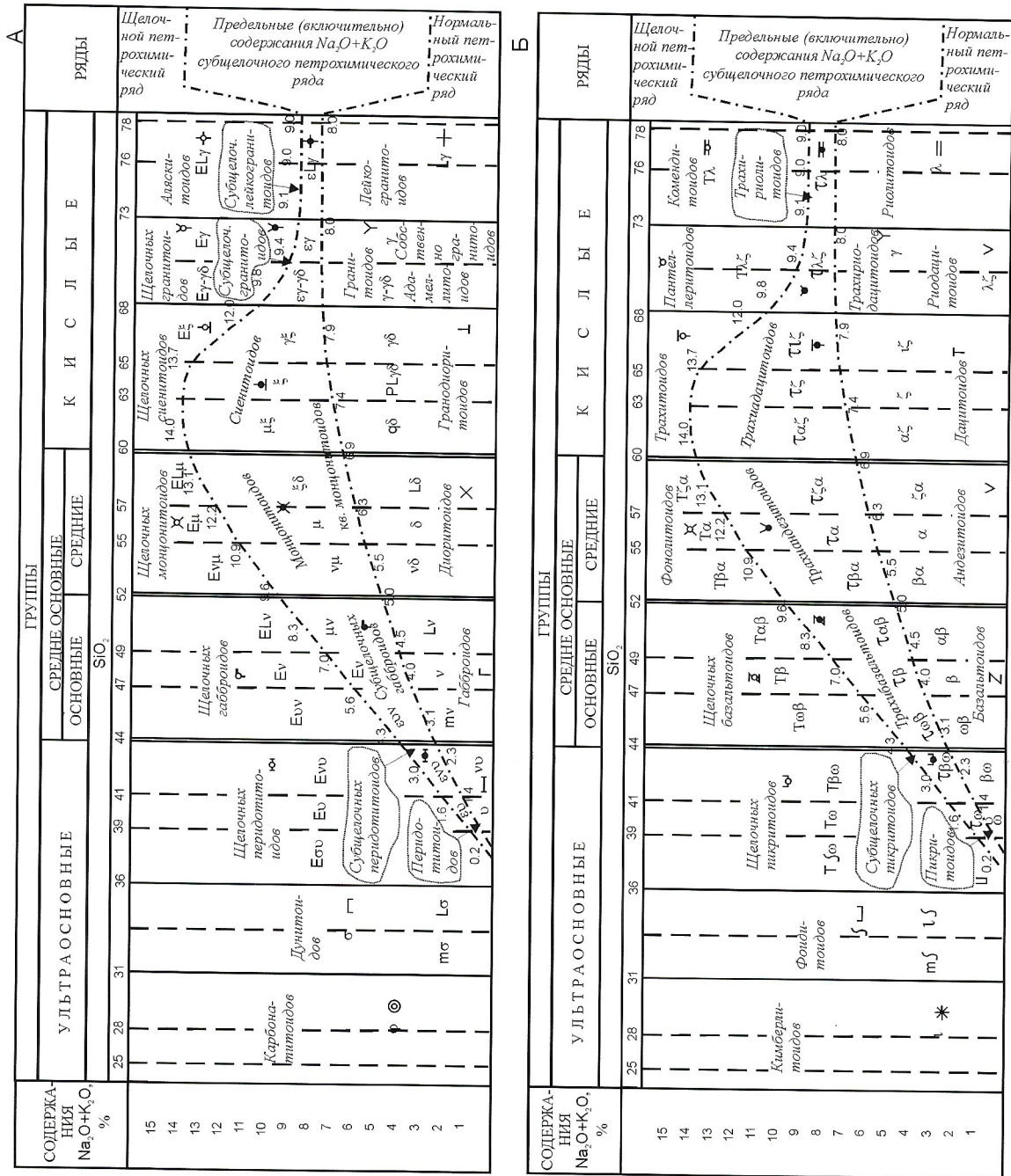


Рис. 3. Граничные содержания и индексы групп, классов, рядов, семейств и подсемейств магматических плутонических (А) и вулканических (Б) силикатных пород

роды с содержанием кремнезема менее 36% попадают в поле щелочных пород независимо от содержания щелочей (см. рис. 1). Это является явным нонсенсом, в качестве переходной от КНМГП-81 и КПКРУз-95 к ГВСОПО предлагается классификация с четко фиксированными границами групп, рядов и семейств, использующая терминологию, соответствующую ПК РУз, которую желательно включить в готовящиеся инструкции по геологической съемке Республики Узбекистан. Границы, индексы и символы предлагаемой переходной классификации представлены на рис. 3.

Предлагаемые классификации составлены по принципу комбинированного использования признаков [1, с. 6] с учетом упомянутой закономерности [3], выраженной также в стратиграфии и тектонике фанерозоя в интервале система—отдел тем, что из трех периодов, входящих в завершённый тектоно-магматический цикл, один делится на две эпохи, а два — на три.

Поскольку между длительностью формирования объекта и его размерностью просматривается явная связь, то названная закономерность в более общем виде может быть сформулирована как *закономерность изменения размерности объектов, находящихся на смежных иерархических уровнях*.

Такая закономерность использовалась при разработке системы понятий и терминов магматической геологии [2] и проявилась (неосознанно) при создании КПКРУз-95 и КНМГП-81 при выделении *двух* классов по раскристаллизованности, *трех* петрохимических рядов по общей щелочности, *лейко-, мезо-* (не всегда) и *меланократовых* разновидностей и т.д., что также подтверждает объективное ее существование и возможность дальнейшего использования с целью классификации предметов и явлений из любой области знаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева Е.Д., Богатиков О.А.* и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие. — М.: Недра, 1981.
2. *Блажеевич А.Р.* Ранговая шкала и система понятий и терминов в магматической геологии / Советская геология. 1990. № 9. С. 123—125.
3. *Блажеевич А.Р.* Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала и сочетания расчетных разноранговых временных рубежей изменения геодинамических обстановок. Актуальные проблемы эволюции Тянь-Шаня / Материалы Международного симпозиума. — Ташкент: Университет, 1999. С. 74—76.
4. *Геологические тела* (терминологический справочник). — М.: Недра, 1986.
5. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. — М.: Недра, 1985.
6. *Инструкция* по организации и производству геолого-съёмочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25 000). — М., 1986.
7. *Инструкция* по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — М., 1995.
8. *Магматические горные породы*. Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. В.И.Гоньшаковой. — М.: Наука, 1983.
9. *Магматические горные породы*. Щелочные породы / Под ред. В.А.Кононовой. — М.: Наука, 1984.
10. *Магматические горные породы*. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шаркова. — М.: Наука, 1988.
11. *Петрографический словарь*. — М.: Недра, 1981.
12. *Справочник* укрупненных сметных норм на геологоразведочные работы (СУСН). Вып. 7. Лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород. — М.: Недра, 1984.
13. *Юдалевич З.А., Диваев Ф.К., Коржаев В.П.* и др. Петрографический кодекс Республики Узбекистан. — Ташкент, 1995.

Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России

Л.А.НЕВЕССКАЯ (ПИН РАН), Е.И.КОВАЛЕНКО (Сев.-Кав. РМСК), Е.В.БЕЛУЖЕНКО (ФГУГП Кавказгеолсьемка), С.В.ПОПОВ, И.А.ГОНЧАРОВА (ПИН РАН), Г.А.ДАНУКАЛОВА (НИИ Геол. Башк.отд.РАН), Н.Я.ЖИДОВИНОВ (НИИ Геол., Саратов), А.В.ЗАЙЦЕВ (Южгеология), А.С.ЗАСТРОЖНОВ (ВСЕГЕИ), Т.Н.ПИНЧУК (НТЦ Кубаньгазпром), Л.Б.ИЛЬИНА, Н.П.ПАРАМОНОВА (ПИН РАН), Н.С.ПИСЬМЕННАЯ (ФГУГП Кавказгеолсьемка), С.О.ХОНДКАРИАН (ФГУГП Аэрогеология)

Создание стратиграфической шкалы неогена Понто-Каспийской области, к которой относятся и районы южной России, имеет более чем вековую историю и связано с именами Н.П.Барбота де Марни, Н.И.Андрусова и Л.Ш.Давиташвили. После выхода в 1940 г. книги [32] работы по усовершенствованию схемы неогена юга СССР заключались в уточнении корреляции выделенных горизонтов с ярусами Средиземноморья, ставшими ярусами общей шкалы неогена, подвергнувшимися пересмотру и ревизии в 70-е годы, когда были предложены новые стратотипы, гелвет изъят из шкалы Средиземноморья и изменен объем аквитана и бурдигала. Одновременно была разработана региональная шкала неогена Центральной Европы, в связи с чем было решено все подразделения неогена юга бывшего СССР перевести в ранг региоярусов. Для нижней части миоцена был предложен новый региоярус — кавказ.

В результате на VI Конгрессе по стратиграфии Средиземноморского неогена в 1975 г., кроме новой средиземноморской шкалы, были приняты региональные шкалы для Западного (или Западного и Центрального Паратетиса при трехчленном делении) и Восточного (Эвксино-Каспийский бассейн) Паратетиса [22]. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса была принята на заседании бюро Межведомственного Стратиграфического комитета (28.10.1983) и позднее опубликована [21, 22].

В качестве общей стратиграфической шкалы неогена принята недавно ревизованная шкала ярусов Средиземноморья [39]. Прямая биокорреляция региоярусов юга России с ярусами Средиземноморья затруднена вследствие фаунистических отличий, обусловленных существованием климатических и палеогеографических барьеров и опресненностью Восточного Паратетиса. Поэтому на схеме между общей шкалой и региоярусами Восточного Паратетиса дан разрыв, и их соотношение отражает лишь относительное соответствие подразделений двух шкал во времени (табл. 1).

В последние десятилетия началось изучение планктонных групп ископаемых: наннопланктона, диатомовых и динофлагеллат, которые иногда позволяют коррелировать региоярусы Восточного Паратетиса со средиземноморской шкалой. Положение зон по млекопитающим приведено в интерпретации А.К.Агаджаняна и А.В.Лопатина. Списки видов фораминифер, характерных для региоярусов, даны по А.К.Богдановичу [14] и Т.Н.Пинчук с таксономическими исправлениями М.Я.Серовой. Для остракод в схеме использованы старые списки Г.И.Кармишиной и Г.Ф.Шнейдер, представленные в томе «Неогеновая система», с таксономической правкой И.А.Николаевой. Данные по моллюскам учитывают полную ревизию двустворчатых моллюсков и среднемиоценовых гастропод, проведенную в работах Л.А.Невесской, Л.Б.Ильиной и др.

До последнего времени традиционно для неогеновых отложений Восточного Паратетиса картировались горизонты или региоярусы. Однако, согласно последнему изданию Стратиграфического кодекса [31] и Инструкции [16], основной картируемой единицей при среднемасштабной съемке является свита. Выделение свит и толщ непосредственно при разработке легенд для геологического картирования привело к излишней дробности местных подразделений, когда в одной структурно-фациальной зоне на соседних площадях выделялось по несколько синонимичных наименований. В связи с этим, чтобы упорядочить номенклатуру и закрепить уже имеющиеся названия, в 1999—2000 гг. Северо-Кавказским региональным межведомственным стратиграфическим комитетом при участии геологов ФГУГП «Кавказгеолсьемка» и «Кубаньгазпром» (Е.В.Белуженко, Е.И.Коваленко, Н.С.Письменная, Т.Н.Пинчук) была составлена схема районирования неогеновых отложений (см. рисунок) и рабочая стратиграфическая схема неогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. Эта схема послужила основой для местных стратиграфических колонок «Региональной стратиграфической схемы неогена юга Европейской части России», утвержденной бюро Межведомственного стратиграфического комитета России 12 апреля 2002 г. и в сокращенной версии представлена в таблицах 1, 2, 3.

Региональная стратиграфическая шкала. Региональные стратиграфические подразделения неогена юга России представлены региоярусами, в основу выделения которых положена этапность развития неогеновых бассейнов и их биоты. Эта этапность учитывает смену гидрологии и трансгрессивно-регрессивную цикличность, поэтому границы региоярусов в мелководной зоне часто разделены перерывами в осадконакоплении и несогласиями.

Стратотипы всех региоярусов, кроме самого нижнего, находятся за пределами юга России (сакараул и коцахур — Грузия, караган — Западный Казахстан, акчагыл — Западный Туркменистан, остальные — Украина). Это вынуждает выделить для каждого региояруса 1—2 наиболее полных опорных разреза для юга России. Большая часть таких разрезов — сармат, мэотис, понт, киммерий, акчагыл — расположена на Таманском полуострове, тархан и чокрак — в Западном и Центральном Предкавказье, караган и конки — в Западном Предкавказье; акчагыл, кроме разреза на Таманском полуострове, — разрез по р.Сулак (Восточное Предкавказье).

Кавказский региоярус [20], (? олигоцен—нижний миоцен). Стратотип — на р.Кубань ниже г.Черкесск, где к этому региоярусу отнесены алкунская, зеленчукская свиты и нижняя часть караджалгинской. Они составляют среднюю часть майкопской серии и представлены в основном глинистыми неизвестковыми отложениями.

1. Региональная шкала Восточного Паратетиса и ее палеонтологическая характеристика

млн. лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Регионарус		Подъярус	Нанопланктон	Млекопитающие	Моллюски	Фораминиферы	Остракоды									
				Акчагыл	Киммерий															
2	Плистен	Верхний	Верхний	Акчагыл	Верхний	NN18	MN17	АКЧАГЫЛ S.S.: <i>Cerastoderma dombra</i> , <i>Aktschagyllia subcaspia</i> , <i>Avicardium nikitini</i> , <i>Potamides caspius</i>	КУЯЛЬНИК: <i>Euxinocardium limanicum</i> , <i>Pachydaena kujalnicensis</i> , <i>Dreissena theodori</i>	<i>Bolivina kovalevskii</i> , <i>B. limusa</i> , <i>Cassidulina oblonga</i> , <i>Cassidulina prima</i> , <i>Ammonia ex gr. beccarii</i>	<i>Ammonia ex gr. beccarii</i>	<i>Candona combibo</i> , <i>C. abichi</i> , <i>Caspiolina uschakensis</i> , <i>Leptocythere gubkini</i> , <i>Loxococoncha leavatlava</i>	<i>Loxococoncha petasa</i> , <i>Bakunella dorsoarcuata</i> , <i>Pontoniella chemachaensis</i> , <i>Caspiopryis acronasuta</i> , <i>Caspiopryis duabiensis</i>							
3														Средний	Верхний	NN11-13	MN15	<i>Pontalmira crassatellata</i> , <i>Caladacna escheri</i> , <i>Stenodacna angusticostata</i> , <i>Prosodacna semisulcata</i> , <i>P. macrodon</i> , <i>Plagiodacna modiolaris</i>	<i>Paradacna deformis</i> , <i>Prosodacna semisulcata</i> , <i>Plagiodacna carinata</i>	<i>Caspiopryis balcanica</i> , <i>C. acronasuta</i> , <i>Cryptocyprideis bogatschovi</i> , <i>Bakunella dorsoarcuata</i> , <i>Caspiopryis duabiensis</i>
4																				
5	Нижний	Верхний	NN11	MN12	<i>Paradacna abichi</i> , <i>Pseudocatlillus pseudocatlillus</i> , <i>Eupatorina littoralis</i> , <i>Congeria novorossica</i> , <i>Parvivenus widhalmi</i> , <i>Valenciennius</i>	<i>Congeria panticaepaea</i> , <i>C. amygdaloides navicula</i> , <i>Theodoxus stefanescui</i>	<i>Leptocythere maetocica</i> , <i>L. velata</i> , <i>Xestoleberis maetocica</i> , <i>Loxococoncha pseudocostata</i>													
6								Нижний	Верхний	NN9-10	MN11-12	<i>Dosinia maetocica</i> , <i>Venerupis abichi</i> , <i>Mytilaster volynicus</i> , <i>Ervilia pusilla minuta</i> , <i>Pirenella disjuncta disjunctoides</i>	<i>Q. seminulum maetocica</i> , <i>Hauerina subbotinae</i> , <i>Bolivina sp.</i> , <i>Elphidium fedorovi</i> , <i>Articulina tenella</i> , <i>Dendritina poroshini</i>	<i>Leptocythere maetocica</i> , <i>L. crebra</i> , <i>Xestoleberis maetocica</i> , <i>X. krischtolovici</i> , <i>X. advena</i> , <i>Loxococoncha rimopora</i>						
7	Нижний	Верхний	NN9-10	MN10	<i>Mactra (Chersonimactra) bulgarica</i> , <i>M. (Ch.) balcica</i> , <i>M. (Ch.) caspia</i>	<i>Elphidium macellum</i> , <i>Protelphidium subgranosum</i> , <i>Florilus bogdanowiczi</i>	<i>Loxococoncha velata</i> , <i>Leptocythere eldarica</i> , <i>Xestoleberis vidua</i> , <i>X. elongata</i> , <i>Cyprideis torosa</i>													
8								Нижний	Средний	NN8-9	MN9	<i>Plicatiformes fittoni</i> , <i>Obsoletiformes desperatus</i> , <i>Mactra vitaliana</i> , <i>Cryptomactra pesanseri</i> , <i>Venerupis ponderosa</i> , <i>Gibbula podolica</i> , <i>Barbotella hoernesii</i> , <i>Dorsanum akburunum</i>	<i>Nubecularia novorossica</i> , <i>Quinqueloculina complanata</i> , <i>Q. voloschinovae</i> , <i>Sarmatiella costata</i> , <i>Protelphidium subgranosum</i> , <i>P. martkobi</i> , <i>Florilus bogdanowiczi</i>	<i>Xestoleberis armavirensis</i> , <i>X. elongata</i> , <i>Loxococoncha quadrituberculata</i> , <i>L. ornata</i> , <i>Leptocythere praebosqueti</i> , <i>L. naviculata</i> , <i>L. multicristata</i> , <i>L. plana</i> , <i>Aurilla sarmatica</i> , <i>A. koleznikovi</i> , <i>A. laevis</i>						
9	Нижний	Средний	NN7-8	MN7-8b	<i>Abra reflexa</i> , <i>Mactra eichwaldi</i> , <i>Gibbula cremenensis</i> , <i>Mohrensternia inflata</i>	<i>Mitilina reussi</i> , <i>Articulina sarmatica</i> , <i>A. tamanica</i> , <i>Protelphidium subgranosum</i>	<i>Loxococoncha taeniata</i> , <i>Leptocythere distenta</i> , <i>L. parvula</i> , <i>Cilithocytheridea gracilis</i> , <i>Tyrhenocythere baturni</i> , <i>T. dogeli</i> , <i>Agliocypris konkensis</i>													
10								Нижний	Средний	NN6-7	MN7-8b	<i>Chlamys diaphana</i> , <i>Parvivenus konkensis</i> , <i>Acanthocardia andrussovi</i> , <i>Spiratella konkensis</i>	<i>Melonis soldanii</i> , <i>Adelosina konkensis</i> , <i>Elphidium horridum</i> , <i>Quinqueloculina gracipodium horridum</i>	<i>Paracytheroides gracilis</i> , <i>Mediothyterideis inflata</i> , <i>Loxococoncha truncata</i> , <i>L. markovi</i> , <i>Leptocythere karaganica</i> , <i>Candoniella favosa</i>						
11	Нижний	Средний	MN7-8a	<i>Bamesa ustjurtensis</i> , <i>B. vitaramica</i> , <i>Savanella andrussovi</i>	<i>Discorbis kartvelicus</i> , <i>Quinqueloculina ersaconica</i> , <i>Elphidium cubanicum</i> , <i>Discorbis effusus</i> , <i>D. urupensis</i> , <i>Cassidulina bulliformis</i> , <i>Ammonia pschechensis</i>	<i>Aurilla elegantissima</i> , <i>A. tschokrakensis</i> , <i>Paracytheridea reussi</i> , <i>Leptocythere distincta</i> , <i>L. rugosa</i>														
12							Нижний	Средний	MN5-6	<i>Donax tarchanensis</i> , <i>Lutetia intermedia</i>	<i>Florilus parvus</i> , <i>Articulina tschokrakensis</i>	<i>Aurilla elegantissima</i> , <i>A. tschokrakensis</i> , <i>Paracytheridea reussi</i> , <i>Leptocythere distincta</i> , <i>L. rugosa</i>								
13	Нижний	Средний	NN5	<i>Aequipecten varmensis</i> , <i>Pitar laskarevi</i> , <i>Ervilia praepodolica</i> , <i>Cerithium cattlejae</i>	<i>Tschokrakella caucasica</i>	<i>Cytheretta edwardsi</i> , <i>C. alberti</i> , <i>Bosquetina dentata</i> , <i>Aurilla dromas</i> , <i>A. caucasica</i> , <i>Loxococoncha carinata</i>														
14							Нижний	Средний	NN4-5	<i>Aequipecten praetrigonostoma</i> , <i>Spiratella</i> , <i>Neopycnodonte cochlear</i> , <i>Lentipecten corneus</i>	<i>Globigerina tarchanensis</i> , <i>Bolivina tarchanensis</i> , <i>Textularia tarchanensis</i>	<i>Saccammina zuramakensis</i> , <i>S. ovalis</i>								
15	Нижний	Средний	MN4b	<i>Rzehakia dubiosa</i> , <i>Eoprosodacna kartica</i> , <i>Congeria subclaviformis</i> , <i>Melanopsis impressa</i>	<i>Neobulimina elongata</i> , <i>Uvigerinella ex gr. californica</i> , <i>Bolivina ex gr. floridana</i> , <i>Bulimina caprolithoides</i>															
16							Нижний	Средний	MN4a	<i>Nuculana gracilis</i> , <i>Palliolium incomparabile</i> , <i>Thyasira tautilus</i> , <i>Glossus ex gr. maior</i>	<i>Uvigerinella ex gr. californica</i> , <i>Heterolepa ornata</i> , <i>Elphidium onerosum</i> , <i>Porosonion dendridicus</i>									
17	Нижний	Средний	MN3	<i>Palliolium incomparabile</i> , <i>Plagiocardium abundans</i> , <i>Parvicardium golubiatnikovii</i> , <i>Cerastoderma prigorovskii</i> , <i>Cyrtodaria angusta</i>	<i>Bolivina goudkoffi</i> , <i>B. floridana</i> , <i>B. plicatella</i> , <i>Virgulinaella neobuliminiformis</i> , <i>Virgulina schreibersiana</i>															
18							Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1									
19	Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1															
20							Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1									
21	Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1															
22							Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1									
23	Нижний	Средний	NN1-NP25	MN2	MN1															

Кавказский регионарус подразделен на два подъяруса. Нижний включает алкунскую свиту и нижнюю часть зеленчукской (включая так называемые септариевые слои). К прослоям известковистых глин алкунской свиты приурочены остатки бентосных полигалинных фораминифер (*Bolivina ex gr. plicatella*, *Virgulinaella neobuliminiformis*, *V. aequalis* и др.), спикулы кремневых губок, отпечатки цистозир (слои с *Bolivina goudkoffi*). Мощность до 45 м.

Верхний подъярус выделяется в объеме верхов зеленчукской и низов караджалгинской свит, содержит лишь единич-

ные остатки эвригалинных бентосных фораминифер (*Ammodiscus tenuiculus*, *Rotaliammina depressa*, *Saccammina*, *Haplophragmoides* и др.). Мощность около 100 м.

Более мелководным фациям в парастратотипическом разрезе регионаруса на северо-восточном склоне Ставропольского поднятия (скв. Дербетовская-37) и разрезу опорной скв. Новопокровская-4 нижней части регионаруса отвечают слои с *Bolivina goudkoffi*, *Spiroplectammina caucasica*, а верхней — слои с *Uvigerinella californica*, *Elphidium onerosum*, *Porosonion dendridicus*.

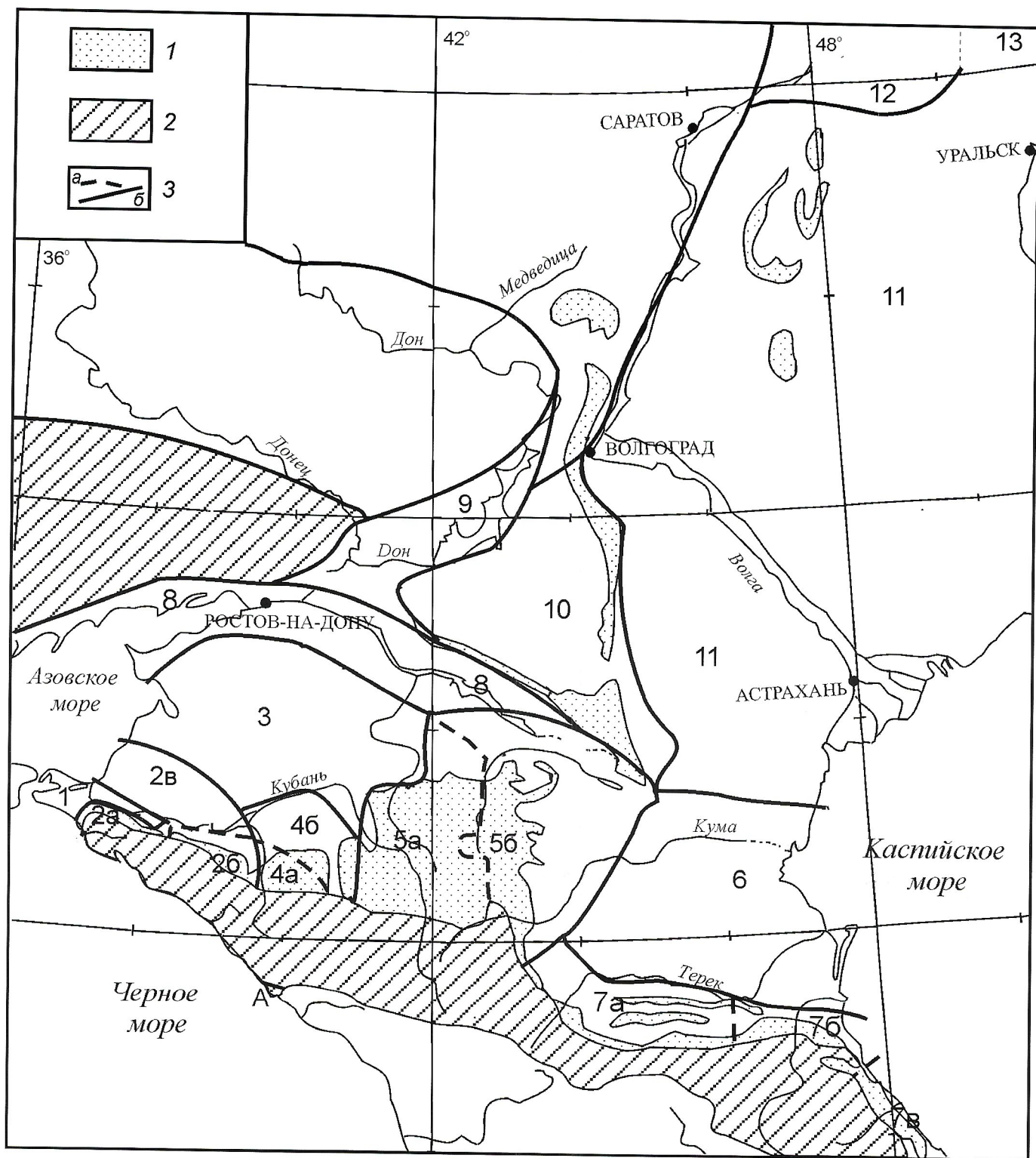


Схема районирования юга Европейской части России для неогенового периода:

1 — выходы неогеновых отложений на поверхность; 2 — зона отсутствия неогеновых отложений; 3 — границы структурно-фациальных: а — зон, б — подзон; структурно-фациальные зоны (подзоны), цифры соответствуют колонкам в стратиграфической схеме: 1 — Таманско-Адагумская, 2 — Западно-Кубанская (подзоны: 2а — Анапско-Гладковская; 2б — Афипско-Пшехская; 2в — северная); 3 — Западно-Предкавказская; 4 — Восточно-Кубанская (подзоны: 4а — Адыгейская, 4б — северо-восточная); 5 — Центрально-Предкавказская (подзоны: 5а — западная, 5б — восточная); 6 — Восточно-Предкавказская; 7 — Восточно-Кавказская зона (подзоны: 7а — северо-западная, 7б — центральная, 7в — юго-восточная); А — Абхазская зона; районы: 8 — Приазовье, Маныч; 9 — Нижний Дон; 10 — Ергени; 11 — Прикаспийская впадина; 12 — Самарское, Казанское Поволжье и Прикамье; 13 — Южное Предуралье

3. Корреляция местных стратиграфических разрезов неогена Скифской плиты, Поволжья и Предуралья

Регіо- ярус	Приазовье, Маныч		Нижний Дон		Ергени		Прикаспийская впадина		Поволжье и Прикамье		Южное Предуралье	
	8		9		10		11		12		13	
АКЧАТЫП	ХАЛПРОВСКАЯ СВИТА 20 м	Слои с <i>Cerastoderma</i> до 90 м	ВЕРХ- НЯЯ 40 м	АЗОВСКО-КУБАНСКАЯ СВИТА	ХОПЕРСКАЯ СВИТА до 60 м	ТАРУМОВ- СКАЯ ТОПЦА	АРАЛСОРСКАЯ 120 м	ДОМАШКИНСКАЯ СВИТА 30 м	ВОЕВОДСКАЯ СВИТА 5-12,5 м	АККУЛАЕВСКАЯ СВИТА 13-40 м		
	ЧУЛЕКСКАЯ СВИТА 15 м	АРМАВИР- СКАЯ СВИТА	СРЕД- НЯЯ 25 м		КРИВСКАЯ СВИТА 10 м		УЗЕНСКАЯ 100 м	Слои с <i>Cerastoderma</i> 10-20 м	ЧИСТОПОЛЬСКАЯ СВИТА 80 м	ЗИЛИМ-ВАСИЛЬЕВСКАЯ СВИТА 4-90 м	КУМУРЛИНСКАЯ СВИТА до 80 м	
КИММЕРИЙ	ЕЙСКАЯ СВИТА до 100 м	до 110 м	АНДРЕЕВ- СКАЯ СЕРИЯ	АЗОВСКО-КУБАНСКАЯ СВИТА	НАГАВСКАЯ СВИТА до 25 - 38 м	до 230 м	ЕРУСЛАНСКАЯ СВИТА 30-70 м	СОКОЛЬСКАЯ СВИТА 20-80 м	ЧЕЛНИНСКАЯ СВИТА 60-70 м	КИНЕЛЬСКАЯ СЕРИЯ	КАРЛАМАНСКАЯ 37-60 м	БЕРХНЯЯ до 140 м
ПОИТ	Новороссийский подъярус 25-50 м		НИЖНЯЯ ПОДСВИТА до 60 м		ЕРГЕНИНСКАЯ СВИТА до 100 м	КУШУМСКАЯ СВИТА до 75-85 м	ПАЛАСОВСКАЯ СВИТА до 60 м		ШЕШМИНСКАЯ СВИТА 6-30 м	ЧЕБЕНЬКОВСКАЯ СВИТА	НИЖНЯЯ 8 - 50 м	
МЗОТИС	ВЕРХНИЙ	Пачка известняков, глин до 2,5 м	ЯНОВСКАЯ СВИТА до 20 м	БУРУКЛУНСКАЯ ТОПЦА до 30 м								
НИЖНИЙ	Пачка известняков, глин, песков 15 м											
САРМАТ	ВЕРХНИЙ	Пачка мергелей, известняков до 40 м					СПАСКАЯ (?) СВИТА 39 м		отложения отсутствуют			
	СРЕДНИЙ	Пачка известняков, песчаников, глин до 50 м										
	НИЖНИЙ	Пачка глин, прослой песков до 80 м	ВЕДЕРНИ- КОВСКАЯ СВИТА 25 м		ОВАТИНСКАЯ СВИТА до 120 м						УШКАТЛИНСКАЯ СВИТА 5-80 м	
КУН- КА	Пачка глин, песков до 20 м			ЯШКУЛЬСКАЯ СЕРИЯ	БАЛКОВСКАЯ СВИТА до 170 м							
КАРАГАН	Пачка глин, мергелей до 70 м		МЕЛИ- ХОВ- СКАЯ СВИТА		ЗАГИСТИНСКАЯ СВИТА до 150 м							
ЧОЖРАК	Пачка песков, глин, прослой песчаников 7-15 м		до 60 м									
ТАРХАН	Пески, глины 13-25 м											
ЮЦАХУР	ПОДСЕРИЯ	РИЦЕВСКАЯ СВИТА до 20-50 м									ВОРОШИЛОВСКАЯ СВИТА 15-90 м	
САКАРАУЛ		ВЕРХНЯЯ	ОЛЬГИНСКАЯ СВИТА до 115 м								КУЮРГАЗИНСКАЯ СВИТА 40-120 м	
КАВКАЗ	СРЕДНЯЯ ПОДСЕРИЯ 200 м			МАЙКОТСКАЯ СЕРИЯ СРЕДНЯЯ ПОДСЕРИЯ	НУГРИНСКАЯ СВИТА 100-160 м						ТЮЛЬГАНСКАЯ СВИТА 15-90 м	

Литологическое однообразие средне- и верхнемайкопских отложений, крайняя бедность фауны, отсутствие хороших обнажений затрудняют выделение и прослеживание этого региояруса повсеместно в разрезах Восточного Паратетиса. По смене комплексов динофлагеллат с редукцией коватных цист (прослеженных пока лишь в двух изученных разрезах — р.Белая и скв.СГ 12 000, данные Н.И.Запорожец), а также по наннопланктону (р.Белая, данные Я.Крховского), граница олигоцена—миоцена в этих разрезах проводится сейчас однозначно, но ее привязка к свитному делению вызывает разногласия. По мнению геологов Предкавказья [14] (Е.И.Коваленко, Е.В.Белуженко), майкопские отложения с нижнемиоценовым фитопланктоном по р.Белая следует считать основанием алкунской свиты, тогда как другие исследователи [36] считают эти осадки основанием не алкунской, а караджалгинской свиты. В данном случае алкунскую и зеленчукскую свиты надо еще относить к олигоцену.

Сакараульский региоярус [13] — нижний миоцен. Стратотип — разрез Сакараульской балки, против г.Каспи [33] (в настоящее время не обнажен). Гипостратотип — балка Надербазеви у станции Метехи [10]. В стратотипической области Центральной Грузии представлен массивными грубозернистыми песчаниками, алевролитами, мощностью около 200 м. Охарактеризован здесь лишь остатками моллюсков, встречаемых в средней части разреза и представленных очень тепловодным, мелководным комплексом, включающим крупные виды, общие с эггенбурггом Западного Паратетиса.

Сопоставление сакараула Грузии с более глубоководными разрезами верхнего майкопа Предкавказья проблематично, за его аналоги обычно принимаются отложения ольгинской свиты, также выделяемые в разрезах майкопской серии по погрубению осадка и появлению более богатого комплекса бентосных фораминифер зоны *Neobulimina elongata*. Однако появление таких фораминифер наблюдается еще в верхах караджалгинской свиты, что позволяет их также включать в состав сакараула.

На основе сходства состава моллюсков сакараульского региояруса Грузии и эггенбургского Западного Паратетиса (1/3 общих видов) они рассматриваются как стратиграфические аналоги, хотя их границы могут не совпадать. Через корреляцию с эггенбурггом сакараульский региоярус сопоставляется с нижней частью бурдигала.

Коцахурский региоярус [13] — нижний миоцен. Стратотип — разрез на левом берегу р.Кура у западной окраины г.Каспи [27, 33]. В Грузии коцахур представлен массивными песчаниками и алевролитами с конкрециями со своеобразным комплексом солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia* (= *Oncophora* в старых работах).

Приблизительная корреляция аналогов коцахурского региояруса в Предкавказье (рицевская и зурамакентская свиты) проводится относительно уверенно по появлению в разрезах верхнего майкопа признаков, указывающих на пониженную соленость: обедненного комплекса фораминифер с *Saccamina zuramakensis*, эвригалинных динофлагеллат, а в более мелководных фациях Ергеней — солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia dubiosa*. Верхняя граница проводится по литологии (появлению карбонатности) или по появлению морских фораминифер и моллюсков.

По составу общих эндемичных родов и видов моллюсков коцахурский региоярус уверенно коррелируется с вер-

хним оттангом Центрального Паратетиса [27] и, следовательно, с верхней частью бурдигала (см. табл. 1).

Тарханский региоярус [2] — верхи нижнего—низы среднего миоцена). Стратотип находится на мысе Тархан Азовского побережья Керченского полуострова [33] и нарушен оползнями. Гипостратотип — разрез урочища Малый Камышлак, к востоку от стратотипа [23]. Тархан в гипостратотипе представлен глинисто-мергельной толщей, в основном карбонатной, мощностью 110 м, согласно залегающей на глинах верхнего майкопа и с небольшим перерывом перекрываемой биогенными известняками и песчаниками чокрака.

В большинстве районов тарханский региоярус подразделяется на нижний (кувинские слои), средний (терские слои, «тарханский мергель» или слои с *Lentipeecten corneus denudatus*) и верхний (аргунские слои, охарактеризованные обилием спирателл — «спиралисовые глины»). В предлагаемой стратиграфической схеме аргунские слои полностью включены в тархан, согласно представлениям авторов работы [12]. В прогибах нерасчлененный тархан фиксируется по присутствию *Globigerina tarchanensis*, *Bolivina tarchanensis*. Общая мощность региояруса до 500 м.

В качестве опорных разрезов на российской территории для тарханского региояруса предлагаются два разреза Центрального Предкавказья: стратотип кувинских слоев — разрез левого берега р.Большой Зеленчук у аула Старокувинский и разрез балки Яман-Джалга по правому берегу р.Кубань [12, 19].

Сопоставление тархана со средиземноморской шкалой вызывает значительные затруднения: А.С.Андреева-Григоревич, Н.А.Савицкая [37] относят весь тархан к зоне NN5 и сопоставляют с нижним баденом и лангием, тогда как Е.Н.Богданович [17] по тому же наннопланктону, Н.И.Запорожец по диноцистам, А.В.Лопатин по млекопитающим, И.А.Гончарова по моллюскам рассматривают этот уровень как пограничный между нижним и средним миоценом. Исходя из этих данных, в схеме нижняя часть тархана сопоставлена с верхами бурдигала, тогда как верхняя отвечает низам лангия. В Западном Паратетисе тархану соответствует карпатский региоярус и, возможно, низы баденского.

Чокракский региоярус [2] — средний миоцен. Стратотип — разрез восточного берега оз. Чокрак (Керченский полуостров, Украина [33]). Гипостратотип — урочище Малый Камышлак [12], расположен непосредственно над гипостратотипом тархана. Чокрак здесь представлен песчано-биогермной толщей (60 м) в нижней части и глинами с прослоями мергелей (30 м) выше. Мощность региояруса до 800 м.

Нижний чокрак (зюкские слои) содержит более эндемичную, чем тарханская, обедненную морскую фауну [12]. Наннопланктон представлен видами зоны NN5 [17]. Верхи нижнего чокрака охарактеризованы беломечетским комплексом млекопитающих (Центральное Предкавказье, ст. Беломечетская), отнесенным Л.К.Габунией и О.Г.Бендукидзе [11] к зоне MN5, А.К.Агаджаняном — MN6 [22], а А.В.Лопатиным (в представленной схеме) — к верхам MN5—низам MN6. Верхний чокрак (брыковские слои) отличается резким обеднением фауны, которая целиком эндемична.

В качестве опорного разреза для чокрака предлагается разрез балки Яман-Джалга, правый берег р.Кубань, в нескольких километрах выше станицы Беломечетской, где мелководные чокракские отложения с несогласием залега-

ют на тарханских [12]. Другой опорный разрез, где чокрак выражен в биогермной фации, расположен на р.Белая, в 5 км ниже станицы Абадзехской.

Принадлежность чокрака к зоне MN5-6 по млекопитающим, фиксация границы палеомагнитных эпох 16 и 15 в верхах чокрака (данные М.А.Певзнера) позволяют соотносить чокрак со второй половиной нижнего бадена (моравия) Западного Паратетиса и коррелировать с верхней частью лангья Средиземноморья.

Караганский региоярус [2] — средний миоцен. Лектостратотип — разрез урочища Уйратам, Мангышлак, Казахстан [33]. Здесь караганские отложения со *Spaniodontella gentilis* и *Mohrensternia barboti* с размывом залегают на палеогеновых глинах, выше они представлены фолладовыми фациями и перекрываются песчаниками, возраст которых может быть уже раннесарматским.

Караганский региоярус в мелководных разрезах часто залегают трансгрессивно и подразделяется на 3 части: нижняя (архашенские слои) характеризуется преобладанием *Spaniodontella gentilis*, средняя (варненские — мелитопольские, туркменские слои) — с *Savanella andrussovi*, *Spaniodontella gentilis*, многочисленными *Ervillea* и рядом средиземноморских мигрантов и верхняя (картвельские, или фолладовые, слои), обычно с массой фоллаидов рода *Barnea*. В более глубоководных предкавказских разрезах караган согласно перекрывает чокрак и выделяется по появлению эндемичной фауны со *Spaniodontella* и *Mohrensternia*, мелкорослых фораминифер с *Discorbis*, *Cassidulina*, *Nonion* и др. Фоллаиды здесь отсутствуют, проследить картвельские слои не представляется возможным, и верхняя граница карагана проводится по появлению полигалинной фауны конкского региояруса. Общая мощность карагана до 400 м. В качестве опорного разреза для караганского региояруса предлагается разрез по правому берегу р.Белая выше пгт. Тульский.

Непосредственно коррелировать отложения караганского региояруса с Западным Паратетисом и Средиземноморьем невозможно из-за эндемичности его фауны. По положению в разрезе и присутствию эвапоритов караган сопоставляется с серединой бадена (величкийем) Западного Паратетиса и нижней частью серравалия.

Конкский региоярус [2] — средний миоцен. Стратотипом конки Н.И.Андрусов считал «слои с *Venus konkensis*», описанные Н.А.Соколовым в Запорожской области Украины, на р.Конка близ с.Веселянка [33]. Здесь конкские мелкозернистые пески залегают с несогласием на миоценовых прибрежно-континентальных отложениях и перекрываются со стратиграфическим несогласием ракушечно-песчаными осадками нижнего сармата. Разрез стратотипа охватывает только верхнюю часть региояруса, охарактеризованную эвригалинной морской фауной.

В более полных разрезах конкского региояруса, за пределами России (Закаспий, Закавказье), базальные слои охарактеризованы довольно богатым комплексом полигалинных моллюсков, фораминифер и остракод. Эти базальные слои выделялись в «сартаганские слои», а залегающие над ними слои с более бедной морской фауной именовались веселянскими [22]. Однако и в веселянских слоях отмечается не менее двух уровней с полигалинной фауной. Общая мощность региояруса до 50 м, чаще не более 20 м.

Для конкского региояруса указывается наннопланктон нерасчлененных зон NN6-7 [1]. Конкский региоярус по моллюскам и микрофауне сопоставляется с верхней час-

тью бадена (косовием) Западного Паратетиса и средней частью серравалия Средиземноморья.

Сарматский региоярус [38] — верхи среднего—низы верхнего миоцена. В лектостратотипе (с.Широкое, Днепрпетровская область, Украина) сармат лежит с размывом на палеогене и перекрывается с размывом отложениями мэотиса [33]. Гипостратотип — разрез у с.Веселянка (Украина, Запорожская область [25]).

В сарматском региоярусе выделяется три региоподъяруса: нижний *волынский*, средний *бессарабский* и верхний *херсонский*, подразделяющиеся в мелководных фациях по двустворчатым моллюскам на слои. Два нижних региоподъяруса содержат богатые комплексы беспозвоночных — двустворчатые моллюски, гастроподы, фораминиферы, остракоды, представленные в основном эндемичными видами эвригалинных морских родов. Позднесарматский водоем был замкнутым, с резко обедненной фауной. Мощность региояруса до 700—750 м.

В качестве опорного предлагается разрез побережья Черного моря от горы Зеленского до мыса Панагия (Таманский полуостров). Для сармата здесь характерны относительно глубоководные глины с однородной и редко встречающейся малакофауной [24].

Вне территории юга России, в юго-восточной Румынии по наннопланктону низы сармата отнесены к зоне NN7—низам NN8, средний сармат — к верхам NN8 и NN9, а верхний сармат — предположительно к верхам NN9—низам NN10 [40]. Согласно другим работам сармат (*s. str.*), т.е. нижний и нижняя часть среднего сармата (*s.l.*) Польши отвечают верхней части зоны NN6 и зоне NN7. Нижняя граница сармата датируется 13,6—13,7 млн.лет [35], а в Западном Паратетисе она принимается на уровне 13,0—13,6 млн.лет. Верхняя граница региояруса имеет возраст около 9,3 млн.лет. Согласно этим данным, сармат Восточного Паратетиса сопоставляется с сарматом *s.str.* и нижней частью паннонского региояруса Западного Паратетиса, а также с верхней половиной серравалия и нижней частью тортона Средиземноморья.

Мэотический региоярус [2] — верхний миоцен. Стратотип — разрез западного берега Керченского пролива, где мэотис представлен толщей переслаивания мелководных рыхлых детритусовых известняков, ракушечников и глин, залегают на мшанковых известняках верхнего сармата (разрез мыса Яньш-Такыл), и перекрывается нижнепонтийскими алевритистыми глинами.

Мэотический ярус подразделяется на 2 региоподъяруса: нижний *багеровский* и верхний *акманайский*. Первый из них характеризуется в основном эндемичными видами морских родов, верхний — солоноватоводными комплексами фауны. Мощность до 450 м (Индоло-Кубанский прогиб). В качестве опорного разреза предлагается обнажение черноморского берега Таманского полуострова в районе мыса Попов камень [24].

В мэотисе, за пределами юга России, найден наннопланктон с зональными видами, но привязка его противоречива (NN9 [8], NN10—низы NN11 [40] — для нижнего мэотиса, и зоны NN10 [30] и NN11 [40] — для верхнего мэотиса). Согласно данным определения абсолютного возраста [35] мэотис может быть сопоставлен с верхней частью тортона (см. табл. 1) или низами мессина Средиземноморья, а также с верхней частью паннона Западного Паратетиса.

Понтийский региоярус [3] — верхи верхнего миоцена. Лектостратотип — в районе г.Одесса (Украина), где

нижняя часть понтических отложений лежит, вероятно, согласно на мезотических глинах и перекрываются лёссовыми четвертичными отложениями. Неостратотип [33] — разрез западного побережья Керченского пролива.

Понтический региоярус подразделяется на 2 подъяруса: нижний (*новороссийский*) и верхний, не имеющий собственного названия, который, в свою очередь, по двустороннему моллюскам делится на *портаферские* и *босфорские* слои. Общая мощность региояруса до 680 м (Западно-Кубанский прогиб). В качестве опорного разреза предлагается разрез берега Черного моря у мыса Железный Рог (Таманский полуостров [24]).

По данным М.Мэрунтину [40], в нижнем понте найден комплекс наннопланктона зоны NN11; по И.С.Чумакову [35], нижняя граница понта датируется в 7,1 млн.лет, а верхняя — около 5,2—5,3 млн.лет. С этой информацией расходятся палеомагнитные датировки понта, демонстрирующие преимущественно обратную полярность. Согласно В.М.Трубишину, понт занимал интервал от 5,9 до 5,2 млн.лет [41], а по М.А.Певзнеру от 7,5 до 6,7 млн.лет. По составу солоноватоводной малакофауны и диноцист нижнего понта и мессина, понт следует сопоставлять с мессинским ярусом Средиземноморья или лишь с его верхней частью. Понт соответствует верхней части паннона Паннонского бассейна.

Киммерийский региоярус [2] — нижний плиоцен. Лектостратотип — разрез западного берега Керченского пролива южнее г.Керчь, Украина [33]. Киммерий здесь лежит на ракушечниках верхов верхнего понта (босфорские слои). Покрываются киммерийские отложения согласно немальским куяльницкими песчаными глинами (акчагыльский региоярус).

Киммерийский региоярус подразделяется на 2 подъяруса: нижний, к которому относятся *азовские слои*, и верхний, объединяющий *камьшбурунские* и *пантикапейские*. Солоноватоводные отложения киммерийского региояруса развиты на территории России лишь в Таманском и Западно-Кубанском прогибах, где представлены в типичных для региояруса фациях глин с пластами ожелезненных песчанников и характерной эндемичной фауной. Мощность региояруса до 500 м. В качестве опорного разреза предлагается разрез берега Черного моря у мыса Железный Рог (Таманский полуостров [24]).

Для нижней границы региояруса предлагаются различные датировки: 5,3—5,2 млн.лет, по И.С.Чумакову [35], 5,4—5,2 млн.лет, по В.М.Трубишину [41]. Верхняя граница определяется однозначно в 3,6—3,4 млн.лет. Состав наннопланктона позволяет выделять в киммерии зоны NN11—NN13 [30]. Это дает возможность сопоставлять киммерий в основном с занклием Средиземноморья.

Акчагыльский региоярус [2] — средний—верхний плиоцен. Лектостратотип — разрез у колодца Ушак на Красноводском полуострове Туркменистана [33]. В этом разрезе основание акчагыла не вскрыто, представлен он переслаиванием глин, песков, известняков и конгломератов, покрывается с размывом апшеронскими отложениями. Стратиграфическим аналогом акчагыльских отложений Каспийской области являются *куяльницкие слои* Эвксинского бассейна, содержащие солоноватоводную фауну, унаследованную от киммерия. Мощность региояруса до 600—750 м.

В качестве опорного разреза предлагается разрез левого берега р.Сулак у аула Бавтугай (Дагестан). Другой опор-

ный разрез, где акчагыл представлен как собственно акчагыльскими отложениями (до 40 м), так и слоями с куяльницкой фауной, расположен на Таманском полуострове вблизи Бугазского лимана.

В пределах российской территории отложения акчагыльского региояруса широко развиты в Восточном Предкавказье, Прикаспийской впадине и прослеживаются далеко в бассейн рек Волга, Кама и южное Предуралье, где они вклиниваются в континентальные осадки. Куяльницкие слои распространены очень ограниченно — лишь в Таманском и Западно-Кубанском прогибах.

Нижняя граница акчагыла совпадает с границей палеомагнитных эпох Гильберт и Гаусс, т.е. проходит на уровне 3,6 млн.лет, а верхняя граница примерно отвечает эпизоду Олдувей и, по данным И.С.Чумакова [35], имеет возраст $1,87 \pm 0,15$ млн.лет. В восточном Крыму найден наннопланктон, отнесенный С.А.Люльевой к зонам NN17 и NN18. Согласно этим данным акчагыл отвечает пьаченцию и гелазию Средиземноморья, а в Западном Паратетисе — верхней части палиодиновых слоев.

Корреляция местных стратиграфических подразделений. При составлении схемы именно вопрос о необходимости выделения местных подразделений стал предметом наиболее острых противоречий и жарких дискуссий. Ранее свиты и толщи в неогене выделялись лишь для отложений майкопской серии, континентальных отложений, реже — морских отложений отдельных районов, слабо охарактеризованных фауной [9]. С одной стороны, хотя схема утверждена, тем не менее, полностью преодолеть эти противоречия не удалось. Свиты и толщи предложены почти для всей рассматриваемой территории [4, 5, 6, 7, 24, 28, 29], за исключением районов Приазовья, р.Маньч и нижнего течения р.Дон, где разрезы близки к стратотипическим для региоярусов, и выделение свит для морских осадков, по мнению А.В.Зайцева — автора этих колонок, не представляется необходимым. С другой, по мнению многих соавторов, в схеме остались лишние синонимичные названия, когда разновозрастные отложения со сходным литологическим составом и ископаемыми остатками именуется по-разному. Таковы, например, бешпагирская, калиновская, томuzловская и деминская свиты среднего сармата. Другие свиты имеют очень большой объем, охватывающий по несколько региоярусов (цуревская, североширванская свиты) и, вероятно, их удастся подразделить при последующем изучении. Однако дальнейшее усовершенствование схемы требует совместной работы на разрезах, некоторые из которых, особенно в Восточном Предкавказье, сейчас недоступны для исследования. Поэтому, сознавая необходимость дальнейшей работы над местной шкалой, мы все же считаем, что и в таком виде она должна быть опубликована и может использоваться в геологической практике.

В последние годы процесс выделения новых свит и перевода толщ в свиты был продолжен. Результаты последних работ (2002—2004 гг.) не вошли в данную схему, и она публикуется в том виде, в каком была утверждена 12 апреля 2002 г.

Районирование и особенности местных разрезов. Южная часть России, где развиты морские неогеновые отложения Восточного Паратетиса, подразделена на 13 районов, или структурно-фациальных зон (см. рисунок). В стратиграфической схеме они пронумерованы и идут с запада на восток и с юга на север, начиная с осевой части се-

верной окраины Восточного Паратетиса — Предкавказья, где неогеновые отложения представлены наиболее полно в морских фациях и кончая средним Поволжьем и Предуральем, куда морские фации заходили лишь в акчагыле.

В таблицах 2 и 3 колонки, соответствующие этим зонам, составлены следующими авторами: 1 — Таманско-Адагумская зона — С.В.Попов, А.С.Застрожнов, В.В.Зарубин, Т.Н.Пинчук, Е.В.Белуженко; 2 — Западно-Кубанская зона: 2а—б — Анапско-Гладковская и Афипско-Пшехская подзоны — Е.В.Белуженко; 2в — северная подзона — Т.Н.Пинчук, Е.В.Белуженко; 3 — Западно-Предкавказская зона — Т.Н.Пинчук, Е.В.Белуженко; 4 — Восточно-Кубанская зона: 4а — Адыгейская подзона — С.В.Попов, Е.В.Белуженко, Т.Н.Пинчук; 4б — северо-восточная подзона — Т.Н.Пинчук, Е.В.Белуженко; 5 — Центрально-Предкавказская зона — Е.В.Белуженко, Н.С.Письменная по материалам В.И.Резникова, В.М.Семенова, И.Ф.Рудянова; 6, 7 — Восточно-Предкавказская и Восточно-Кавказская зоны — Е.И.Коваленко, Н.С.Письменная, Е.В.Белуженко, И.А.Гончарова; 8, 9 — Приазовье, Маньч и Нижний Дон — А.В.Зайцев, А.С.Застрожнов; 10 — Ергени — А.С.Застрожнов; 11 — Прикаспийская впадина — Н.Я.Жидовинов; 12, 13 — Самарское, Казанское Поволжье и Прикамье, Южное Предуралье — Г.А.Данукалова.

В предкавказской части территории районирование проведено по географическому и тектоническому принципам. Здесь традиционно выделяются следующие структурно-фациальные зоны и подзоны:

Таманско-Адагумская зона (1) — Таманский прогиб и прилегающая к нему адагумская часть южного борта Западно-Кубанского прогиба — достаточно хорошо обособлена и характеризуется полным мощным разрезом всего неогена с относительно глубоководным осадконакоплением вплоть до конца мэотиса.

Неогеновые отложения, начиная со среднего миоцена, хорошо обнажены на черноморском побережье Таманского полуострова. Более древние осадки вскрываются лишь в ядрах диапировых складок и известны на азовском побережье, где нарушены оползнями. Наряду с трудностями расчленения и корреляции верхнего майкопа, здесь с трудом расчленимы и среднемиоценовые отложения до конки включительно, представленные глубоководными однообразными глинистыми фациями. В среднем сармате хорошо вычленивается светлая, более плотная пачка чередования глин и мергелей, имеющая маркирующее значение. Верхнемиоценовые отложения, вплоть до верхнего мэотиса, представлены глубоководными глинистыми фациями с прослоями диатомитов, а понтические — характерной фацией валенциеннезиевых глин. В Адагумском районе в разрезе появляются прослой песков и алевроитов. Плиоцен сложен мелководными отложениями, линзами бурых железняков (камышбурунские слои киммерия), верхи среднего плиоцена — верхний плиоцен представлены солонатоводными и континентальными отложениями надрудной толщи, на которой лежит пачка полуморских акчагыльских осадков (таманская толща).

Западно-Кубанская зона (2), соответствующая одноименному прогибу, где мощность морских неогеновых отложений достигает 5 км, разделена на 3 подзоны: северную (2в), соответствующую центральной и северной частям прогиба, и южный борт, где обособляются Анапско-Гладковская подзона (2а) с более мелководным

типом разреза и более глубоководная Афипско-Пшехская подзона (2б).

Расчленение стратонов собственно Западно-Кубанского прогиба основано главным образом на материалах бурения, в частности на расчленении Краснодарской сверхглубокой скважины (СГ 12 000). Наряду с постоянными трудностями расчленения верхнего майкопа, здесь в наиболее глубоководных фациях вызывает сложности проведение нижней границы тархана внутри толщи в основном бескарбонатных глин. Вышележащие неогеновые отложения лучше охарактеризованы микрофауной, имеют каротажные реперы. В северной подзоне Западно-Кубанской зоны (2в) П.В.Бигун, Т.Н.Пинчук, О.Ф.Дементьева [7] описали морозовскую и варавенскую свиты.

Отложения южного борта выше майкопской серии, представлены более мелководными фациями, особенно в западной части (Анапско-Гладковская подзона 2а), где весь разрез, начиная с чокракского региояруса, сложен песчано-известковыми осадками. Восточнее (Афипско-Пшехская подзона 2б) разрезы более глубоководные, фауна встречается реже. В пределах Афипско-Пшехской подзоны Западно-Кубанской зоны в надмайкопской части разреза миоцена—плиоцена Е.В.Белуженко выделены новые свиты: североширванская, цуревская, орловоериковская, мальцевская и ключевская [28]. Предлагаемые здесь свиты иногда имеют больший объем, чем региоярусы. Между реками Абин и Убин существует переходная зона, где разрез неогеновых отложений неполный и присутствует только верхний миоцен—плиоцен (мэотис—понт—киммерий).

Западно-Предкавказская зона (3) — северная платформенная часть Западного Предкавказья. Этот регион, так же как осевая часть Западно-Кубанского прогиба, является закрытым, изученным на основе скважинного материала. Здесь разрезы отличаются уменьшающимися к северу мощностями и более грубыми фациями, что обусловлено влиянием триггенного сноса с Восточно-Европейской платформы.

В южной части Скифской плиты, на Тимашевской ступени мощность неогена 1500—2000 м, разрез полный за исключением осадков тарханского региояруса и верхов майкопской серии. К северу мощности сокращаются, фации изменяются на мелководные, далее в разрезе сохраняются лишь отложения редуцированной майкопской серии, конкского и караганского региоярусов, нижнего сармата и нижнего понта.

Восточно-Кубанская зона (4) разделена на 2 подзоны: Адыгейскую (4а), с более мелководными и грубозернистыми осадками и континентальным осадконакоплением с позднего сармата, и северо-восточную, отвечающую собственно Восточно-Кубанскому прогибу (4б), где разрезы неогена более полные и морские фации продолжали накапливаться до раннего понта включительно. Мелководные фации, богатство фауны, хорошая обнаженность разрезов первой подзоны позволяют максимально точно проследить границы всех региоярусов и региоподъярусов, начиная с тархана—чокрака до сармата. Поэтому этот регион предлагается в качестве одного из опорных для расчленения морского миоцена юга России. В Адыгейской подзоне Восточно-Кубанской зоны (4а) в верхней части миоцена выделены блиновская [4, 5] и гавердовская свиты [5].

Северо-восточная подзона Восточно-Кубанской зоны (4б) — также в основном закрытый район. Осадки верхне-

майкопской подсерии представлены на юге в нехарактерных мощных песчаных дельтовых фациях. Севернее этот район смыкается с регионом 3 и имеет общие с ним фациальные особенности.

Центрально-Предкавказская зона (5) отличается более грубым составом осадков и неустойчивым осадконакоплением, начиная с тархана, а к концу сармата становится областью денудации. Понтические отложения распространены ограниченно, а на плиоцен падает перерыв; только местами наблюдаются акчагыльские морские отложения, выделенные в карамыкскую толщу. По особенностям строения сарматской части разреза здесь выделяются западная (5а) и восточная (5б) подзоны. Неогеновые отложения обнажены на Ставропольском поднятии, составляющем основную часть Центрального Предкавказья. Наибольшие трудности при расчленении разреза возникают при выделении свит верхнего майкопа, а также при выделении маломощных отложений конкского региояруса.

Восточно-Предкавказская зона (6) оставалась устойчивой зоной осадконакопления в течение всего неогена. Ее южная часть, принадлежащая к Терско-Кумскому прогибу, характеризуется полным и мощным разрезом неогена (более 3000 м) и известна только по скважинам. В северном направлении мощность подразделений сокращается, многие из них выклиниваются. Нижнемиоценовые отложения представлены глинистыми фациями до середины тархана; с верхов тархана разрез постепенно опесчанивается, хотя вплоть до конки сохраняются условия глубоководья, где макрофауна почти отсутствовала. Разрез от верхов среднего сармата до низов понта представлен мелководными морскими и солоноватоводными отложениями, которые местами замещаются континентальными. Верхней части понта и киммерию отвечают континентальные отложения или перерыв в осадконакоплении, а для акчагыла характерны морские или вулканогенно-осадочные образования.

В **Восточно-Кавказской зоне (7)** разрезы мощные, но менее полные (местами отсутствует неогеновая часть майкопской серии), которые хорошо обнажены и изучены как в моноклинали Большого Кавказа, так и на Терском и Сунженском хребтах. Миоцен вплоть до середины сармата представлен в основном глубоководными фациями. Разрезы среднего и верхнего миоцена фациально сходны с осадками Терско-Кумского прогиба. Затем эта зона стала постепенно областью денудации и в морских фациях известны лишь осадки акчагыльского региояруса.

Свиты и слои в этом регионе были выделены Н.Б.Вассовичем [9]. Однако представления об их объеме изменились в связи с иным пониманием границ тархана и чокрака. На основании последующих фаунистических находок к тархану здесь, помимо буйнакских слоев (нижний тархан) и слоев с *Lentipecten corneus denudatus* (средний), отнесена большая часть махачкалинской свиты, соответствующая верхнему тархану (зона *Bolivina tarchanensis*). Слои с *L. corneus denudatus*, не включенные Н.Б.Вассовичем в состав махачкалинской свиты, по литологии вполне соответствуют ее низам [12]. Изменен и возраст серноводской свиты: комплекс характерной макрофауны с *Donax tarchanensis*, *Ervilia praepodolica*, *Anadara bosporana* и др. [32] и присутствие бентосных фораминифер зоны *Tschokrakella caucasica* позволяют сопоставить серноводскую свиту с нижним чокраком в полном объеме. Верхнему чокраку в этом случае соответствуют лишь низы алис-

танжинской подсвиты сунженской свиты Н.Б.Вассовича, относимые ранее к тархану и охарактеризованные установленным Б.П.Жижченко комплексом моллюсков: *Barnea bulgarica* var. *tschokrakensis* (= *B. ujraticum*), мелкие «*Spaniodontella*» (= *Lutetia intermedia*), *Donax tarchanensis*, *Pholas* sp.

Севернее выделяются следующие районы:

Приазовье и Маныч (8). Полное осадконакопление наблюдается лишь локально, в отдельных депрессиях, и осадки представлены в мелководных, а со второй половины понта до максимума трансгрессии второй половины акчагыла — в континентальных фациях. Неогеновые отложения Приманьчья на дневную поверхность выходят на северном склоне долины р.Маныч, на так называемой «Миоценовой гряде», на остальной территории вскрываются скважинами. Проблематичными остаются положение нижней границы рицевской свиты и наличие здесь тархана.

Районы Нижнего Дона (9) и Ергеней (10) были зоной неустойчивого осадконакопления, где разрез неогена неполный и представлен морскими осадками региоярусов, отвечающих лишь трансгрессивным этапам (караганский, сарматский, понтический, акчагыльский), между которыми накапливались аллювиальные и лагунные дельтовые осадки. В тарханское время происходило формирование глубоких врезов, позднее заполненных аллювиальными отложениями, в которые вклиниваются известняки и песчаники среднего—верхнего сармата и нижнего понта. Выше разрез сложен континентальными отложениями азово-кубанской свиты (9), преимущественно аллювиальными песками палео-Донца и ергенинской свиты андреевской серии (осадки палео-Дона 10). Андреевская серия и слагающие ее свиты коррелируются с одновозрастными отложениями Окско-Донской равнины по данным микропалеонтологии, малакофауны, палинологического и палеомагнитного анализов.

Прикаспийская впадина (11) отличается неполным неогеновым разрезом. Здесь вскрывается пачка глины, песков, известняков с позднесарматскими моллюсками спасской свиты, а затем после перерыва следуют известняки и глины цветновской толщи с понтической фауной, вверху переходящие в аллювиальные пески и галечники кушумской свиты. На ней с перерывом лежат акчагыльские отложения, представленные тарумовской толщей. В северо-восточной части региона на границе с Казакстаном выделяются палласовская, ерусланская, урдинская, узенская и аралсорская свиты (предложенные Н.Я.Жидовиновым с соавторами [15] в качестве слоев).

Поволжье и Прикамье (12). Районы Поволжья, Прикамья и Южного Предуралья в основном были областью денудации, где лишь в понижениях рельефа накапливались озерные и аллювиальные осадки. Море сюда заходило лишь в период максимальной акчагыльской трансгрессии.

Неогеновый разрез региона начинается с шешминской свиты — аллювиальных песков и гравийников мощностью 6—30 м, коррелируемой с верхним понтом. Киммерию отвечает челнинская свита, состоящая из пресноводно-лиманских и озерных глин (60—70 м). С низами акчагыльского региояруса сопоставляется сокольская свита — озерные и лиманные солоноватоводные глины, пески, алевроиты с прослоями торфа, пресноводными моллюсками и остракодами (20—80 м). Выше несогласно лежит чистопольская

свита, сложенная озерными и озерно-лиманскими отложениями (30—80 м), которые покрываются морскими акчагыльскими отложениями с *Cerastoderma* (10—20 м), отвечающими максимальной ингрессии акчагыльского моря. На них согласно лежит домашкинская свита, представленная песками и глинами с пресноводными двустворками и остракодами.

Южное Предуралье (13). Миоцен этого региона представлен континентальными тюльганской, куюргазинской, ворошиловской и ушкатлинской свитами. Выше отложения отсутствуют вплоть до верхнего понта, когда начинается накопление озерно-болотных и пресноводно-лиманских осадков чебеньковской свиты кинельской серии. К среднему—верхнему плиоцену (акчагылу) относятся карламанская, кумурлинская, зилим-васильевская, аккумуляевская и воеводская свиты. Подразделения плиоцена Поволжья, Прикамья и южного Предуралья были выделены вначале в качестве горизонтов, а в работе [22] — в ранге слоев. Они принимаются здесь как местные стратиграфические подразделения — свиты.

Наряду с этими достаточно крупными регионами развития морских неогеновых отложений, на юге России имеется еще одна небольшая подзона на Кавказе — продолжение Абхазской структурно-фациальной зоны у городов Сочи и Адлера. Ввиду ее обособленного характера и незначительности выходов, она не получила отражения в схеме, но показана на рисунке 1 (зона А). Здесь на мощных глинисто-песчаных отложениях верхов майкопской серии, подразделенных на 3 свиты — кудепстинскую (до 500 м), адлерскую (660 м) и прервинскую (420 м), залегает гравийно-галечная толща с остатками дрейссен (100—110 м), которая сопоставляется с понтом.

Вновь предлагаемые подразделения. Для Таманского прогиба (1) в схеме впервые используются свиты среднего миоцена—плиоцена (карагана—киммерия), предложенные В.В.Зарубиным, вошедшие в легенду и откартированные на геологической карте Таманского полуострова: матросская, зеленская, панагийская, холоднодолинская, кругловская и железнороговская свиты [18]. Стратотипические разрезы таманских обнажений описали С.В.Попов, А.С.Застрожных [24].

Подразделения неогена Ергеней, плиоцена Поволжья, Прикамья и южного Предуралья, выделенные вначале в качестве горизонтов или слоев, принимаются в схеме как свиты, хотя описания этих подразделений как свит в соответствии с кодексом еще не проведено.

Основные задачи дальнейших исследований. После распада СССР большинство стратотипов регионарус неогена оказалось за пределами российской территории, что делает особенно актуальным дальнейшее изучение опорных разрезов. Такие работы должны быть проведены комплексно, с углубленным изучением седиментологической, геохимической, литологической и палеомагнитной характеристик пород, поисками пепловых прослоев для получения абсолютных датировок, исследованием всех возможных групп ископаемых остатков и особенно - планктонных организмов (наннопланктона, диноцист и диатомовых) для более надежной корреляции с общей шкалой. Эта работа уже была начата на разрезах Таманского полуострова и р.Белая (Западное Предкавказье). В настоящее время она может быть проведена только объединенными усилиями сотрудников Геологического и Палеонтологического институтов РАН, ВСЕГЕИ и других научных учреждений, в

тесном сотрудничестве с ФГУПП «Кавказгеолсъемка» и др. производственными организациями.

Актуальным остается изучение континентальных толщ неогена, их корреляции с морскими отложениями бассейна Восточного Паратетиса. Здесь наиболее важная задача — изучение остатков млекопитающих и флоры, поиски и исследование разрезов переходной зоны, заключающей ингрессионные уровни с морскими прослоями. Наибольшее внимания требуют проблемы олигоцен-миоценовой и неоген-четвертичной границ и перекрывающих эоплейстоценовых (апшеронских) преимущественно континентальных отложений, изучение которых должно проводиться совместно с геологами-четвертичниками.

В качестве главной задачи остается дальнейшая разработка свитного деления неогеновых отложений, описание их стратотипов и прослеживание по площади, выявление фациальных переходов, определяющих границы их распространения.

В заключение следует отметить, что на основе принятой схемы неогена Восточного Паратетиса (1983 г.) разработана новая региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России, которая была утверждена бюро Межведомственного стратиграфического комитета в качестве унифицированной в 2002 г. За общую шкалу принята схема, предложенная У.Берггреном с соавторами [39]. Регионарусная часть схемы, заложенная еще в трудах Н.И.Андрусова, не претерпела существенных изменений. В местные стратиграфические колонки, в соответствии с требованиями стратиграфического кодекса, внесены свиты и толщи, ранее для морских отложений в неогене обычно не применявшиеся.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева-Григоревич А.С., Носовский М.Ф.* О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе / Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1976. С. 72—77.
2. *Андрусов Н.И.* Избранные труды. Т. 1, 2, 3. — М.: Изд. АН СССР, 1961, 1963, 1964.
3. *Барбот де Марни Н.П.* Геологический очерк Херсонской губернии. — СПб, 1869.
4. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений между речья Псекупс—Белая (Северо-Западный Кавказ). Статья 1. Средний миоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 1. С. 47—59. Статья 2. Верхний миоцен-плиоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 78. Вып. 2. С. 51—61.
5. *Белуженко Е.В., Бузова Ж.В.* Субконтинентальные верхнемиоцен — плиоценовые отложения р.Белой (гавердовская свита) / Достижения и проблемы геологии, минерально-сырьевой базы и использования недр Северного Кавказа. — Ессентуки, 2000. С. 85—94.
6. *Белуженко Е.В., Коваленко Е.И.* О необходимости выделения местных стратотипов при составлении стратиграфической схемы неогеновых отложений Северного Кавказа // Проблемы геол., полезн. ископ. и экологии юга России и Кавказа. Мат. III Междунар. конф. 7—9 февраля 2002 г. Т. 2. — Новочеркасск, 2002. С. 84—87.
7. *Бигун П.В., Пинчук Т.Н., Дементьева О.Ф.* Обоснование выделения новых свит в тархан-чокракских отложениях северного борта Западно-Кубанского прогиба / Сб. трудов, посвящ. проф. Стерленко Ю.А. — Ставрополь, 2001. С. 82—94.
8. *Богданович Е.М., Иванова Т.А.* О новой находке планктонных организмов в мезотических отложениях Крыма // Доп. Нац. Акад. Наук Украины. 1997. № 6. С. 127—129.
9. *Вассоевич Н.Б.* К стратиграфии чокракских отложений Терского Предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 136—138.

10. Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А., Печенкина А.П., Табачникова И.П. Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19—33.
11. Габуня Л.К., Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие Беломечетской и их биостратиграфическое значение // Сообщение АН ГССР. 1984. Т. 113. № 1. С. 93—95.
12. Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов // Тр. ПИН АН СССР. Т. 234. — М.: Наука, 1989.
13. Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. — Л.—М.: ОНТИ, 1933.
14. Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87—99.
15. Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Коваленко Н.Д., Федкович З.Н. Биостратиграфия и корреляция плиоценовых отложений юго-востока Европейской части СССР // Плиоц. и плейстоц. отлож. Поволжья и Южн. Приуралья. — Саратов, 1982. С. 7—31.
16. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-200. — М., 1995.
17. Коненкова И.Д., Богданович Е.М. Распределение фораминифер и наннопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосферы минулого Украины. — Киев, 1994. С. 95—96.
18. Корсаков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Кавказская. Лист L-37-XIX-XXV. (Тамань), 2001.
19. Мерклин Р.Л., Богданович А.К., Бурак В.Н. О фауне из верхней части ривцевских отложений рек Кубань и Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 4. С. 52—56.
20. Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С., Жижченко Б.П., Ильина Л.Б., Носовский М.Ф., Парамонова Н.П. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 104—120.
21. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Попов С.В., Богданович А.К., Габуня Л.К., Носовский М.Ф. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геол. 1984. № 9. С. 37—49.
22. Неогеновая система [Стратиграфия СССР]. — М.: Недра, 1986.
23. Носовский М.Ф., Барз И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григорович А.С. Об объеме тарханского яруса на Юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск: Изд. Днепропетровск. ун-та. 1976. С. 22—31.
24. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). — Волгоград—Тамань, 1998.
25. Парамонова Н.П., Белокрыс Л.С. Об объеме сарматского яруса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 3. С. 36—47.
26. Попов С.В., Воронина А.А. Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 58—67.
27. Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена—нижнего миоцена Восточного Паратетиса. — М.: Наука, 1993.
28. Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т.3. Условно валидные свиты в легендах Скифской и Кавказской серий Госгеолкарты-200. — Новочеркасск, 1999.
29. Резников В.И., Семенов В.М. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых отложений Центрального Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Статья 1. Вып. 4. С. 34—47. Статья 2. Вып. 6. С. 36—46.
30. Семенов В.И., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск, 1978. С. 91—94.
31. Стратиграфический кодекс. — Л.: ВСЕГЕИ, 1992.
32. Стратиграфия СССР. Т. 2. Неоген СССР. — М.—Л.: Изд. АН СССР, 1940.
33. Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. — Братислава, 1975.
34. Труды 6 Конгресса [Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена]. Т. 2. — Братислава, 1976.
35. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68—75.
36. Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene—Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. — М., Krasnodar, Majkop, 1995.
37. Andreeva-Grigorovich A.S., Savytskaya N.A. Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula // Geol. Carpathica. 2000. V. 51. N 6. P. 399—406.
38. Barbot de Marny N. Über die jüngeren Ablagerungen des Südlichen Rusland // Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss. 1866. Abt. A1. Bd 53. H. 4. S. 339—342.
39. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Sediment. Geol.: Spec. Publ. 1995. Vol. 54. P. 129—212.
40. Marunteanu M., Papaianopol J. Biostratigraphic studies for the standard scale of the Neogene—Moesian and Moldavian platforms // Rom. J. Stratigr. 1998. Vol. 78. P. 63—68.
41. Pontien. Bd 8. Zagreb—Beograd: JAZU et SANU.

Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы востока Азии

А.А.КОКОВКИН (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Основное внимание в статье обращено на региональные закономерности процессов, определяющих характер экзогенного уран-полиэлементного оруденения в регионе юга Дальнего Востока России, расположенного восточнее 120° в.д., южнее 56° с.ш. Для выделения общих закономерностей привлекались также сведения по Монголии, Забайкалью и другим сопредельным территориям. Информационной основой исследования, выполненного на принципах и подходах синергетики, послужили материалы, полученные автором при проведении прогнозно-металлогенетических и поисковых работ на гидрогенное урановое оруденение, а также результаты эволюционного моделирования континентальной коры востока Азии для кайнозойского этапа ее развития [6—9].

Под рудообразующей системой здесь понимается природная система открытого типа — часть саморазвивающейся системы земной коры, способная сформировать промышленные или потенциально промышленные концентрации полезных компонентов. В общем виде рудообразующая система включает 6 основных элементов: 1) источник энергии; 2) источник вещества; 3) зона транзита (импорта) энергии и вещества; 4) рудовмещающая среда; 5) барьер-осадитель полезного компонента; 6) зона стока (экспорта) энергии и вещества. В соответствии с синергетическими закономерностями открытых, необратимо развивающихся систем [5, 10], условия устойчивого функционирования любой рудообразующей структуры обеспечивают флуктуации ее регулирующих параметров (концентрация, температура, давление) с положительным диссипативным балансом, отражающим соотношение первого и последнего элементов системы. Система развивается до тех пор, пока импорт энергии и вещества преобладает над ее стоком. Нарушение такого баланса приводит к консервации или к ликвидации (размыву) системы.

Для *экзогенных* рудообразующих систем в качестве источника энергии и вещества выступает объединенный потенциал структурно-вещественных образований зоны гипергенеза, накопленный в твердой и газовой-жидкой фазах за все предыдущие этапы развития, в условиях динамичного взаимодействия земной коры с атмосферой и окружающим космосом. Для данных систем (в отличие от их эндогенных аналогов) характерны достаточно «мягкие» термодинамические параметры с вариацией температуры в интервале сезонных колебаний земной поверхности и давления в пределах некоторого числа паскалей. Важнейшая роль в функционировании экзогенных рудообразующих систем принадлежит барьерам-осадителям полезных компонентов — окислительно-восстановительному и кислотно-щелочному, сорбционному и микробиологическому, электро-химическому и гравитационному. Роль термодинамического барьера, едва ли не определяющая в развитии эндогенных систем, для длительно и медленно эволюционирующих экзогенных рудообразующих систем становится уже не столь значимой.

Малый диапазон флуктуаций регулирующих параметров, характерный для зон импорта и стока экзогенных рудообразующих систем, резко увеличивается в пределах ее

барьерной зоны за счет характерного для нелинейных процессов резонансного эффекта. В подавляющем большинстве рассматриваемых систем, связанных с процессами окислительного эпигенеза, действие барьеров приобретает совмещенный (комплексный) характер, что обеспечивает полиэлементность формируемого ими оруденения. Список накапливающихся на комплексных барьерах элементов, по мере изучения новых рудных объектов и совершенствования аппаратной базы лабораторий, постоянно пополняется. Особенно ярко это проявилось в течение двух последних десятилетий, когда к известным ранее основным элементам (U, Mo, Se, V) экзогенных урановых руд добавился ряд редких и редкоземельных элементов, торий, платиноиды, золото и серебро [4, 15].

Механизм действия комплексных барьеров применительно к экзогенным рудообразующим системам достаточно детально изучен на материале уран-полиэлементных месторождений зон пластового окисления [2, 4, 11, 14, 15]. Необходимый уровень снижения Eh на восстановительном барьере (основной барьер-осадитель урана и других элементов с переменной валентностью) обеспечивается высокой восстановительной емкостью вмещающей среды, определяющейся наличием углефицированной растительной органики, битумоидов и сульфидов железа. Действие Eh-барьера создает благоприятную среду для жизнедеятельности разнообразной микрофлоры, формирующей систему микробиологического барьера. Во взаимосвязи с восстановительным и микробиологическим барьерами действуют рН-, электрохимический и сорбционный барьеры, дополнительно наращивающие эффективность барьерной зоны. Сорбционный эффект достигается здесь в основном за счет углефицированной органики, глинистых минералов и гидроксидов железа.

Региональная экзогенная зональность. Для выявления закономерностей локализации экзогенных рудообразующих систем в достаточно разнообразных структурно-ландшафтных обстановках юга Дальнего Востока России потребовалось прежде всего изучение латеральной зональности развитых в нем экзогенных процессов. Исследуемая территория была при этом значительно расширена к западу (рис. 1). В результате анализа условий формирования климата, развития эрозии, кор выветривания и окислительного эпигенеза выделено 4 группы факторов, взаимодействие которых и определило здесь характер латеральной зональности экзогенных процессов.

Первая (эндогенная) группа факторов, связанная с региональными особенностями континентальной коры и рельефа ее поверхности, определила общий энергетический и вещественный потенциал экзогенных процессов, направление их развития и цикличность. Ко *второй (экзогенной) группе* относятся факторы развития поясной (широтной) климатической зональности и динамики планетарных (широтных же) атмосферных течений. Для *третьей (экзогенной) группы* характерны факторы воздействия на вторую группу барьерного фронта Тихого океана. Образованная в результате этого «буферная» зона шириной до 1000 км выделяется интерферируемым, неустойчивым климатом с

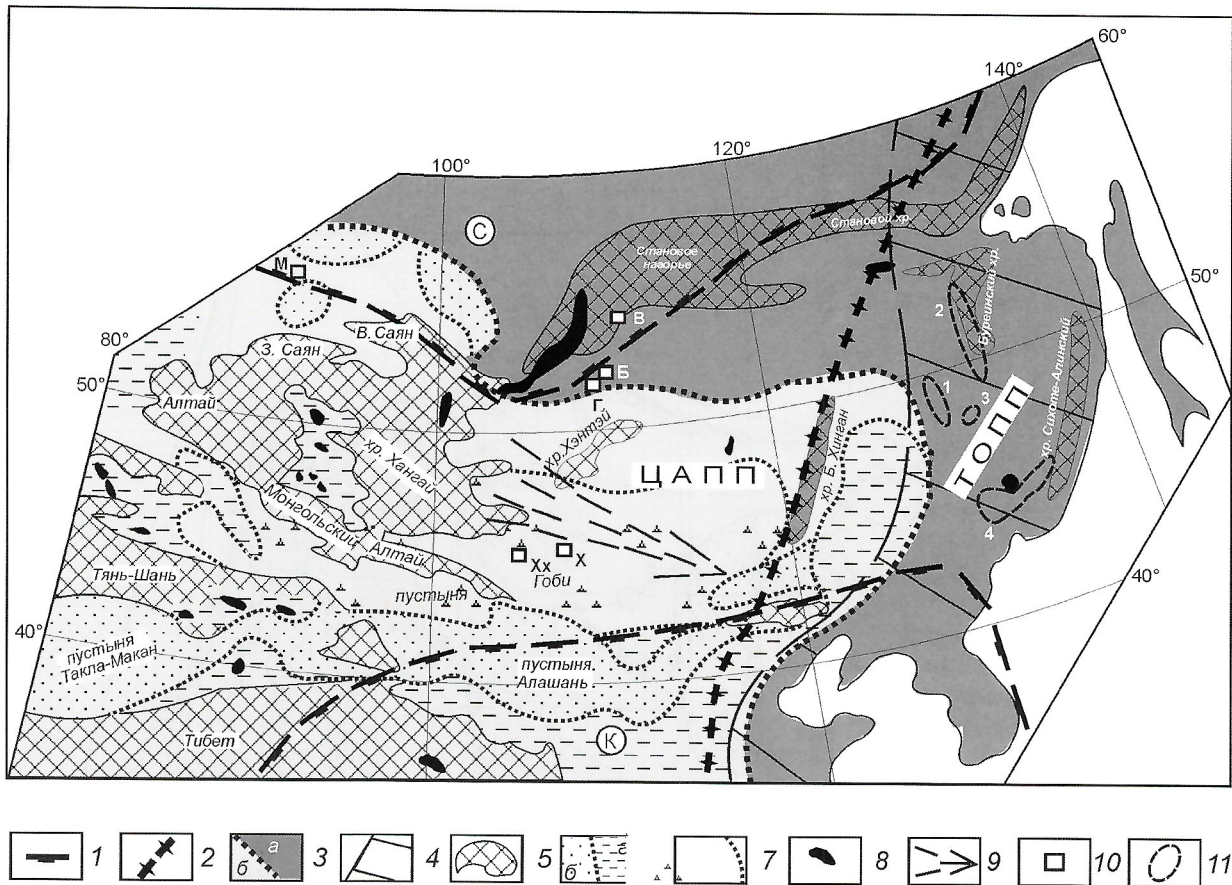


Рис. 1. Зональность экзогенных процессов на сочлениении Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов:

граница: 1 — Сибирского (С) и Китайского (К) кратонов, 2 — Центрально-Азиатского (ЦАПП) и Тихоокеанского (ТОПП) подвижных поясов; 3 — экзогенные зоны: а — гумидного седиментогенеза и корообразования, б — дефляционной эрозии; 4 — зона буфера Тихого океана; 5 — хребты и нагорья; б — ареалы эолового седиментогенеза: а — лёссового, б — песчаного; 7 — ареалы развития каменистых пустынь — гаммад; 8 — основные озера; 9 — преобладающее направление атмосферного переноса; 10 — уран-полиметалльные экзогенные объекты: В — Витимский район, М — Малиновское, Б — Березовое, Г — Горное, Х — Харат, Хх — Хайхран; 11 — ареалы предполагаемых рудообразующих систем «палеодолинного и трещинно-инфильтрационного типов: 1 — Амуру-Зейский, 2 — Эхилканский, 3 — Самарский, 4 — Западно-Ханкайский, 5 — Северо-Ханкайский

общим ослаблением гумидизации к западу. Четвертая группа локальных (эндогенных) факторов связана с воздействием на предыдущие разнопорядковых положительных морфоструктур новейшего этапа (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Становая система и др.) и поднятий-нагорий (Монгольское, Патомское, Становое). Они оказывают существенное влияние на формирование местных атмосферных течений, отличающихся турбулентностью и весьма активной динамикой. При этом значительно изменяется и характер латеральной (поясной) ландшафтно-климатической зональности. Так, на территории Монгольского нагорья, где средние абсолютные отметки 800—1200 м, семиаридная зона пустыни Гоби сменяется к северу на гумидную зону горной тайги на отрезке в 250—350 км. В то же время, в регионах, расположенных западнее (Средняя Азия, Казахстан, юг Сибири), где абсолютные отметки равнинных областей определяются первыми сотнями метров, подобная смена происходит на расстоянии до 1000 км.

Кайнозойская эпоха, в которую функционируют экзогенные рудообразующие системы рассматриваемого региона, отличается достаточно напряженной геодинамикой [8, 9]. Развитие континентальной коры, системно нарастающей здесь в позднем мезозое—кайнозое к востоку, на новейшем этапе определил режим сжатия с доминантой

орогенных процессов и подчиненной ролью рифтогенеза. Региональная система глубинных разломов с действующими в них флюидопотоками была в это время активизирована на мантийном уровне, что соответственно повлияло как на характер и динамику формирования кайнозойских морфоструктур, так и на развитие в них экзогенных процессов.

Системность формирования гипергенной оболочки коры выразилась в омоложении к востоку возраста континентальных бассейнов и направленном изменении фациальной характеристики их осадков. Устойчивое смещение фациальных зон с аридным профилем седиментогенеза наблюдается из глубины континента к его окраине. Во впадинах Монголии (Дзунбаинская, Чойренская, Иххэтская, Ульдзуйтинская и др.) красно- и пестроцветные осадки с высоким уровнем известковистости и загипсованности занимают верхнюю часть их разреза, начиная с сайншандинской свиты верхнего мела [7]. Восточнее (Амуру-Зейская впадина и структуры Приморья) слабые признаки аридизации проявляются только в образованиях позднего мела (завитинская свита и коркинская серия, соответственно) [6]. В кайнозойских осадках признаки аридизации по всей территории юга Дальнего Востока России отсутствуют. В этих условиях на рассматриваемой территории сформировалась в кайнозое динамично развивающаяся латеральная

зональность экзогенных процессов, во многом и определившая специфику действующих здесь экзогенных рудообразующих систем. Она включает открытую к западу и югу внутреннюю зону дефляционной эрозии и обрамляющую ее с севера и востока зону корообразования.

Зона дефляционной эрозии. В профиле поясной климатической зональности данная зона соответствует подзонам аридного—семигумидного типов, в которых наблюдается ослабление аридного «пресса» к северу и востоку. В приповерхностных слоях атмосферы здесь функционируют

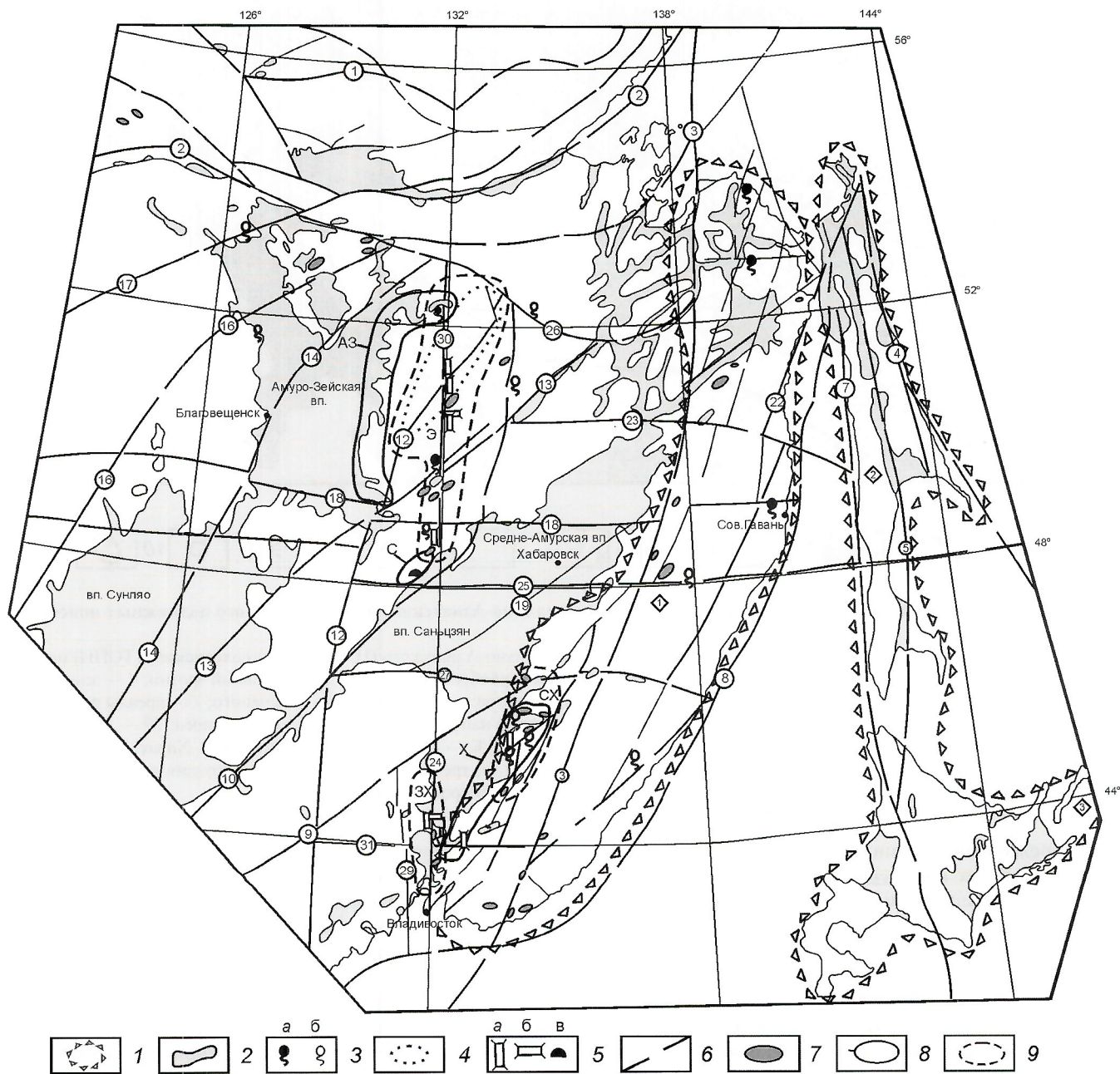


Рис. 2. Схема кайнозойской экзогенной металлогении юга Дальнего Востока России:

контуры кайнозойских: 1 — орогенов с магматогенным режимом (цифры в ромбах): 1 — Сихотэ-Алинский, 2 — Хоккайдо-Сахалинский, 3 — Курило-Камчатский; 2 — континентальных рифтогенов с рыхлым осадочным и вулканогенно-осадочным выполнением; 3 — радиогидрохимические аномалии: а — в термальных источниках, б — в трещинных и грунтовых водах; 4 — контур Акишма-Ниманской аномалии подвижного урана; 5 — кайнозойские уран-полиметалльные объекты: а — трещинно-инфильтрационные, б — экзодиагенетические, в — зоны грунтового и (или) пластового окисления; б — основные зоны глубинных разломов (цифры в кружках): 1 — Становая, 2 — Монголо-Охотская, 3 — Центральная Сихотэ-Алинская, 4 — Восточно-Сахалинская, 5 — Центрально-Сахалинская, 7 — Западно-Сахалинская, 8 — Татарского пролива, 9 — Фушунь-Мишань-Алчанская, 10 — Танлу-Курская, 12 — Муданьцзян-Мельгинская, 13 — Инкоу-Хинганская, 14 — Шанси-Селемджинская, 16 — Большого Хингана, 17 — Дербурская, 18 — Намурхэ-Бирская, 19 — Хехцирская, 22 — Восточная Сихотэ-Алинская, 23 — Гур-Комсомольская, 24 — Западно-Ханкайская, 25 — Намурхэ-Амурская, 26 — Пауканская, 27 — Наолихэ-Бикинская, 29 — Тунманганская, 30 — Эхилканская, 31 — Южно-Приморская; 7 — массивы специализированных на уран гранитов ($C_{вал} \geq 5$ г/т); ареалы рудообразующих систем: 8 — «палеодолинного» типа (АЗ — Амуро-Зейский, С — Самарский, Х — Ханкайский); 9 — трещинно-инфильтрационного типа (Э — Эхилканский, СХ — Северо-Ханкайский, ЗХ — Западно-Ханкайский)

местные турбулентные системы, активно взаимодействующие с внутриконтинентальными циклонами и струйным планетарным течением [3, 12], а все вместе — с поверхностью коры. В результате такого взаимодействия на рассматриваемой территории развилась интенсивная ветровая эрозия с юго-восточной ориентировкой результирующего вектора среднегодового атмосферного переноса. В Монгольском Гоби, где, по данным В.Н.Синицина (1980), скорость ветра в кайнозой соответствовала уровню урагана, зона дефляции трассируется цепочкой каменистых пустынь-гаммад. На поверхности многочисленных рифтогенных впадин, препарированной ветровой эрозией, на большей части гобийской пустыни обнажены отложения мелового (а на западе и юрского) возраста. Постплиоценовый эрозионный срез здесь может быть оценен в 0,5—1 км.

Зона корообразования оторачивает зону дефляции с севера и востока конформным ей дуговым ареалом. Основной этап корообразования в рассматриваемом регионе связывается большинством исследователей с палеогеном. Коры выветривания развиваются здесь в динамичном равновесии с кайнозойским орогенезом и эрозионно-денудационными процессами. Характерная для региона высокая активность и пульсационный режим кайнозойских орогенных процессов с многоактными структурными перестройками при слабой устойчивости кор выветривания к эрозии обусловили их мозаичный, реликтовый облик. Многочисленные фрагменты кор выветривания площадной, линейной и линейно-площадной морфологии проявлены практически по всему югу российского Дальнего Востока, занимая до 40% его площади. Интенсивность корообразования нарастает в целом к юго-востоку, к зоне теплого морского климата. По наблюдениям автора в южной части Ханкайского массива мощность площадных кор выветривания достигает 40—50 м, их линейные разновидности прослежены там на глубину более 400 м.

При образовании кор выветривания в зону действия окислительного эпигенеза оказались выведенными элементы с переменной (U, Mo, Se, Re, Fe, W, платиноиды) и постоянной (TR, Sc, Ge, Au) валентностью, определяющие специализацию соответствующих рудообразующих систем. Мобилизация значительных масс урана подтверждается высокой долей в корках выветривания его подвижной формы. В корках выветривания, наложенных на граниты Буреинского и Ханкайского массивов, она достигает 90%. По мнению автора, именно этим объясняется наличие в региональном радиогеохимическом поле юга Дальнего Востока России многочисленных площадных аномалий подвижного урана, выделенных по данным гидро-литохимической съемки. Так, на Буреинском массиве подобная аномалия Акишма-Ниманская — наиболее крупная в данном регионе (рис. 2). В контуре этих аномалий формируются наиболее оптимальные условия для функционирования специализированных на уран рудообразующих систем экзогенного класса.

Экзогенные рудообразующие системы. В рамках охарактеризованной экзогенной зональности в регионе функционирует сообщество рудообразующих систем, представленное в классификационной схеме (см. таблицу). Условия развития уран-полиэлементных рудообразующих систем — основного объекта данного исследования — закономерно изменяются в зависимости от их положения на тренде омоложения континентальной коры и в профиле экзогенной зональности. Так, из глубины континента к

востоку, на смену крупным депрессионным структурам Казахстана и Средней Азии с их активным инфильтрационным режимом приходят впадины замкнутого типа с довольно «вялой» гидродинамикой. В том же направлении постепенно ослабевает действие аридного «пресса». Параллельно снижается и уровень минерализации подземных вод — от солоноватых и соленых на западе зоны дефляции до ультрапресных в зоне корообразования. Содержание урана при этом падает более чем на два порядка — от U $n \cdot 10^{-4}—10^{-5}$ г/л в Монголии до $n \cdot 10^{-7}$ г/л на юге Дальнего Востока России, что сопровождается соответствующим изменением морфологии окислительных процессов. Так, в зоне дефляции отчетливо доминирует поверхностная форма окисления. Пластовые же зоны окисления, активно развивающиеся здесь западнее (на территории Средней Азии и Казахстана), проявлены в рассматриваемом регионе в основном в зоне корообразования — в пределах вскрытых эрозией кайнозойских палеодолинных систем.

Рудообразующие системы зон поверхностного окисления продуцируют в зоне дефляционной эрозии уран-полиэлементное оруденение «харатского» типа. В соответствии с разработанной автором моделью [7], площадная зона поверхностного окисления развивается в данном регионе на поступательно снижающемся фронте дефляционной эрозии. Таким образом, в процесс рудогенеза оказалась вовлеченной вся масса полезных компонентов в пределах достаточно значительного (до 1 км) эрозионного среза. Это, впрочем, не означает, что весь их потенциал реализуется в виде рудных концентраций. Неравномерность внутреннего строения зоны рудогенеза, определяющаяся неоднородной проницаемостью осадочного разреза рифтогенов с множеством «блуждающих» в нем внутриформационных палеорусел, предполагает и соответствующую пространственно-временную избирательность рудообразующего процесса.

Зона комплексного барьера функционирует в этих условиях вблизи уровня грунтовых вод, в ритмичном возвратно-поступательном режиме. Сложный нелинейный механизм барьера во многом определяется ритмикой колебания уровня подземных вод, которая зависит от количества и периодики выпадения атмосферных осадков, тектонической и сейсмической активности, воздействия лунных приливов. По-видимому, именно особенностями пространственно-временной ритмики барьерной зоны следует объяснять наблюдающийся на месторождениях Монголии «отрыв» уранового оруденения от современного зеркала подземных вод выше и ниже его по разрезу. Глубина локализации оруденения изменяется здесь в достаточно широком интервале — от 0—60 м (месторождение Харат) до 0—200 м и более (месторождение Хайрхан). Широкая распространенность на данных месторождениях «сухих» залежей, расположенных над уровнем грунтовых вод (в т.ч. и в проницаемых разностях) свидетельствует, по мнению автора, о резком снижении зеркала подземных вод, произошедшем в конце новейшего этапа. Причиной подобного может служить активизация орогенных процессов в Гималаях и Тибете (P.Molnar, P.Tarponier, 1975), вызвавшая в соответствии с эффектом «домино» и некоторый подъем Монгольского нагорья.

Рудообразующие системы зон пластового окисления распространены в рассматриваемом регионе, как упоминалось, преимущественно в зоне корообразования, в препа-

Экзогенные рудообразующие системы в кайнозойском рудогенезе юга Дальнего Востока России

Тип рудообразующих систем	Основные элементы рудообразующих систем			Факторы-регуляторы динамики рудогенеза	Типоморфные признаки орудуения			Проявленность орудуения и промышленные аналоги	Промышленная значимость
	Источники энергии и вещества	Агенты и формы переноса	Тип барьера и среда-осадитель		Полезные компоненты	Морфоструктурные	Минералого-геохимические		
Коры выветривания: собственно коровые	Материнские породы: положительных морфоструктур	Катионные комплексы поровых и трещинно-капиллярных систем	Динамичные Eh-, рН-барьеры	Морфология рельефа, климат, петрогеохимия материнских пород	Каолинит, минеральные краски, (U)	Плашеобразные, линзо- и лентовидные залежи	Слюдково-черниевая минерализация и сорбиционные формы урана в линейных корых выветривания, каолинит, гидрослюда	Рудопроявление Чапаевское (Южное Приморье), аномалии участка Ширловского (Буреинский массив) и др. Промышленные аналоги неизвестны	Непромышленный
элювиальные россыпи	для специализированных блоков и массивов пород	То же	Гр-барьер	Устойчивость первичной минерализации в зоне гипергенеза	Sn (TR, W, Au, Ti, Pt, U, Th)	То же	Реликтовая минерализация подзон «усадки» в корых выветривания	Оловянные россыпи с.Васильковка, Павловской впадины (Южное Приморье); TR-месторождение Томтор (Анабарский щит)	Потенциально промышленный
Седиментогенные: россыпеобразующий	Коры выветривания специализированных блоков и массивов пород	Твердая фаза поверхностных водотоков	Гр-барьер в системе осадконакопления поверхностных водотоков	Морфология рельефа, тектоника, климат, динамика водотоков, петрогеохимия материнских пород и кор выветривания	Au, Sn, W, Pt, TR, Ti, A, другие драгоценные камни	Аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, морские россыпи	Золото- и оловянно-россыпные узлы юга Дальнего Востока, месторождение Кондер (Pt); алмазы россыпного узла Ушуй (Китай)	Промышленный Потенциально промышленный	
хемогенный	Зона гипергенеза на положительных морфоструктурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза поверхностных водотоков и подземных вод осадочных бассейнов	Гр-, рН-, Eh-, МБ-барьеры зоны седиментогенеза	Климат, морфология рельефа, тектоника, динамика и солевой режим бассейнов седиментации	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литолого-фациальным контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбиционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	Фосфориты Амуро-Зейской и Боконской впадин; проявления марганца Поисковой (Южное Приморье) и Средне-Амурской впадин	Неясной значимости
Диagenетический	Водная среда аккумуляционных ландшафтов	Катионные комплексы и коллоидная фаза бассейнов седиментации	C-, Eh-, рН-, ЭХ-, МБ-барьеры зон седиментации-диagenеза	Климат, солевой режим бассейна седиментации, динамика сопряженной трещинно-инфильтрационной системы	U, TR, Th	Сублистовые залежи	Металло-органические соединения, оксиды урана	Аномалии участков Ягдыня, Илестый (Буреинский массив)	Непромышленный

Тип рудообразующих систем	Основные элементы рудообразующих систем			Факторы-регуляторы динамики рудогенеза	Типоморфные признаки оруденения			Проявленность оруденения и промышленные аналоги	Промышленная значимость
	Источники энергии и вещества	Агенты и формы переноса	Тип барьера и среда-осадитель		Полезные компоненты	Морфоструктурные	Минералого-геохимические		
Экзогенетический	Рыхлые обводненные осадки	Процессы диффузии, сорбции и катионного обмена в подземных водах	Локальные С-, Eh-, рН-, ЭХ-, МВ-барьеры в пестроцветных подорно-веерного шлейфа	Солевой режим и динамика подземных вод, окислительно-восстановительные свойства осадков	U, Ge, TR	Субпластовые залежи в сланцеоболочках серо- и черноцветных осадках	То же	Рудопроявление Березянского, отдельные залежи месторождения Раковского, рудопроявления Григорьевского (Южное Приморье). Промышленные аналоги неизвестны	Непромышленный
Зон поверхностного и грунтового окисления	То же	Катионные комплексы подземных вод осадочных бассейнов	С-, Eh-, рН-, ЭХ-, МВ-барьеры на границах зон окисления	Динамика и солевой режим подземных вод, петрогеохимия осадков и пород фундамента, климат	U, (Mo, Se, Ge, TR, Re, Sc)	Линзы, ленты и роллы, преимущественно в проливах серо- и черноцветных осадках	Слюдково-чернивая минерализация, металлургическая, железистая, коффеинит, нингеонит	Аномалия скв. 56 (Самарский грабен). Месторождения Витимского района (Забайкалье)	Потенциально-промышленный
Зон трещинной кислородной инфильтрации	Вмещающие породы и подземные воды трещинно-инфильтрационных систем	Катионные комплексы подземных вод трещинно-инфильтрационных систем	С-, Eh-, рН-, ЭХ-, МВ-барьеры на нижней границе зоны окисления	Морфология рельефа, проницаемость и петрогеохимия трещинно-инфильтрационных систем, климат, солевой режим подземных вод	U, (TR, Mo)	Уровневые плащеобразные залежи вблизи уровня грунтовых вод	Слюдково-чернивая минерализация, сорбция урана в глинистом материале и гидроксиды железа	Рудопроявление Васильевское (Южное Приморье), проявления Буринского массива (участки Крутой, Мостовой, и др.) Месторождения Северное, Катумское, Бутыгычаг	Потенциально-промышленный

рированных эрозией («раскрытых» для инфильтрации) палеодолинных системах, выполненных рыхлыми обводненными осадками кайнозойского возраста. Наиболее изученный ареал таких систем расположен в Витимском рудном районе (Забайкалье). Здесь в сероцветных осадках неогеновых палеодолин, перекрытых покровами неоген-четвертичных базальтов, подобными системами сформировано 10 уран-полиэлементных месторождений [1]. Их характерная особенность — локализация рудных залежей преимущественно в боковых «притоках» палеодолин. По данным А.Е.Халдея с соавторами [13], эта закономерность нарушается в Витимском районе лишь при активизации инфильтрационного режима, сопровождающейся усилением окислительного эпигенеза, смещением зоны пластового окисления в глубину палеодолинной системы и перераспределением ранее сформированного оруденения.

В соответствии с синергетической моделью рудообразующих систем, данная закономерность отражает стремление самоорганизующейся системы к оптимизации ее диссипативного баланса через снижение уровня стока. Низкая фоновая концентрация U ($n \cdot 10^{-6} - 10^{-7}$ г/л) в подземных водах, характеризующая условия стока рудообразующих систем в зоне корообразования, определила высокий рассеивающий эффект и, соответственно, достаточно узкий интервал условий ее развития. Концентрация урана в подземных водах в действующей рудообразующей системе должна быть не ниже $n \cdot 10^{-6}$ г/л [14], иначе ее барьерная зона прекращает функционировать. В таких условиях только сокращение зоны транзита с приближением к источнику вещества позволяет рассматриваемой системе локализоваться. Именно эти условия и обеспечивают верховья «раскрытой» палеодолины, вложенной в субстрат, специализированный на уран.

На юге Дальнего Востока «палеодолинных» месторождений урана пока не выявлено, но их признаки проявлены достаточно широко. Так, на Буреинском массиве (в контуре упомянутой Акишма-Ниманской аномалии подвижного урана) распространены проявления урана в илисто-глинистых, насыщенных растительной органикой четвертичных осадках поймы современных речных долин (реки Ягдынь, Ниман, Нимакан и их притоки). Оруденение представлено урановыми чернями и сорбционными формами, образует небольшие (первые метры) линзовидные тела с довольно высоким содержанием U до 0,1%. Автором оно выделено в самостоятельный диагенетический тип (см. таблицу). В то же время, данное оруденение может рассматриваться и как продукт зарождающихся «палеодолинных» рудообразующих систем. Более масштабные рудные концентрации могут быть сформированы в реликтах кайнозойских палеодолин, локализованных в специализированных на уран блоках пород их фундамента. Основные ареалы развития предполагаемых «палеодолинных» систем (см. рис. 2) приурочены к восточному борту Амура-Зейской впадины и к бортам Амура-Ханкайской рифтогенной системы. Здесь в кайнозойских палеодолинах, вскрытых эрозией, установлены многочисленные признаки перераспределения урана с рядом малоинтенсивных (до 100—200 мкР/ч) аномалий [6].

Рудообразующие системы зон трещинной кислородной инфильтрации действуют в регионе юга Дальнего Востока России в трещинно-инфильтрационных системах на устойчиво развивающихся в кайнозойе положительных морфоструктурах. В качестве основного источника урана

здесь выступают массивы калиевых гранитов. Количество подвижного урана в них увеличивается с повышением специализации гранитов и в ареалах корообразования, а также зонах глубинных разломов, активизированных на новейшем этапе. На ближней периферии региона такие месторождения уже известны — Горное и Березовое в Забайкалье, Катумское, Бутыгычаг и Северное на Северо-Востоке. Несмотря на дискуссионный генезис этих объектов, инфильтрационная модель рудогенеза является для них, по мнению автора, наиболее предпочтительной. Аналоги таких объектов на более дальней (западной) периферии региона — известные месторождения Гранитное (Казахстан) и Кииктал (Средняя Азия). На юге Дальнего Востока выделяется 3 основных ареала развития трещинно-инфильтрационных рудообразующих систем (рис. 3), приуроченных к специализированным на уран гранитизированным блокам Буреинского и Ханкайского массивов: 1) *Эхилканский*, расположенный на востоке Буреинского массива; его северная часть совпадает с упомянутой Акишма-Ниманской аномалией подвижного урана; 2) *Западно-Ханкайский*, приуроченный к юго-западной части Ханкайского массива; 3) *Северо-Ханкайский*, выделяющийся на севере этого массива.

Обобщенная модель зоны рудогенеза трещинно-инфильтрационной рудообразующей системы представлена на рис. 3. В соответствии с ней активная мобилизация подвижного урана происходит здесь в увлажненной порово-капиллярной системе зоны аэрации, под действием диффузионных и конвективных процессов, обеспечивающих его доставку к поверхности открытых трещин. Дальнейшая транспортировка к комплексному геохимическому барьеру, действующему в подошве зоны поверхностного окисления, производится нисходящим потоком атмосферных вод. Барьерная зона функционирует в пульсационном (возвратно-поступательном) режиме вблизи уровня грунтовых вод, в динамичном равновесии с ним. Характер пульсаций барьера определяется колебаниями зеркала подземных вод с ритмичной, аналогичной отмеченной ранее для рудообразующих систем зон поверхностного окисления. По сравнению с дру-

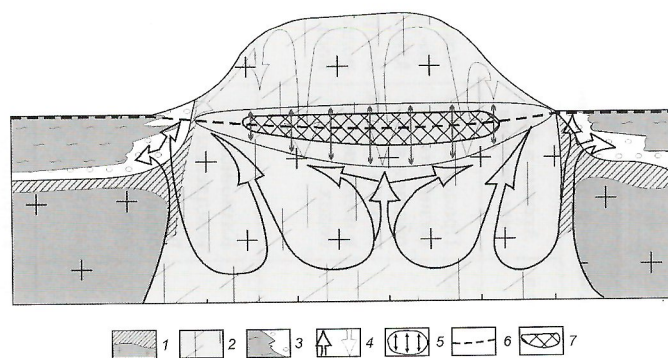


Рис. 3. Модель формирования уран-полиэлементного оруденения в зонах трещинной кислородной инфильтрации:

1 — граниты специализированного на уран массива с корой выветривания; 2 — зона объемной трещиноватости в гранитах; 3 — кайнозойские впадины с обводненными образованиями угленосной формации; 4 — зона инфильтрации: *a* — с нисходящим потоком кислородных вод, *b* — восходящие трещинно-жильные воды (зоны безрудных пород); 5 — зона гидродинамического равновесия; 6 — положение современного уровня грунтовых вод; 7 — зона уранового образования

гими типами рудообразующих систем, связанных с окислительным эпигенезом, зона транзита трещинно-инфильтрационной системы значительно более локальна. Соответственно, она обладает и потенциально большими возможностями оптимизации ее диссипативного баланса. В связи с этим, характерная для региона юга Дальнего Востока России повышенная динамика атмосферных осадков должна в целом благоприятно сказываться на продуктивности таких рассматриваемых систем.

В зависимости от морфологии формируемого оруденения, времени, характера и особенностей развития вмещающих геологических структур, динамики и ритмики тектонических и эрозионных процессов, в регионе можно выде-

лить два основных типа трещинно-инфильтрационных рудообразующих систем: 1) формирующие плащеобразные (уровенные) залежи на локальных поднятиях; 2) формирующие объемные залежи в зонах глубинных разломов на устойчиво развивающихся положительных структурах (в т.ч. на границе их с кайнозойскими впадинами).

Рудообразующие системы первого типа представлены Вассиановским рудопроявлением, локализованным на небольшом Куйбышевском поднятии внутри Сандуганской кайнозойской впадины (юг Ханкайского массива). Поднятие сложено специализированными на уран ($C_{вал}=10-20$ г/т) лейкогранитами силура. Оруденение слодково-чернивого состава, выполняет здесь систему открытых трещин

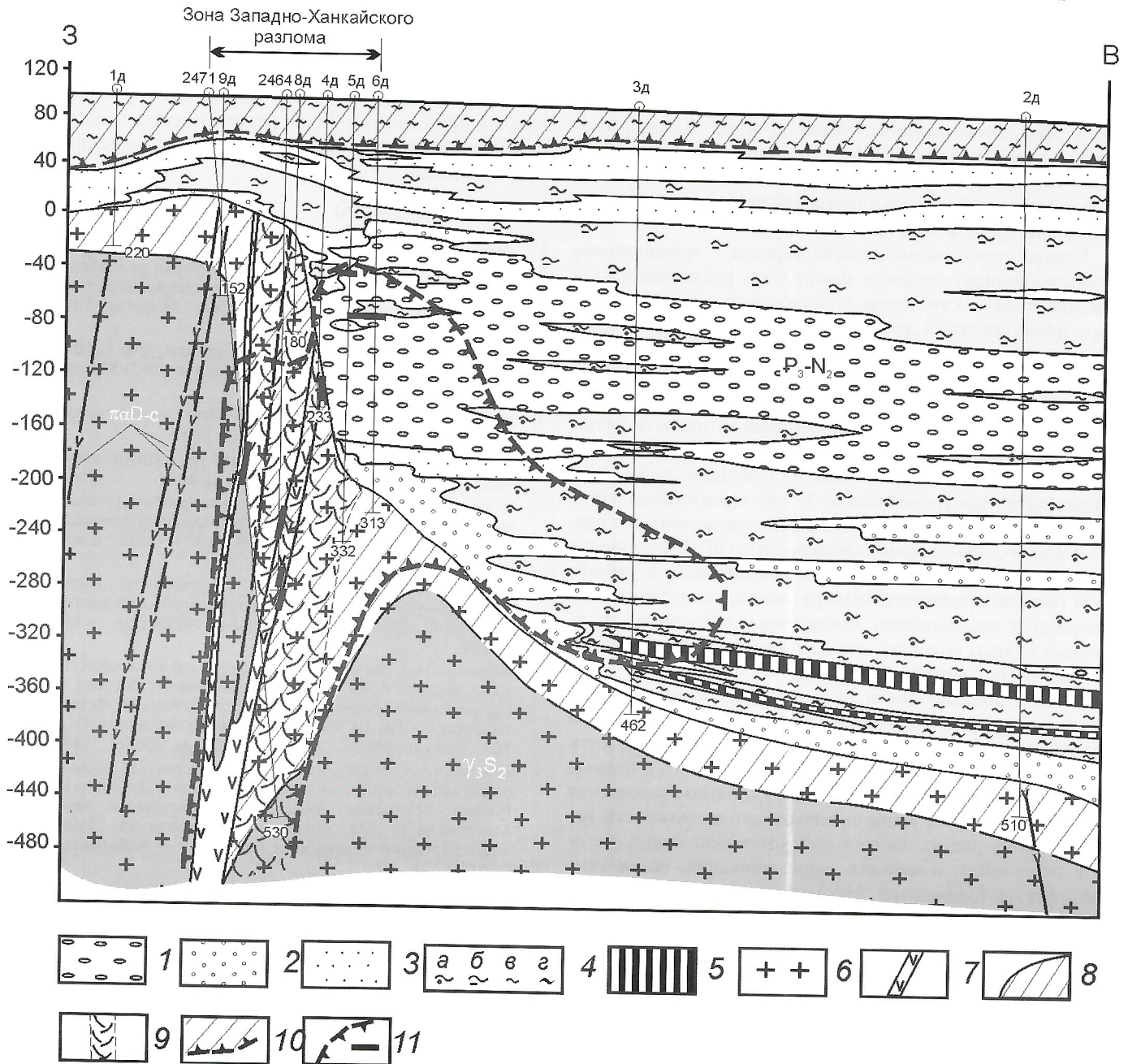


Рис. 4. Рудопроявление Березянокое. Разрез по линии скважин 1д—2д:

отложения: 1 — валунно-галечные, 2 — песчано-гравийные; 3 — пески; 4 — глины: а — песчаные, б — алевролитистые, в — тонкие, з — углистые; 5 — угли бурые; 6 — граниты вознесенского комплекса; 7 — дайки среднего состава; 8 — кора выветривания; зона: 9 — дробления, 10 — поверхностного окисления (частично восстановленная); 11 — ореол рассеяния урана с ураново-рудными телами

в основании зоны инфильтрации. Оно группируется в небольшую плащеобразную залежь, контролирующуюся поверхностью грунтовых вод. Содержание урана в ней составляет в среднем около 0,03%, при мощности первые метры. Промышленного интереса этот объект не представляет из-за его незначительных запасов.

Оруденение второго типа связано с трещинно-инфильтрационными рудообразующими системами достаточно длительного развития. Примером его может служить урановое проявление Березьянское-1 (рис. 4), выявленное автором в западном борту Вадимовской впадины (юго-запад Ханкайского массива) в специализированных на уран силурийских гранитах, в зоне меридионального Западно-Приморского разлома. Ореол аномальных концентраций U (0,005—0,021%) прослежен здесь скважинами на глубину более 450 м. По представлению автора, барьерная зона, занимавшая на ранних стадиях развития этой рудообразующей системы крайнее нижнее положение, смещалась здесь вверх по мере заполнения впадины осадками, вслед за поднимающимся уровнем грунтовых вод. Поскольку впадина выполнена мощным (до 2 км) чехлом рыхлых аллювиальных осадков эоцена—квартера, то и время действия данной системы можно датировать этим же интервалом.

Контрастность комплексного барьера в трещинно-инфильтрационных системах может быть увеличена восходящим потоком глубинных флюидов, который к тому же и сам может являться дополнительным источником полезных компонентов. Механизм действия подобных («подвешенных») барьеров разработан С.Г.Булатовым и В.Н.Щеточкиным [2] на материале среднеазиатских месторождений зон пластового окисления. Высокая активность флюидопотока в зонах глубинных разломов юга Дальнего Востока России, активизированных на новейшем этапе, подтверждается приуроченностью к ним термоминеральных источников и радиогидрохимических аномалий (см. рис. 2), также их повышенной сейсмичностью [9]. Способность кайнозойских флюидных систем формировать в указанном регионе самостоятельные рудные концентрации подтверждают исследования, проведенные автором на эндогенных рудных объектах, локализованных в кайнозойских впадинах Приханкайской группы.

Анализ проявленности признаков трещинно-инфильтрационных рудообразующих систем в структуре данного региона свидетельствует о возможности выявления здесь месторождений с объемными залежами убогих и бедных по качеству уран-полиэлементных руд. Легко извлекаемая форма нахождения урана предполагает возможность использования для их добычи высокотехнологичных методов подземного и кучного выщелачивания, вследствие чего эти месторождения, как и месторождения «палеодолинного» типа, могут рассматриваться в качестве потенциально-промышленных и стать объектами исследования ближайшего будущего.

Из изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В процессе кайнозойской эволюции земной коры и ее гипергенной оболочки на востоке Азии была сформирована динамично развивающаяся латеральная экзогенная зональность, представленная внутренней зоной дефляционной эрозии и обрамляющей ее с севера и востока зоной коробразования.

2. В рамках экзогенной зональности в регионе функционирует сообщество рудообразующих систем, характер ко-

торых отражен в разработанной на синергетической основе классификационной схеме.

3. Из рудообразующих систем, связанных с процессами окислительного эпигенеза, потенциально промышленный интерес в регионе юга Дальнего Востока России представляют системы, формирующие уран-полиэлементное оруденение «палеодолинного» и трещинно-инфильтрационного типов.

4. В рассматриваемом регионе, характеризующемся низкой фоновой концентрацией урана в подземных водах, условия развития рудообразующих систем «палеодолинного» типа обеспечивают реликтовые системы ветвящихся кайнозойских палеодолин, вложенных в специализированные на уран блоки пород докайнозойского фундамента, проработанные корами выветривания.

5. Оптимальные условия для развития трещинно-инфильтрационных рудообразующих систем обеспечивают активизированные на новейшем этапе зоны глубинных разломов в пределах устойчиво развивающихся положительных морфоструктур, сложенных специализированными на уран гранитами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас. Уран России* / Н.П.Лаверов. — М.: РИЦ ВИМС, 2000.
2. Булатов С.Г., Щеточкин В.Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Советская геология. 1970. № 4. С. 110—119.
3. Карта четвертичных отложений Евразии. М-б 1:5 000 000 / Г.С.Ганешин, И.И.Краснов, Н.А.Маринов, В.Э.Мурзиева. — М., 1982.
4. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
5. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Законы эволюции и самоорганизации сложных систем. — М.: Наука, 1994.
6. Коковкин А.А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1990.
7. Коковкин А.А. Модель экзогенного уранового рудогенеза в рифтогенах Монголии // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. — М., 2000. № 142.
8. Коковкин А.А. Эволюционная модель кайнозойской геодинамики востока Азии: регион юга Дальнего Востока России. Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы // Труды Всероссийского совещания (Иркутск, 26—29 августа 2003 г.). — Новосибирск, 2003. С. 339—342.
9. Коковкин А.А., Бормотов В.А., Литвиненко Н.Д. Новейшая геодинамика и сейсмоструктура региона юга Дальнего Востока России: нелинейная модель и результаты ее заверки // Материалы IV Международного симпозиума «Закономерности строения и эволюции геосфер». — Хабаровск, 2004. С. 113—126.
10. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск, 1996.
11. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере эпигенетических урановых руд). — М.: Недра, 1975.
12. Уфимцев Г.Ф. Генезис рельефа. — Новосибирск: Наука, 1998.
13. Халдей А.Е., Расулова С.Д., Коченов А.В. и др. Историко-геологические предпосылки образования ураноносных палеодолин // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 28—31.
14. Шмаринич Е.М., Белов Н.С. Проблемы урановорудного эпигенеза и общие перспективы выявления в породах осадочного чехла территории СССР новых эпигенетических месторождений. — М., 1975.
15. Шмаринич Е.М., Гольдштейн Р.И., Салмин Ю.П. и др. Распределение микроэлементов в рудоформирующих пластовых водах инфильтрационных месторождений // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 1. С. 91—106.

Геолого-стратиграфическая позиция морских осадков на юге Кольского полуострова, предпосылки их россыпной минерализации

О.П.КОРСАКОВА, В.В.КОЛЬКА, Д.Р.ЗОЗУЛЯ (Геологический институт КНЦ РАН)

Повышенное внимание современной геологической науки к вопросам россыпной минерализации шельфовых областей вызвало научный и практический интерес к исследованиям прибрежно-морских осадков Кольского полуострова, особенно депрессии Белого моря. Основной предпосылкой россыпной алмазности и металлоносности морских шельфов служит размещение и вещественный состав пород россыпеобразующих формаций, включая промежуточные коллекторы. Источники россыпных минералов в данном случае — магматические и метаморфические породы северо-восточной части Балтийского щита и прилегающей части Восточно-Европейской платформы. В рассматриваемом регионе потенциальными коренными источниками полезных компонентов являются золотоносные углеродистые сланцы и метавулканы зоны Имандра-Варзуга, слабоалмазные кимберлитовые трубки установленного Ермаковского и предполагаемых Макеевского, Пялицкого, Пулоньского и Снежницкого полей на юго-востоке полуострова, ряд промышленно алмазных трубок Золотицкого поля Архангельской провинции, не перекрытых карбон-девонскими отложениями. Палеогеографические условия перемещения и переотложения полезных минералов могли быть благоприятными на протяжении палеозой-кайнозойского времени. Их аккумуляция, образование повышенных концентраций возможны только в плейстоцен-голоценовых осадках, слагающих рыхлый покров в регионе, поэтому геолого-стратиграфическими предпосылками формирования россыпей являются строение, характер залегания, возраст, последовательность напластования морских толщ в связи с этапами развития морского бассейна в депрессии Белого моря.

Основные палеогеографические события палеозой-кайнозойского времени. История формирования осадочного покрова в течение большей части фанерозоя может быть установлена только по косвенным данным, касающимся региона в целом. Так, большая часть палеозойского осадочного чехла сложена каменноугольными и пермскими терригенно-карбонатными толщами мощностью до 100 м, с разрывом перекрывающими вендские отложения [2]. Позднепалеозойские осадки отмечаются на Архангельском берегу, в воронке Белого моря. С конца пермского и в течение триасового периода из-за общего тектонического поднятия Кольский регион являлся областью денудации.

В середине мезозоя часть Кольского полуострова представляла собой морской бассейн, покрывавший Баренцевоморскую плиту. Об этом свидетельствуют юрские осадки на Земле Франца-Иосифа, отдельные находки валунов с фауной юры на Кольском полуострове [12]. В мелу здесь преобладали процессы сноса и поэтому осадки этого времени отсутствуют, хотя в составе более поздних отложений восточной части Кольского полуострова найдены единичные переотложенные меловые диатомеи [1].

В начале палеогенового периода, в палеоцене, территория севера Фенноскандии представляла собой низкую сушу, где над мезозойско-палеогеновым пенепленом возвышались небольшие увалы [3]. В четвертичных отложе-

ниях Кольского полуострова часто присутствуют переотложенные морские палеогеновые диатомеи [11] и весьма вероятно, что в отдельные эпохи палеогена, например в эоцене, территория могла заливаться водами шельфового моря. В олигоцене с началом неотектонического этапа развития северо-восточной части Балтийского щита отмечается поднятие ряда блоков земной коры, обновление древних разломов и заложение новых. Это привело к образованию собственно депрессии Белого моря [12].

В начале неогенового периода, в миоцене, интенсивность восходящих движений ослабела, незначительное преобладание денудационных процессов над аккумуляцией допускало формирование континентальных осадков. Конфигурация контуров Кольского полуострова и гидрографической сети в общих чертах начинает приближаться к современным. В пределах депрессии Белого моря, образовавшейся в олигоцене, существовала прибрежная равнина, периодически заливаемая морем [3].

В начале плиоцена тектонические движения опять активизировались. Это привело к поднятию отдельных блоков земной коры, врезанию речных долин. В конце плиоцена возможно море проникало в пределы Беломорской депрессии (Горло и Бассейн Белого моря) и здесь мог установиться морской режим. Однако следует отметить, что неогеновые осадки в Беломорской депрессии пока не обнаружены, возможно, они были ассимилированы четвертичными ледниками.

Геологическое развитие района в четвертичное время наиболее тесно связано с многократными оледенениями, чередующимися с межледниковыми эпохами, во время которых на побережье отмечались неоднократные морские трансгрессии. Сформировавшиеся при этом морские толщи могут содержать россыпи полезных компонентов или являться промежуточными коллекторами для голоценовых россыпей.

Морские плейстоценовые слои. Исследованиями, проведенными на юге Кольского полуострова (рис. 1), в долинах рек и береговых обрывах установлено 3 толщи морских осадков межледникового габитуса, залегающих со стратиграфическим несогласием. Это позволяет выделить несколько этапов развития морских бассейнов в депрессии Белого моря, когда процессы перемещения и аккумуляции полезных минералов происходили в благоприятных для россыпеобразования условиях чередования морских трансгрессий и регрессий.

Стратиграфически нижняя морская толща (понойские слои) залегает на московской морене или на коренных кристаллических породах фундамента и связана с наиболее значительным потеплением микулинского межледниковья, которому соответствует бореальная морская трансгрессия на севере Евразии. Понойские слои разной мощности (1—5 м) отличаются в основном глинистым (суглинки и супеси) составом материала, содержащего большое количество теплолюбивых моллюсков, фораминифер, диатомовых. Толща представлена литоральными и сублиторальными фациями, установлена в нижних частях обна-



Рис. 1. Схема района исследований (А—В) и положение изученных обнажений (В)

жений на реках Варзуга, Чапома, Стрельна (рис. 2). Ее формирование происходило в пределах 130—100 тыс. лет назад. Возраст плейстоценовых осадков определялся в научно-исследовательской лаборатории четвертичной геохронологии Института геологии Таллинского технического университета с использованием методов электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) для раковин моллюсков и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) для вмещающих их пород. Это первый этап развития морского бассейна в депрессии Белого моря, зафиксированный в осадках на Кольском полуострове.

Стратиграфически верхние морские толщи до настоящего времени фигурировали в геологической литературе под названием «стрельнинские слои» [6 и др.]. Новейшими исследованиями, проводимыми в последние годы на юге Кольского полуострова, установлено, что, так называемые, стрельнинские слои представлены двумя самостоятельными морскими толщами (стратиграфически средней и верхней), разделенными ледниковым горизонтом. Они беднее органическими остатками, чем осадки бореального моря, и выражены главным образом мелководными прибрежными и береговыми фациями.

Стратиграфически средняя морская толща, которую по традиции предлагается называть стрельнинскими слоями, соответствует ранневалдайскому времени. Ранневалдайское море в виде малоамплитудной трансгрессии, которая прерывалась регрессиями и размывом во время внутривалдайских похолоданий, на юге Кольского полуострова проявилось в интервале не ранее чем 100—80 тыс. лет назад. В результате сформировались сложно построенные преимущественно песчаные, а также суглинистые и супесчаные толщи, содержащие палеонтологические остатки, свидетельствующие об экологических условиях, близких к существующим в настоящее время или холоднее их.

Наиболее полно стрельнинские слои вскрыты и изучены на абсолютных отметках 35—60 м в долине р. Стрельна, где они с размывом залегают на понойских слоях (см. рис. 2). Нижние части стрельнинских слоев в виде насыщенного раковинами моллюсков плотного суглинка обнажаются под водно-ледниковыми песчаными породами у уреза воды в долине р. Чаваньга на абсолютных отметках 29 м и

ниже. Стрельнинские слои (суглинки, супеси с раковинами моллюсков, гальками и валунами, прослой тонко-, мелко-, среднезернистого песка с линзами крупнозернистого), залегающие между ледниковыми горизонтами, вскрыты в устье ручья Лудяной на абсолютных отметках 42—52 м. Аналогичные породы вскрываются в разрезе по долинам рек Варзуга и Чапома, где они также с размывом залегают на морских понойских слоях (см. рис. 2).

Полученные данные подтвердили предположение М.А. Лавровой [11] о существовании новой (беломорской) фазы трансгрессии моря, наступившей после непродолжительной регрессии вод бореального моря и значительного размыва их отложений. Геологическая позиция ранневалдайской морской толщи в изученных разрезах (см. рис. 2, разрезы Варзуга, Стрельна, Чапома, Лудяной) свидетельствует, что морской режим в бассейне Белого моря существовал в течение всего периода, который сопоставляется с изотопно-кислородной стадией (ИКС) 5. Палеонтологический анализ показал, что климатические условия в это время прерывисто изменялись в сторону похолодания, оставаясь достаточно влажными [6 и др.]. Максимальная глубина моря, ингрессирующего по долинам рек, для изученного района не превышала нескольких десятков метров. Кровлю стрельнинских слоев, расположенную здесь на абсолютных отметках 28—60 м, слагают осадки прибрежно-морских фаций, формирующихся в прибрежных и мелководных условиях литорали и сублиторали. Береговая линия ранневалдайского моря в западной части Терского берега трансгрессивно-регрессивно мигрировала приблизительно в пределах 50—100 м над уровнем современного моря.

В результате проведенных исследований выделена третья морская толща, которую ранее считали синхронной стрельнинским слоям [6, 9]. Полученные данные свидетельствуют о ее средневалдайском (60—40 тыс. лет) возрасте и межстадиальном характере. Формировалась данная толща в условиях более суровых, чем современные. Представлена она в изученных разрезах супесчаными и песчаными осадками мощностью до 5 м на р. Каменка, где перекрыта осташковской мореной, и на р. Бол. Кумзевая, где залегают под поздневалдайскими ледниково-морскими осадками (см. рис. 2). Рассматриваемая толща соответствует третьему этапу развития позднеплейстоценового морского бассейна, зафиксированному в осадках на северном побережье Белого моря.

Морские голоценовые образования. Формирование голоценовых морских осадков на юге Кольского полуострова началось в позднеледниковье. Начальные стадии развития голоценового морского бассейна отражены в разрезах отложений, заполняющих котловины современных озер побережья. При литологическом изучении этих разрезов были установлены различные фациальные типы осадков и их последовательности. Такими фациальными типами являются: неслоистая глина, представляющая собой осадки ледникового озера; алеврит, песок с растительными остатками, соответствующими переходной зоне от ледникового озера к морю; алеврит, песок, ракушечник — непосредственно морские осадки; тонкое переслаивание алеврита и гиттии, отличающее переходную зону от морских к озерным отложениям; гиттия, торф озерного происхождения.

История развития беломорского морского бассейна в позднеледниковье — голоцене установлена при сопостав-

лении геологических результатов бурения донных отложений в озерных котловинах побережья, результатов радиуглеродного датирования позднепоследледниковых донных осадков, выполненных в лабораториях радиологического датирования (г.Тронхейм), Геологического института РАН (г.Москва) и Beta Analytic (Флорида)), результатов геоморфологического профилирования и геометрического моделирования положения береговой линии (совместно с норвежскими учеными), многочисленных опубликованных и фондовых палеогеографических и литостратиграфических данных. Так в бёлинге—аллерёде (примерно 12,5—11 тыс.лет назад) в районе горла Белого моря существовала перемычка — сухопутный мост [8]. В беломорской депрессии в это время функционировали один или несколько приледниковых пресноводных бассейнов. Они сформировали верхние бассейновые уровни, фиксируемые в настоящее время на побережье.

Морские воды стали поступать в Беломорское ледниковое озеро в аллерёде—начале позднего дриаса, приблизительно 11 тыс.лет назад. В конце позднего дриаса—начале пребореала (около 10 тыс.лет назад) в депрессии Белого моря установился нормальный морской режим. В это время, возможно, произошла малоамплитудная позднеледниковая трансгрессия моря. С конца пребореала (примерно 9 тыс.лет назад) здесь начинается регрессия моря, которая примерно 6 тыс.лет назад была прервана кратковременной трансгрессией — трансгрессия Тапес обуславливает положение верхней морской границы в голоцене. Верхняя голоценовая морская граница в юго-восточной части Кольского полуострова находится на различных высотных отметках над уровнем современного моря — от 2 м на востоке в районе р.Поной, до 25 м в районе р.Варзуга.

Голоценовые морские осадки на юге Кольского полуострова слагают террасы и современные пляжи. Наиболее интересны в плане накопления тяжелых минералов и алмазов гранатовые пляжевые пески, представляющие собой естественные шлихи.

Последовательность напластования осадков депрессии Белого моря. Покров рыхлых осадков в пределах побережья юго-восточной части Кольского полуострова, дна бассейна и горла Белого моря представляет собой циклическое чередование ледниковых и межледниковых слоев. В основании стратиграфического разреза находятся гляциальные осадки московского оледенения, состоящие из морены. На московской морене залегают морские межледниковые отложения микулинского и ранневалдайского возраста. По современной хроностратиграфии и с учетом многочисленных климато-фитоценологических реконструкций для Северной Евразии [15] эти отложения формировались во время глобального потепления климата, которое прерывалось относительно короткими похолоданиями и отвечает интервалу времени примерно 140—70 тыс.лет назад. Данный период соответствует пятой изотопно-кислородной стадии (ИКС 5). Толща состоит из двух горизонтов. Нижний представлен понойскими слоями микулинского времени (ИК подстадия 5e), а верхний — более сложно построенные стрельнинские слои ранневалдайского времени (ИК подстадия 5d—5a).

Стратиграфическая последовательность межледниковых морских отложений прерывается ранне-средневалдайским ледниковым горизонтом (морена и водноледниковые разнозернистые пески), который в целом сопоставим с ИКС 4. Согласно региональной стратиграфической схеме

четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы такой ледниковый горизонт именуется подпорожским [13]. Этот горизонт подстилает морские межстадиальные осадки средневалдайского времени, соответствующие ИКС 3 и согласно региональной стратиграфической схеме, представленной ниже, названные ленинградским горизонтом:

Индекс	Горизонт
f_{III-IV}	Неразделенный позднепоследледниковый
f_{IIIos} gm_{IIIos} g_{IIIos}	Ледниковый осташковский
m_{IIIln}	Межстадиальный ленинградский
l_{IIIpd} f_{IIIpd} gm_{IIIpd} g_{IIIpd} m_{IIIst}	Ледниковый подпорожский
m_{IIIpn}	Межледниковый московско-валдайский
gm_{Ims} g_{Ims}	Ледниковый московский

Исследованиями норвежских ученых [14] установлены безледные обстановки в непосредственной близости от центра скандинавского оледенения 150—71 тыс.лет назад. По данным компьютерного моделирования шведских и американских ученых восточная часть Кольского полуострова была свободна от льдов Скандинавского центра примерно до 70 тыс.лет назад [16]. Весьма вероятно, что формирование подпорожского ледникового горизонта в пределах Терского берега Белого моря было связано с развитием здесь в ранне-средневалдайское время не столько Скандинавского, сколько Карского ледника. Косвенным доказательством этого могут служить находки галек и валунов массивных, органогенно-обломочных и тонкослоистых карбонатных пород, не известных в коренном залегании на Кольском полуострове и характерных для палеозойских пород севера Русской платформы (юго-восточного побережья Белого моря, Тимана, бассейна р.Печора) [10].

Средневалдайские морские осадки перекрыты поздневалдайскими ледниковыми отложениями (морена, флювио- и лимногляциальные и разнозернистые пески, супеси, ленточные глины, ледниково-морские галечно-гравийно-песчаные смеси), которые формируют осташковский горизонт и соотносятся с ИКС 2.

Стратиграфически верхний горизонт — современный (голоценовый), который в пределах изученного района представлен главным образом разными фациями морских отложений.

Минералогические особенности морских отложений. Плейстоцен-голоценовые морские отложения юго-востока Кольского полуострова можно рассматривать как потенциально россыпные, чему способствует длительное время формирования межледниковых осадков, неоднократная миграция береговой линии, значительная мощность (до 25 м) грубообломочных отложений прибреж-

H, M

65

60

55

50

45

40

35

30

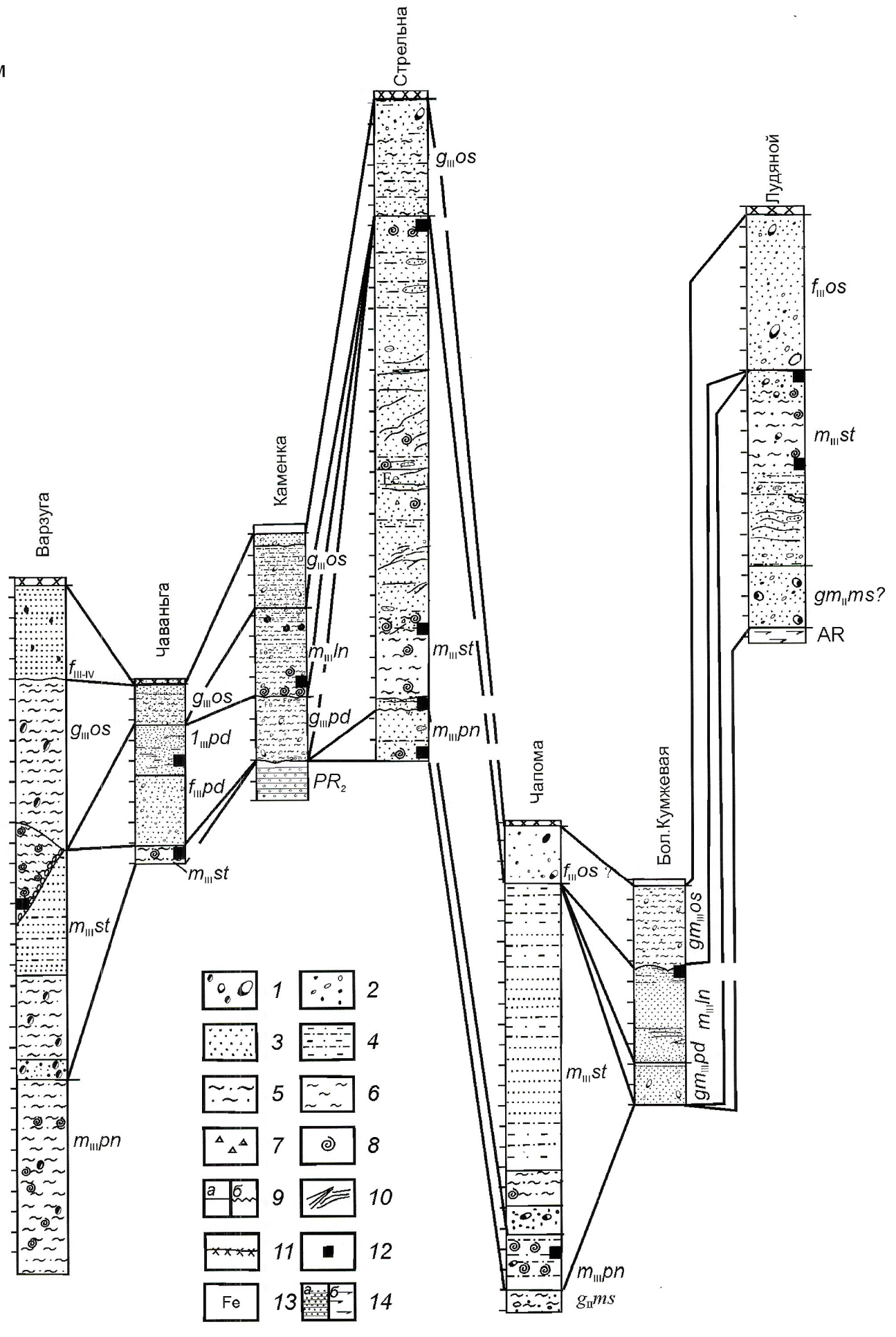
25

20

15

10

5



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 |
| | 3 | | 4 |
| | 5 | | 6 |
| | 7 | | 8 |
| | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 |
| | 13 | | 14 |

но-морских фаций. Исследования, проводимые в последние годы, были направлены в первую очередь на поиски золота и алмазов, являющихся, благодаря их высокой гипергенной устойчивости при выветривании и абразивной стойкости при переносе, одними из наиболее показательных россыпных минералов, имеющих в регионе потенциальные коренные источники.

Результаты минералогического анализа грубообломочных морских плейстоценовых отложений как наиболее перспективных для аккумуляции россыпных минералов представлены в таблице. Для большинства проб отмечается высокий (>20 кг/м³, до 100 кг/м³) выход тяжелой фракции. В связи с тем, что преобладающий снос материала происходил с Кольского полуострова, тяжелая фракция состоит в основном из минералов, слагающих кристаллические породы фундамента (амфибол, пироксен, гранат, кианит). Рудные минералы представлены магнетитом (до 5%), гематитом (до 7%), ильменитом (до 5%), цирконом (0,1—0,6%), а так же лимонитом, лопаритом, рутилом, перовскитом. В трех пробах обнаружены единичные знаки золота. Большинство проб содержат индикаторные минералы кимберлитов: пироп, хромдиопсид, хромшпинелид, муассанит, высокомагнезиальный оливин. Таким образом, при совпадении ряда благоприятных факторов (прежде всего, литологических и фациальных), морские межледниковые и межстадиальные отложения могут содержать россыпные концентрации золота и алмазов. Кроме этого плейстоценовые осадки могут являться промежуточными коллекторами полезных минералов для голоценовых россыпей.

При изучении минерагенических особенностей голоценовых морских отложений получены более значимые результаты, особенно в отношении их потенциальной алмазонности. Установлено, что литологическими разностями голоценовых морских осадков, наиболее благоприятными для аккумуляции алмазов и золота, являются песчано-гравийные и галечниковые породы, залегающие в депрессиях коренного фундамента на морских глинистых отложениях, представляющих собой плотик для накопления тяжелых минералов. Выявленная мощность песчано-гравийно-галечных осадков не превышает первых метров. Приплотиковая часть осадков мощностью 30—60 см повсеместно обогащена темноцветными минералами и гранатом. Так же интересны в плане накопления тяжелых минералов и алмазов гранатовые пески современных пляжей (см. таблицу, ш-9). Мощность гранатовых прослоев в морских отложениях составляет сантиметры и первые десятки сантиметров, максимум 60 см. Выход тяжелой фракции достигает нескольких сот килограммов на метр кубический, а содержание в ней граната — 30—60%. При изучении голоценовых морских осадков побережья Белого моря

и прилегающего шельфа были обнаружены десятки минералов-спутников алмаза (пироп, хромдиопсид, хромшпинелид, муассанит, оливин; при содержании отдельных минералов до 10 знаков на пробу), а также единичные зерна алмазов и золота [5].

Проведенная химико-генетическая классификация пиропов и хромдиопсидов из морских плейстоцен-голоценовых отложений района позволила выяснить потенциальные источники россыпных алмазов. Установлено, что подавляющее большинство пиропов принадлежат лерцолитовой (76% зерен) и магнезиально-железистой эколгитовой (12%) алмазонасным ассоциациям, 10% пиропов — ассоциации включений в алмазах (рис. 3). Количественное распределение пиропов оказалось сходным с таковым для кимберлитов Архангельской провинции (75, 11 и 11%, соответственно [2]). Хромдиопсиды по химическому составу разделяются на две группы (рис. 4): 1) имеет повышенные содержания Na₂O и Al₂O₃, и пониженные MgO и CaO, что соответствует парагенезису глиноземистых эколгитов из глубинных ксенолитов ультраосновных-щелочных пород Кольского полуострова. В кимберлитах региона хромдиопсиды такого состава не обнаружены; 2) обладает повышенными содержаниями MgO, CaO и Cr₂O₃, пониженными Na₂O и Al₂O₃, соответствует химико-генетической группе алмазонасных ультраосновных пород из кимберлитовых трубок взрыва Кольского полуострова и Зимнего берега. Таким образом, в морских отложениях северного побережья Белого моря могли накапливаться алмазы из двух коренных источников — слабоалмазонасных кимберлитовых трубок Кольского полуострова и высокоалмазонасных трубок Архангельской провинции, что значительно повышает минерагенический потенциал изученных осадков. Перемещение полезных минералов могло быть связано с деятельностью Карского ледника, а также флювиальных процессов в ранне-средневалдайское и возможно московское время. Последующее переотложение и аккумуляция осадков ледникового парагенетического ряда морскими течениями и волнением может привести к формированию повышенных концентраций полезных компонентов, особенно алмазов.

Из приведенных материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Впервые в изучаемом районе выявлено и датировано 3 позднеплейстоценовых морских толщи: понойские слои, сопоставимые с бореальной межледниковой трансгрессией (ИК подстадия 5e); стрельнинские слои, имеющие двучленное строение, ранневалдайский возраст (ИК подстадии 5d—5a) и формирующиеся в прерывисто мелеющем межледниковом морском бассейне; беломорские слои, которые сопоставимы со средневалдайской морской транс-

Рис. 2. Геологическое строение и корреляция изученных разрезов четвертичных отложений южной части Кольского полуострова:

1 — валуны; 2 — гравий, галька; 3 — песок; 4 — супесь; 5 — суглинок; 6 — глина; 7 — щебень, дресва; 8 — раковинный детрит и раковины моллюсков; 9 — границы: а — слоев, б — поверхности размыва; 10 — текстуры; 11 — почва; 12 — места отбора геохронологических проб; 13 — ожелезнение пород; 14 — дочетвертичные породы — красноцветные: а — аркозовые песчаники, б — гнейсы; положение разрезов показано на рис. 1; индексы — горизонты: среднеплейстоценовый московский (g_{ms} — морена, gm_{ms} — ледниково-морские осадки); верхнеплейстоценовый — микулинский, межледниковый московско-валдайский ($m_{лпн}$ — морские понойские слои); ледниковый подпорожский ($m_{лпст}$ — морские стрельнинские слои, $g_{лпд}$ — морена, $gm_{лпд}$ — ледниково-морские, $f_{лпд}$ — флювио- и $l_{лпд}$ — лимногляциальные осадки); межстадиальный ленинградский ($m_{лпн}$ — морские осадки); ледниковый осташковский ($g_{лпос}$ — морена, $gm_{лпос}$ — ледниково-морские и $f_{лпос}$ — флювиогляциальные осадки); неразделенный позднепоследледниковый ($f_{лп-IV}$)

Минеральный состав тяжелой фракции грубообломочных межледниковых плейстоцен-голоценовых пород юго-востока Кольского полуострова

Содержание, %	Пробы; местоположение разреза; литологический состав; выход тяжелой фракции (в кг/м ³)										
	ш-1; р. Чаванга; гравийно-песчаная смесь; 10	ш-2; р. Каменка; галечно-гравийно-песчаная смесь; 23	ш-3; р. Стрельна; сулесь, разнородный песчаник с гравием, галькой и валунами; 100	ш-4; р. Стрельна; разнородный песчаник с гравием и галькой; 71	ш-5; р. Стрельна; разнородный песчаник с валунами, гравием и галькой; 45	ш-6; р. Б. Кушневая; разнородный песчаный песок с гравием и галькой; 90	ш-7; р. Лудьяно; песчаный гравийно-галечный песок с валунами; 42	ш-8; р. Лудьяно; глинистая галечно-гравийно-песчаная смесь с валунами; 22	ш-10; р. Чапма; гравийно-песчаная смесь с галькой и валунами; 59	ш-11; р. Чапма; песчаный гравийно-песчаная смесь с валунами; 9	ш-9; м. Нико-димский; песок; 280
амфибол+пироксен+эпидот	56,2	42,9	51,1	68	83,1	59,5	58,0	61,9	65,3	47,8	68,0
гранаты	33,6	34,2	33,5	22,8	9,9	34,3	35,5	8,8	31,6	38,5	28,2
магнетит	3,7	3,2	5	2,3	0,1	1,4	0,7	1,5	1,6	2,1	2,4
титанит	1,6	0,6	0,1	0,1	0,1	0,7	0,4	0,8	0,5	0,15	0,3
циркон	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	>25 зн.	0,1	0,5	0,3	0,1
кианит	0,5	0,2	0,1	0,9	0,2	0,6	0,4	0,8	>25 зн.	0,6	0,4
силлиманит	—	11-25 зн.	—	0,7	0,1	—	>25 зн.	6-10 зн.	—	—	0,1
лопарит	0,1	0,1	—	>25 зн.	—	0,2	—	—	>25 зн.	11-25 зн.	0,1
перовскит	0,1	0,1	0,1	1	—	0,1	0,15	—	>25 зн.	—	0,1
апатит	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3	0,5	0,9	11-25 зн.	0,6	0,1
ставролит	0,1	0,1	—	6-10 зн.	3,5	11-25 зн.	0,4	0,7	0,4	6-10 зн.	6-10 зн.
рамзаит	0,1	11-25 зн.	—	>25 зн.	—	0,1	—	—	—	—	0,1
лейкоксен	до 5 зн.	до 5 зн.	—	11-25 зн.	—	6-10 зн.	—	—	—	—	11-25 зн.
анатаз	до 5 зн.	до 5 зн.	6-10 зн.	11-25 зн.	11-25 зн.	>25 зн.	до 5 зн.	до 5 зн.	—	до 5 зн.	до 5 зн.
рутил	11-25 зн.	0,1	0,04	>25 зн.	0,1	0,1	0,15	—	11-25 зн.	0,15	11-25 зн.
флюорит	до 5 зн.	>25 зн.	—	—	—	>25 зн.	—	—	—	—	11-25 зн.
гематит	2,0	>25 зн.	—	1,4	—	1,5	—	—	—	7,3	11-25 зн.
гематит-мартит	0,9	—	—	—	—	>25 зн.	4,1	4,1	>25 зн.	—	—
лимонит	0,4	15,3	—	2,0	—	11-25 зн.	—	—	—	—	0,1

		Пробы; местоположение разреза; литологический состав; выход тяжелой фракции (в кг/м ³)										
Соержание, %	ш-1; р. Чаванга; гравийно-песчано-галечная смесь; 10	ш-2; р. Каменка; галечно-гравийно-песчаная смесь; 23	ш-3; р. Стрельна; супесь, разнородный песчаник с гравием, галькой и валунами; 100	ш-4; р. Стрельна; разнородный песчаник с гравием и галькой; 71	ш-5; р. Стрельна; разнородный песок с валунами, гравием и галькой; 45	ш-6; р. Б. Кумжевая; разнородный песчаник с гравием и галькой; 90	ш-7; р. Лудяной; песчано-гравийно-галечная смесь с валунами; 42	ш-8; р. Лудяной; глинистая галечно-гравийно-песчаная смесь с валунами; 22	ш-10; р. Чапма; гравийно-песчаная смесь с галькой и валунами; 59	ш-11; р. Чапма; песчано-галечная смесь с валунами; 9	ш-9; м. Нико-димский; песок; 280	
ильменит	0,3	11—25 зн.	5,3	>25 зн.	3,1	>25 зн.	>25 зн.	>25 зн.	>25 зн.	2,8	—	
спода	>25 зн.	—	6—10 зн.	11—25 зн.	0,3	11—25 зн.	11—25 зн.	11—25 зн.	11—25 зн.	11—25 зн.	—	
турмалин	—	6-10 зн.	11-25 зн.	11-25 зн.	—	11-25 зн.	6-10 зн.	6-10 зн.	6-10 зн.	—	—	
шеелит	—	до 5 зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
шпинель	—	до 5 зн.	—	до 5 зн.	до 5 зн.	—	—	—	—	—	—	
монацит	—	11—25 зн.	—	11—25 зн.	—	11—25 зн.	6—10 зн.	11—25 зн.	—	—	—	
корунд	—	—	до 5 зн.	—	—	до 5 зн.	—	—	—	—	—	
пирит/сульфиды	—	до 5 зн.	—	6—10 зн.	—	11—25 зн.	до 5 зн.	до 5 зн.	0,5	—	11—25 зн.	
золото	до 5 зн.	—	до 5 зн.	—	—	—	до 5 зн.	—	—	—	—	
оливин	—	—	4,4	0,6	—	0,6	6—10 зн.	—	—	—	—	
хромдиопсид	—	до 5 зн.	до 5 зн.	—	до 5 зн.	до 5 зн.	до 5 зн.	до 5 зн.	—	—	11—25 зн.	
хромшпинелид	—	—	6—10 зн.	—	—	11—25 зн.	6—10 зн.	—	—	—	—	
муассанит	—	до 5 зн.	до 5 зн.	—	—	—	до 5 зн.	до 5 зн.	—	—	6—10 зн.	
пироп	—	—	—	—	—	—	до 5 зн.	—	—	—	до 5 зн.	

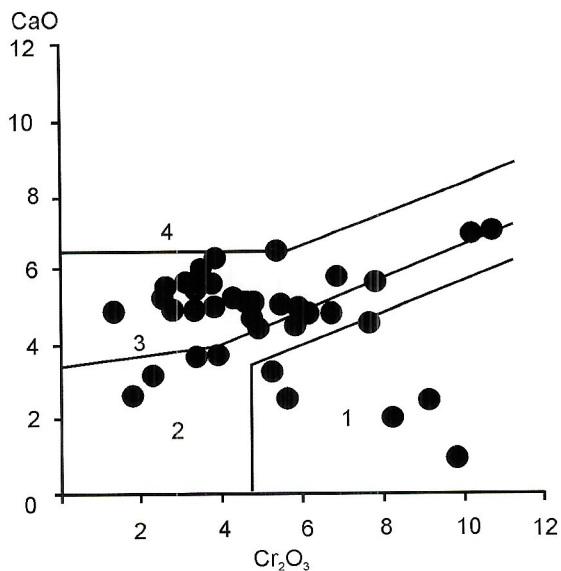


Рис. 3. Распределение Cr_2O_3 и CaO в пироксах из рыхлых отложений юго-восточной части Кольского полуострова:

1 — включения в алмазах; поле: 2 — дунит-гарцбургитов, 3 — лерцолитов, 4 — верлитов

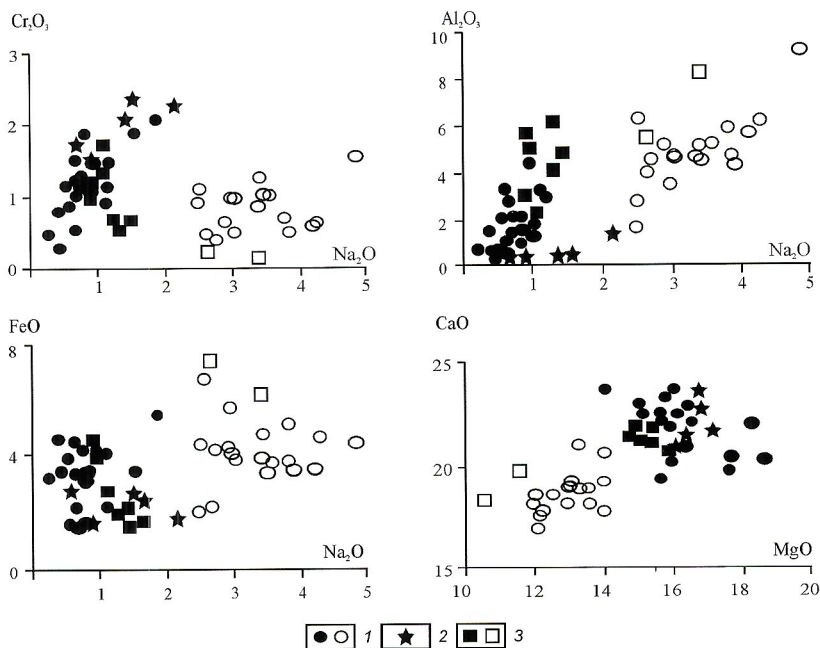


Рис. 4. Распределение Na_2O , FeO , Cr_2O_3 , CaO , MgO , Al_2O_3 в хромдиоксидах из рыхлых отложений:

1 — Терский берег; 2 — кимберлиты Ермаковского поля; 3 — ксенолиты глубинных пород в ультраосновных-щелочных дайково-диатремовых породах Кольского полуострова; залитые значки — парагенезис алмазоносных пироксенитов, перидотитов, вебстеритов, лерцолитов; незалитые — парагенезис алмазоносных глиноземистых эклогитов; данные по кимберлитам и ксенолитам [4, 7]

грессией (ИКС 3). Береговая линия межледникового бассейна, непрерывно существовавшего в беломорской депрессии на протяжении микулинского и ранневалдайского времени (ИКС 5), в районе исследования достигала 100 м над уровнем современного моря.

2. На побережье юго-восточной части Кольского полуострова впервые установлено 3 ледниковых горизонта: морена среднеплейстоценового московского оледенения, здесь представляющая собой базальный горизонт осадочного покрова, ранне-средневалдайский (подпорожский, калининский), залегающий в погребенном состоянии, и поздневалдайский (осташковский), осадки которого имеют рельефообразующее значение. Морской режим в пределах северного побережья Белого моря нарушался ранне-средневалдайским и поздневалдайским оледенениями. В поздневалдайское время (ИКС 2) Скандинавский ледник перекрывал Ко-

льский полуостров и бассейн Белого моря, перемещая материал в восточном направлении. Карский ранне-средневалдайский (ИКС 4) ледник достигал Кольского побережья Белого моря и перемещал материал в западном направлении.

3. Послеледниковое развитие побережья и образование рыхлого покрова связаны с деградацией Скандинавского ледника и формированием ледникового озера в беломорской депрессии, осолонением бассейна после разрушения сухопутного моста в горле Белого моря и малоамплитудной голоценовой трансгрессии Тапес. Верхняя морская граница в районе исследования находится на отметках 2—25 м над уровнем современного моря.

4. Россыпная алмазоносность и золотоносность может проявляться в морских плейстоценовых и голоценовых отложениях, формирующихся за счет размыва и переотложения ледниковых пород, а также пород коренного фундамента. Минералогический анализ показал, что наиболее перспективные фациальные разности — прибрежно-морские гравийно-галечные и песчано-гравийно-галечные осадки, а также пляжевые пески.

5. Анализ количественного распределения химико-генетических групп пиропов и хромдиоксидов показал, что коренными источниками россыпных алмазов в изученном районе могут быть слабоалмазоносные кимберлиты

Кольского полуострова и высокоалмазоносные кимберлиты Золотицкого поля Архангельской провинции. В этой связи повышенный минерагенический потенциал имеют позднеплейстоценовые морские отложения, которые формировались за счет перемыва материала, перемещенного Карскими ледниками в ранне-средневалдайское и возможно московское время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 03-05-96176-р«север»2003_а) и Научно-технической программы Мурманской области (грант № 2.10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд А.Д., Арманд Н.Н., Егорова И.А. и др. Палеогеография Верхнепонойской котловины в верхнем плейстоцене и голоцене / Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. — М.—Л.: Наука, 1966. С. 40—68.

2. *Архангельская алмазоносная провинция* / Под ред. О.А.Бога- тикова. — М.: Изд-во МГУ, 1999.
3. *Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое»*. Т. 2 / Под ред. М.Н.Алексеева. — М., 1991.
4. *Ветрин В.Р., Калинин М.М.* Реконструкция процессов внут- рикорового и корово-мантийного магматизма и метасомато- за. — Апатиты, 1992.
5. *Гавриленко Б.В., Корсакова О.П., Зозуля Д.Р.* О возможности формирования россыпей алмазов на юго-востоке Кольского полуострова / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, пет- рология и геофизика. — Апатиты, 2002. С. 13—22.
6. *Гудина В.И., Евзеров В.Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. — Новоси- бирск: Наука, 1973.
7. *Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В.* Кимберлиты и родственные породы Кольского региона. Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 205—214.
8. *Колька В.В., Корсакова О.П.* Эволюция морских бассейнов депрессии Белого моря // Геология и геоэкология северо- запада России / Мат-лы XIV молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. — Петрозаводск, 2003. С. 50—52.
9. *Корсакова О.П.* Морские аккумуляции межледникового гене- зиса как индикатор неотектонических движений на востоке Кольского полуострова / Вопросы геологии Карело-Кольско- го региона. — Петрозаводск, 1996. С. 118—128.
10. *Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В.* Некоторые данные о распространении Карского ледника в пределы Кольского по- луострова / Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Мат-лы XIV геологического съезда Республики Коми 13—16 апреля 2004 г. 2004. Т. 2. С. 19—20.
11. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. *Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И.* и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточ- ной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1976.
13. *Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А.* Глобальные изменения прошлого // Советская геология. 1992. № 6. С. 3—11.
14. *Lauritzen S.E.* High-Resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems // Quaternary Research, 43. 1995. P. 133—146.
15. *Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S.* Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusk-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // Sedimentary Geology, 150. 2002. P. 185—201.
16. *Nðslund J.O., Rodhe L., Fastook J. L., Holmlund P.* New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modeling-examples from Fennoscandia // Quaternary Science Reviews, 22. 2003. P. 245—258.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.831:553.3.078 (571.541.54/55+571.6)

© А.А.Духовский, Н.А.Артамонова, 2005

Выделение по гравиметрическим данным разноранговых рудоносных площадей как основы для прогнозных построений (на примере складчатых областей Забайкалья — Дальнего Востока)

А.А.ДУХОВСКИЙ, Н.А.АРТАМОНОВА (ВСЕГЕИ)

В настоящее время традиционный метод прогнозно-мине- рагенических исследований — геологическая съемка мас- штаба 1:200 000 — применяется ограниченно из-за слабо- го финансирования и резкого сокращения квалифициро- ванных кадров [12]. Для разработки стратегии прогнози- рования и поисков полезных ископаемых в новых геоло- го-экономических условиях необходимо предварительно выделить рудоносные площади различных рангов, устано- вить их соподчиненность, выявить закономерности рас- пределения в пространстве. С этой целью желательно ис- пользовать простые и экономичные методы, априори несущие информацию о глубинных рудоконтролирующих структурах. Важная роль при решении названных задач принадлежит геофизическим методам и, прежде всего, гравиметрическим исследованиям [1, 4, 5, 8, 10, 11 и др.].

По представлениям авторов, анализ исходного гравита- ционного поля совместно с имеющимися сведениями о распределении различного оруденения и масштабах его проявления (металлогенический анализ гравитационного поля) позволяет надежно выделять региональные и ло- кальные рудоносные и потенциально рудоносные площа- ди* в ранге металлогенических провинций, поясов, облас- тей, зон, рудных районов, узлов. Необходимая исходная

информация — гравиметрические карты и карты полезных ископаемых масштабов 1:200 000, 1:1 000 000, 1:2 500 000. Для регионального прогнозно-металлогенического ана- лиза используются карты масштабов 1:1 000 000— 1:2 500 000, локальные площади в ранге рудных районов и узлов выделяются по картам масштаба 1:200 000.

В отличие от общегеологических методов прогнозно- металлогенического анализа преимущество использо- вания гравиметрических исследований заключается в том, что анализируются два фактологических параметра: 1) аномалии силы тяжести, которые однозначно отобража- ются на исходных гравиметрических картах; 2) сведения о месторождениях полезных ископаемых (местоположение, размеры, вид полезного ископаемого и т.п.). Границы раз- норанговых металлогенических объектов — объективные контуры гравитационных аномалий, проводимые по зонам ступеня изоаномал силы тяжести Δg .

Металлогенический анализ исходного гравитационного поля заключается в разделении его на региональные и ло- кальные составляющие разных порядков и составлении карт районирования, установлении закономерностей раз- мещения оруденения относительно региональных и ло- кальных составляющих Δg , выделении рудоносных и по-

* Рудоносная площадь — площадь с известной повышенной рудоносностью; потенциально рудоносная характеризуется благоприятными предпосылками обнаружения промышленных месторождений полезных ископаемых [14].

тенциально рудоносных аномалий, контуры которых отождествляются с границами рудоносных и потенциально рудоносных разноранговых площадей. На заключительном этапе металлогенического анализа дается геологическая трактовка выделенных площадей.

Предложенную методику и ее металлогенические результаты рассмотрим на примере складчатых областей Забайкалья—Дальнего Востока.

Региональное гравитационное поле изученной территории по иерархическому признаку разделено на три уровня (рис. 1)*: составляющие первого (гравитационные области), второго (гравитационные мегазоны) и третьего (гравитационные зоны) порядков. Границы региональных систем аномалий разных порядков определяются гравитационными ступенями.

К составляющим первого порядка отнесены области пониженного (отрицательного) и повышенного (положительного) гравитационного поля (региональные минимумы и максимумы Δg первого порядка), имеющие свои географические названия (см. рис. 1). Байкало-Становая и Аргуно-Верхнеамурская области — региональные составляющие первого порядка по отношению к Трансзиатскому планетарному гравитационному минимуму. Пространственно он совпадает с горноскладчатыми сооружениями Северо-Восточной Азии и со всех сторон ограничен трансрегиональными гравитационными ступенями. Повышенный (преимущественно положительный) гравитационный фон, на котором проявляется Трансзиатский минимум, не однороден. Он распадается на ряд гравитационных областей с повышенным (положительным) уровнем поля, из которых на изученной территории расположены Хинганно-Охотская и Прибрежная области. Их можно рассматривать как краевые составляющие планетарного гравитационного максимума, большая и наиболее интенсивная часть его совпадает с Мировым океаном.

Относительно геологической природы аномалий гравитационного поля первого порядка существует три точки зрения: мантийные неоднородности (изменения физического состояния вещества мантии); рельеф поверхности Мохо; структурно-вещественные неоднородности в земной коре. При этом нужно отметить, что все гравитационные области не совпадают полностью с известными региональными геологическими подразделениями и могут быть объяснены главным образом глубинными объектами. На основании данных спутниковой гравиметрии [7, 14], последних сведений о корреляционных связях между поверхностью Мохо и региональными аномалиями Δg [16] авторы пришли к выводу, что аномалии гравитационного поля первого порядка обусловлены прежде всего крупными структурно-вещественными комплексами земной коры. Неоднородности мантии создают гравитационные аномалии совсем другого типа, а сейсмическая поверхность Мохо, вопреки существовавшим ранее представлениям, не является основной гравитирующей границей между земной корой и мантией.

Исходя из петрологической модели земной коры [3, 9, 13], результатов работ авторов по изучению глубинного строения Центрального Казахстана [4], Анабарского [6] и Балтийского [5] щитов, а также Забайкалья—Дальнего

Востока, сделан вывод об основной причине планетарных и региональных аномалий Δg первого порядка рассматриваемой территории — структурно-вещественные неоднородности раннедокембрийского кристаллического фундамента. Такой фундамент повсеместно присутствует на глубине и местами выходит на поверхность. К аномалеобразующим структурно-вещественным неоднородностям фундамента относятся продукты региональной гранитизации, занимающие огромные объемы, а также первичные гранулит-базитовые комплексы. Первые имеют относительно низкую плотность (до $2,70 \text{ г/см}^3$), вторые — высокую ($2,90—3,05 \text{ г/см}^3$).

Для выделения рудоносных площадей по гравиметрическим данным новую интересную информацию дают мегазоны с резко пониженным уровнем поля (наиболее интенсивные минимумы Δg второго порядка). Они установлены во всех гравитационных областях (см. рис. 1). Исследования, проведенные в Прибайкалье и Забайкалье, показали, что Ангаро-Витимская, Удоканская, Даурская и Восточно-Забайкальская мегазоны обусловлены ареал-плутонными гранитоидного состава (полихронными очаговыми структурами) с большими вертикальными размерами. Наиболее показательна в этом отношении Ангаро-Витимская мегазона, совпадающая с гигантским и хорошо обнаженным Ангаро-Витимским (Ангаро-Баргузинским) гранитным батолитом [2], формирование которого было растянуто во времени от раннего протерозоя до мезозоя. В Приамурье и Приморье, где широко развиты осадочные образования складчатых систем, нет бесспорных доказательств, подтверждающих такую же природу Баджал-Ям-Алинской и Сихотэ-Алинской гравитационных мегазон. Однако имеющиеся данные (локальные проявления гранитоидного магматизма, термальный метаморфизм осадочных образований и др.) позволяют предположить, что их геологическая природа тождественна природе мегазон Прибайкалья и Забайкалья.

Практически все металлические полезные ископаемые складчатых областей Забайкалья и Дальнего Востока локализируются на площадях, отмечающихся региональными минимумами Δg первого и второго порядков (см. рис. 1). Исключение — золоторудные месторождения Многовершинное, Белая гора и другие, расположенные в Прибрежной гравитационной области с положительным фоном аномалий силы тяжести Δg .

Гравитационные области и звенья рассматриваются авторами как гравитационные образы металлогенических провинций. Для них характерны огромные размеры в плане, связь с определенными мегаблоками кристаллического фундамента, свой набор полезных ископаемых. Выделяются области и звенья как с 1—2 ведущими полезными ископаемыми, так и мультиметалльные (см. таблицу). В Алдано-Становом звене Байкало-Становой области 71% общего числа месторождений принадлежит месторождениям золота. На площади Забайкальского звена той же области развито мультиметалльное оруденение: 82% месторождений — Au, Fe, Ti, Pb-Zn, Mo, W, Ta, Nb, Cu, Sn, включая Бодайбинский район и месторождения Еравнинское, Холоднинское, Озерное, Ермаковское и др.

Пространственные связи различных месторождений полезных ископаемых с гравитационными областями и звеньями неслучайны. Они, несомненно, носят парагенетический характер. Глобальная активизация процессов в мантии в раннедокембрийское время привела к кардиналь-

* Месторождения полезных ископаемых взяты с Карты минеральных ресурсов России (главный редактор К.Б.Ильин, 1993).

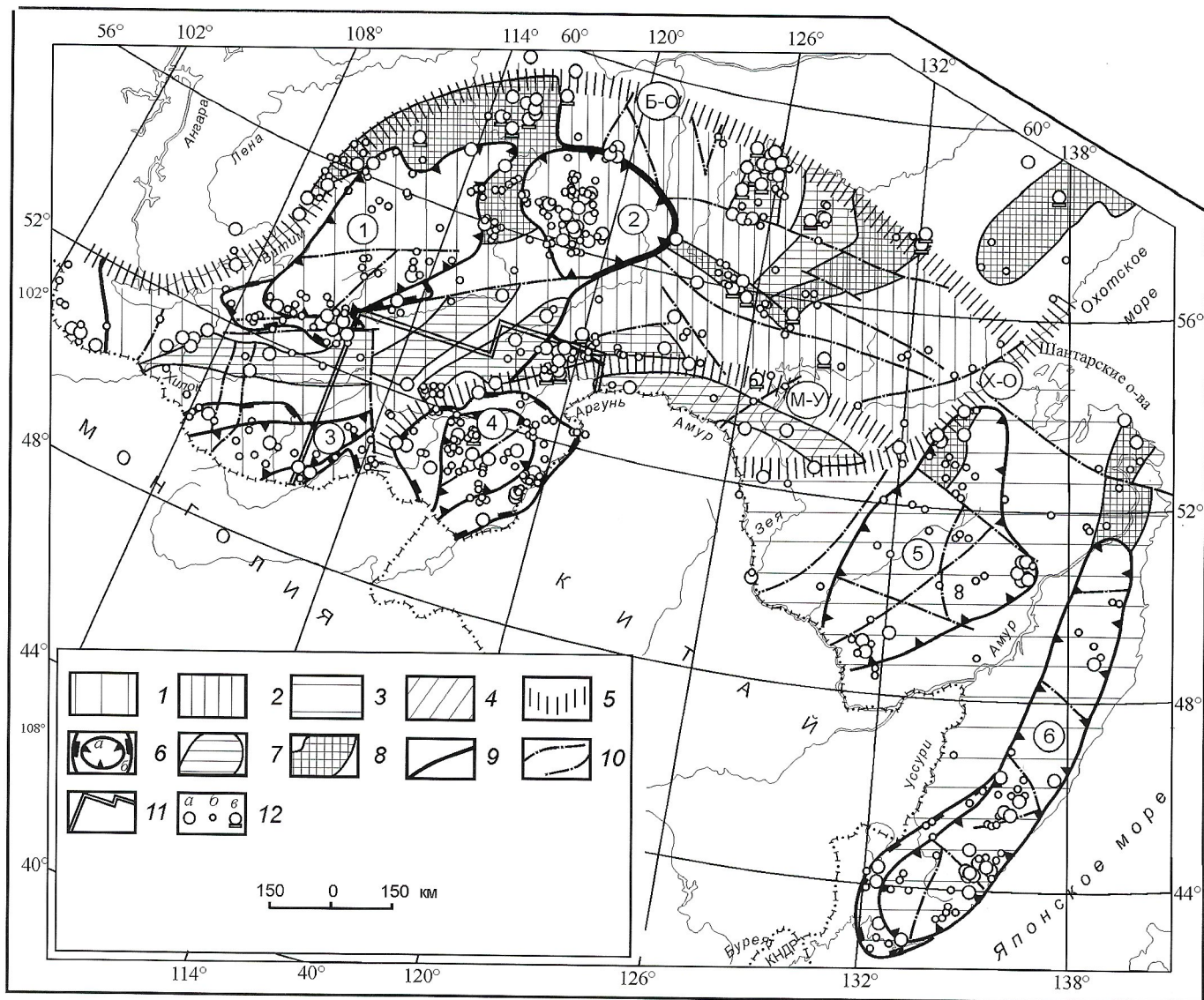


Рис. 1. Схема размещения рудных месторождений Забайкалья—Дальнего Востока относительно региональных составляющих гравитационного поля:

гравитационные области и звенья (региональные минимумы и максимумы Δg первого порядка): 1—2 — Байкало-Становая область с отрицательным уровнем поля; звено: 1 — Забайкальское, 2 — Алдано-Становое; 3 — Хингано-Охотская и Прибрежная области с положительным уровнем поля; 4 — фрагмент Аргуно-Верхнеамурской области с переходным от отрицательного к положительному уровню поля, большая часть которой находится за пределами России; 5 — гравитационные ступени (протяженные зоны повышенных горизонтальных градиентов Δg), ограничивающие Байкало-Становую область (М-У — Монголо-Удская, Б-О — Байкало-Охотская, Х-О — Хингано-Охотская); 6 — гравитационные мегазоны (региональные минимумы Δg второго порядка) с резко пониженным уровнем поля (а) и контуры их внешних краевых частей (б), гравитационные зоны с уровнем поля: 7 — пониженным, 8 — повышенным; оси гравитационных ступеней: 9 — второго порядка, 10 — третьего порядка и линии нарушений структуры поля; 11 — контур площади, изображенной на рис. 2 и 3; 12 — месторождения металлических полезных ископаемых: коренные: а — уникальные, крупные, средние, б — малые, в — россыпные; цифры в кружках — гравитационные мегазоны: 1 — Ангаро-Витимская, 2 — Удоканская, 3 — Даурская, 4 — Восточно-Забайкальская, 5 — Баджал-Ям-Алинская, 6 — Сихотэ-Алинская

ному преобразованию первично однородной протокоры: возникновению качественно нового вещества и структур — гнейсогранитовых комплексов, слагающих крупные контрастные мегаблоки. Это явилось своеобразным «спусковым механизмом» для последующего формирования во всех геологических эпохах более локальных и разнотипных рудогенных структур, что и определило широкий вещественный и возрастной спектр полезных ископаемых территории.

Естественное ограничение областей и звеньев — гравитационные ступени. К ступеням, ограничивающим Байкало-Становую гравитационную область, приурочены многочисленные месторождения полезных ископаемых. Таких ступеней три: Байкало-Охотская (Б-О), Монголо-Удская (М-У) и Хингано-Охотская (Х-О). Их можно рассматривать как гравитационные образы металлогенических поясов. К Байкало-Охотской ступени тяготеет в основном золото-полиметаллическое оруденение, Монго-

Региональные аномалии Δg	Число месторождений	Распределение по металлам (числитель — число месторождений, знаменатель — %)
<i>Гравитационные области и звенья</i> Байкало-Становая область Забайкальское звено	234	Au (58/25); Fe, Ti (38/16); Pb-Zn (23/9); Mo (21/9); W (16/7); Ta, Nb (15/6); R (14/6); Cu (14/6); Sn (12/5); Hg (6/2); U (6/2); Mn (5/2); Ni (3/1); Co (1/<1); Cr (1/<1); Be (1/<1)
Алдано-Становое звено	107	Au (76/71); Fe (14/13); Mo (7/7); Pb-Zn (2/2); Cu (2/2); Ni (2/2); Hg (2/2); W (1/<1)
Хингано-Становая и Прибрежная области	133	Sn (49/37); Au (33/25); Fe, Ti (13/10); Pb, Zn (9/7); W (9/7); U (5/4); Mn (4/3); Mo (3/2); Hg (3/2); Sb (2/1); As (1/<1); Ge (1/<1); Be (1/<1)
<i>Гравитационные ступени</i> Байкало-Охотская	30	Au (13/43); Pb-Zn (5/17); Ta, Nb (5/17); Fe, Ti (4/13); TR (2/7); Ni (1/3)
Монголо-Удская	42	Au (24/57) Mo (6/14); W (5/12); Sn (3/7); U (3/7); Fe (1/2)
Хингано-Охотская	14	Fe (7/50); Au (4/29) Pb-Zn (1/7); Ni (1/7); Mn (1/7)
<i>Гравитационные мегазоны</i> Ангаро-Витимская	61	Fe (16/26); Au (12/20); Pb-Zn (8/13); W (4/7); Mo (4/7); TR (4/7); Mn (4/7); Cu (2/3); Hg (2/3); Sn (1/2); Ni (1/2); U (3/5)
Удоканская	42	Cu (10/18); Fe (9/16); Au (9/16); Ta, Nb (7/13); TR (7/13); Pb-Zn (6/11); W (2/4); Mo (2/4); Hg (1/2); Co (1/2); Cr (1/2)
Даурская	30	Sn (12/40); W (9/30); Au (4/13); Mo (3/10); U (2/7)
Восточно-Забайкальская	82	Pb, Zn (25/31); Au (24/29); Sn (8/10); W (6/7); Mo (6/7); Hg (4/5); Ta, Nb (2/2); As (2/2); Fe (2/2); U (2/2); Sb (1/1)
Баджал-Ям-Алинская	48	Sn (22/46); Fe (7/15); Au (6/13); W (5/10); Mo (3/6); Hg (2/4); U (2/4); Mn (1/2)
Сихотэ-Алинская	57	Sn (25/44); Au (16/28); Pb-Zn (7/12); Fe (3/5); W (2/4); U (2/4); As (1/2); Ge (1/2)
<i>Гравитационные зоны с уровнем поля</i> пониженным	—	Sn, W, Mo, Be, Li, Au
повышенным	—	Au, Pt, реже Pb, Zn

ло-Удской — золото-редкометалльное и к Хингано-Охотской — железорудное и золотое (см. таблицу). Наблюдается определенная пространственная связь размещения месторождений относительно Байкало-Охотской и Монголо-Удской ступеней. Все месторождения золота расположены в восточных частях этих ступеней. Полиметаллические месторождения локализуются в пределах западной части Байкало-Охотской ступени; молибден и другие редкие металлы находятся в западной ветви Монголо-Удской ступени. Связь месторождений с гравитационными ступенями объясняется тем, что по геологической природе это крупные тектонические нарушения с разной, часто значительной, глубиной заложения. По-видимому, разная глубина заложения, наряду с другими факторами, определила неравномерность распределения месторождений в описанных структурах.

В пределах гравитационных областей и звеньев наиболее интересное в практическом отношении оруденение тяготеет к шести мегазонам с резко пониженным уровнем

поля. Их можно рассматривать как гравитационные образы металлогенических областей — объектов второго ранга по отношению к металлогеническим провинциям и поясам. По характеру распределения месторождений относительно таких мегазон выделено 3 группы (см. рис. 1): 1) оруденение сосредоточено внутри контура мегазоны (Удоканская, Баджал-Ям-Алинская); 2) как внутри контура мегазоны, так и в ее внешней краевой части (Даурская, Восточно-Забайкальская, Сихотэ-Алинская); 3) главным образом во внешней краевой части (Ангаро-Витимская). Для рассматриваемых мегазон в целом характерно мультиметалльное оруденение, но при этом каждая из мегазон имеет свой ведущий комплекс полезных ископаемых (см. таблицу). Это, по-видимому, объясняется наибольшей активностью того или иного процесса (процессов) в формировании ареал-плутонов. Например, для Баджал-Ям-Алинской и Сихотэ-Алинской мегазон, где преобладает Sn-W-Mo-оруденение, таким процессом является гранитообразование мелового и палеогенового возраста.

Для Восточно-Забайкальской мегазоны наиболее продуктивен этап мезозойской активизации, в результате которой возникли месторождения урана, редких и редкоземельных элементов, полиметаллов, золота и др.

В настоящее время при прогнозно-поисковых работах масштабов 1:1 000 000—1:200 000 большое внимание обращается на выделение рудоносных и потенциально рудоносных площадей в ранге металлогенических (структурно-металлогенических) зон, рудных районов, узлов. В качестве региона, иллюстрирующего возможности гравитационных исследований, выбрано юго-восточное Забайкалье. Хорошая геологическая и геофизическая изученность этой территории позволяет рассматривать ее как эталонный полигон для разработки и проверки различных принципов прогнозно-металлогенического анализа. На изученной площади размером 225 000 км² известны 306 коренных месторождений (уникальные, крупные, средние и малые) разнообразных полезных ископаемых (Fe, Mn, Ti, Cu, Pb-Zn, As, Hg, Sb, Sn, W, Mo, Be, Li, Ta, Nb, Au, U, fl), а также рудопроявления, пункты минерализации, шлиховые и геохимические ореолы, число которых в несколько раз превышает число известных месторождений.

В результате районирования гравитационного поля (рис. 2) установлено 46 гравитационных зон (региональных минимумов и максимумов Δg третьего порядка), которые по степени рудоносности делятся на три группы: 1) зоны, в пределах которых расположены все известные уникальные, крупные и средние промышленные месторождения (28% общего числа зон); 2) зоны с преимущественно малыми месторождениями (30%); 3) зоны с единичными малыми месторождениями, либо зоны, в пределах которых месторождения не выявлены (42%).

Гравитационные зоны первой группы можно отождествить с металлогеническими зонами известного промышленного оруденения. Они тяготеют к двум региональным составляющим силы тяжести Δg первого и второго порядков: Монголо-Удской гравитационной ступени, Восточно-Забайкальской мегазоне и ее внешней краевой части. Для большинства зон характерно мультиметалльное оруденение и лишь в четырех (Усть-Зуткулейская, Шерловгорская, Орловско-Оловянинская и, возможно, Завитинская) установлены монометалльные месторождения. В то же время четко наблюдается, что в зонах с пониженным уровнем Δg преобладают месторождения литофильной группы и реже золота, а зоны с повышенным уровнем поля характеризуются преимущественно халькофильным и золотым оруденением (Кыринская, Зерентуйская, восточная часть Ундино-Золинской).

Большая часть гравитационных зон второй группы отвечает потенциально рудоносным площадям в ранге прогнозируемых металлогенических зон. Они приурочены к Восточно-Забайкальской мегазоне и ее внешней краевой части, что может свидетельствовать об их перспективности на обнаружение новых крупных рудных объектов, прежде всего золота и полиметаллов, в меньшей степени – редких металлов. Наиболее интересными могут оказаться зоны Ундино-Золинская, Ононская, Хара-Шибирская, Оловская, Шилкинская, Уровская, Нижнегазимуурская, в пределах которых известно 40 малых месторождений золота, полиметаллов, меди, ртути, сурьмы.

Рудоносные и потенциально рудоносные металлогенические зоны (площади) не группируются в 3 рудных пояса, выделенных впервые С.С.Смирновым. Они слабо вытяну-

ты, разноориентированы и имеют мозаичный характер распределения в пространстве. По-видимому, это связано с мозаично-блоковым строением кристаллического фундамента, структуры и состав которого предопределили особенности размещения в последующие геологические эпохи столь разнообразного оруденения.

На изученной площади выявлено 343 локальных гравитационных минимума и максимума без учета линейных аномалий, связанных с меловыми впадинами. Принимались во внимание аномалии амплитудой больше 4 мГл. Площади аномалий колеблются в широких пределах — от первых десятков до 1320 км², их суммарная площадь составляет 35% общей площади изученного региона. Анализ распределения месторождений по отношению к локальным аномалиям показал, что из установленных на площади 306 месторождений всех градаций 266 (87%) расположено в пределах указанных аномалий, 40 — тяготеют к гравитационным ступеням (в основном это малые месторождения флюорита, урана, сурьмы). Статистический анализ распределения рудопроявлений, учитывая их огромное число, не проводился, однако визуальная оценка показывает, что их большая часть также тяготеет к локальным аномалиям.

Установлена четкая металлогеническая специализация «рудных» аномалий силы тяжести. В пределах «рудных» гравитационных минимумов преобладают месторождения литофильного профиля (81% аномалий). Из них в 19% минимумов установлены также месторождения и проявления золота. Кроме литофильного оруденения, в 14% минимумов известны месторождения и рудопроявления урана и флюорита, в т.ч. Стрельцовской группы. Иную металлогеническую специализацию имеют гравитационные максимумы, 85% которых характеризуются халькофильным и золотым оруденением. Для 10% максимумов характерна флюоритовая минерализация.

На основании изложенного для выделения и оконтуривания перспективных площадей в ранге рудных районов и узлов использованы локальные гравитационные аномалии. В этом случае границы рудных объектов определяются однозначно по градиентным зонам и точкам перегиба кривых силы тяжести Δg , что является несомненным преимуществом по сравнению с чисто геологическими и геохимическими способами выделения рудных районов и узлов.

Естественно, что оруденение в ранге месторождений и рудопроявлений сосредоточено не во всех локальных аномалиях силы тяжести. По степени рудоносности они делятся на 4 группы: 1) безрудные 51%, 2) с рудопроявлениями 22%, 3) с рудопроявлениями и малыми месторождениями 20%, 4) 7,5%. К последней группе отнесены аномалии с уникальными, крупными и средними промышленными месторождениями, и эти аномалии могут быть отождествлены с известными рудными узлами. Всего выделено 25 таких аномалий (рис. 3), которым даны названия, соответствующие общепринятым известным рудным узлам.

Несомненно, что среди аномалий 1—3 групп (их 318) присутствуют такие, в пределах которых могут быть обнаружены новые крупные рудные объекты (группа 5), названные перспективными. Для их выделения статистически обработаны параметры всех 343 локальных аномалий. Аномалии с разной степенью рудоносности различаются между собой по площади, амплитуде и характеристике поля силы тяжести Δg . По характеристике магнитного поля аномалии с разной степенью рудоносности практи-

чески неразличимы. Особенно четкие отличия параметров локальных аномалий Δg с разной рудоносностью наблюдаются между крайними членами ряда. Для аномалий четвертой группы с вероятностью порядка 80% характерны: площадь ≥ 300 км², амплитуда ≥ 8 мГл, сложная характеристика поля Δg . Указанные значения параметров были использованы для выделения из гравитационных минимумов и максимумов групп 1—3 перспективных аномалий, в

пределах которых могут быть обнаружены новые крупные рудные объекты. Всего из 318 аномалий выделена 31 перспективная (см. рис. 3). Им также даны географические названия, совпадающие с названиями известных месторождений, интрузивных массивов и т.д. С той или иной степенью вероятности перспективные локальные аномалии Δg можно отождествить с прогнозируемыми рудными узлами. Для их более обоснованного выделения использо-

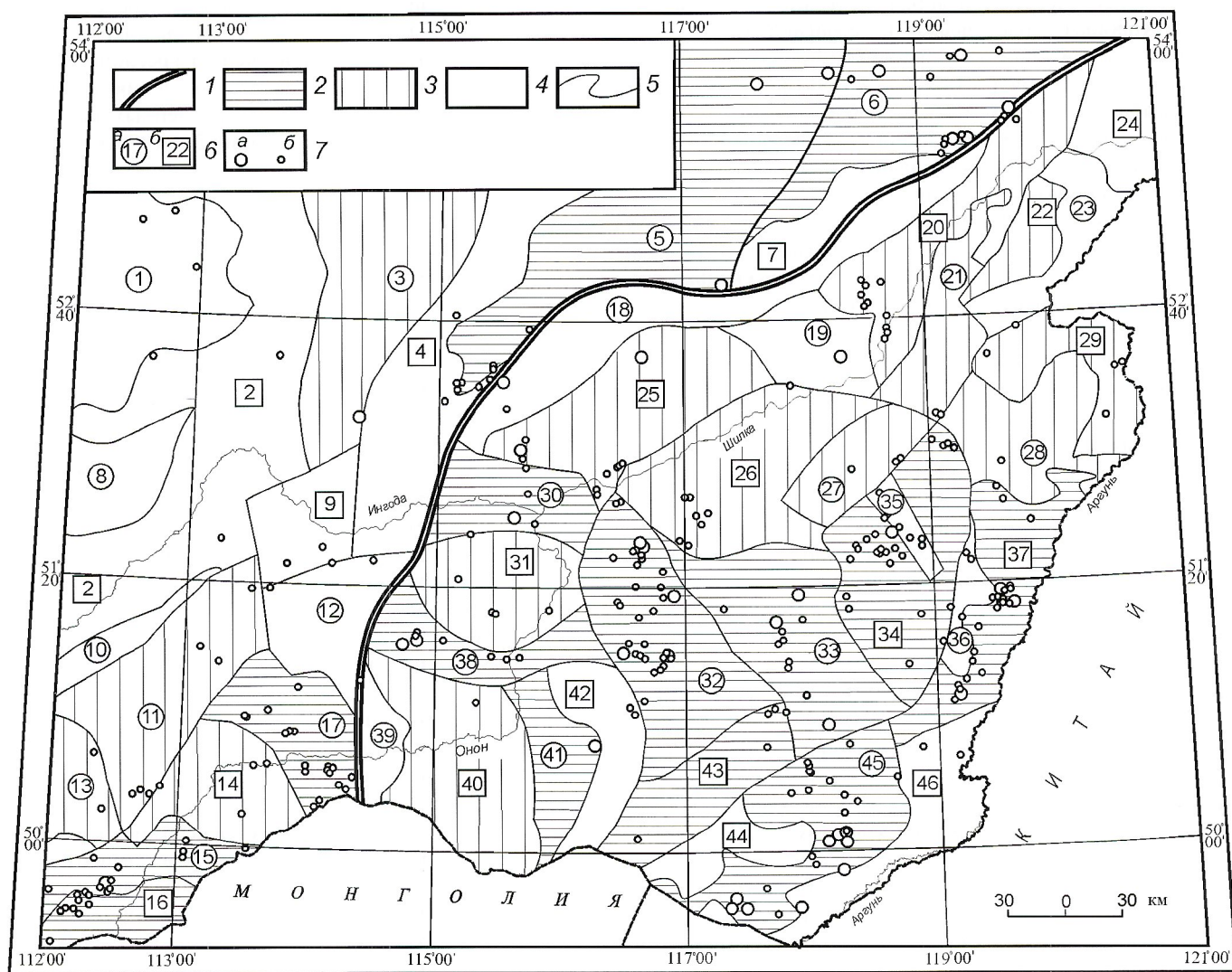


Рис. 2. Схема закономерностей размещения рудных месторождений юго-восточного Забайкалья относительно региональных аномалий Δg третьего порядка:

1 — Монголо-Удская гравитационная ступень, разделяющая две гравитационные области; гравитационные зоны (региональные аномалии Δg третьего порядка) с разной рудоносностью, в пределах которых известны месторождения: 2 — уникальные, крупные и средние промышленные, 3 — малые, 4 — единичные либо их полное отсутствие; 5 — границы гравитационных зон (гравитационные ступени третьего порядка); 6 — зоны с уровнем поля: а — пониженным (гравитационные минимумы), б — повышенным (гравитационные максимумы); 7 — месторождения металлических полезных ископаемых и флюорита: а — уникальные, крупные, средние, б — малые; гравитационные зоны: 1 — Верхнеудская, 2 — Малханская, 3 — Верхненерчинская, 4 — Каренгская, 5 — Верхнеолёкминская, 6 — Давендинская, 7 — Урюмская, 8 — Верхнехилокская, 9 — Кручининская, 10 — без названия, 11 — Оленгуйская, 12 — Седловская, 13 — Чикойская, 14 — Акшинская, 15 — Хапчерангинская, 16 — Кыринская, 17 — Усть-Зуткулейская, 18 — Зюльзинская, 19 — Ундургинская, 20 — Шилкинская, 21 — Среднегазимуурская, 22 — Нижнегазимуурская, 23 — Лубеинская, 24 — Нижнешилкинская, 25 — Оловская, 26 — Ундино-Золинская западная, 27 — Ботовская, 28 — Урюмканская, 29 — Уровская, 30 — Завитинская, 31 — Хара-Шибирская, 32 — Кукульбейская, 33 — Верхнегазимуурская, 34 — Ундино-Золинская восточная, 35 — Ушмунская, 36 — без названия, 37 — Зерентуйская, 38 — Орловско-Оловянинская, 39 — без названия, 40 — Ононская, 41 — Шерловогорская, 42 — Борзинская, 43 — Цаган-Олуйская, 44 — Соктуй-Милозанская, 45 — Заурулонгуйская, 46 — Кайласутайская

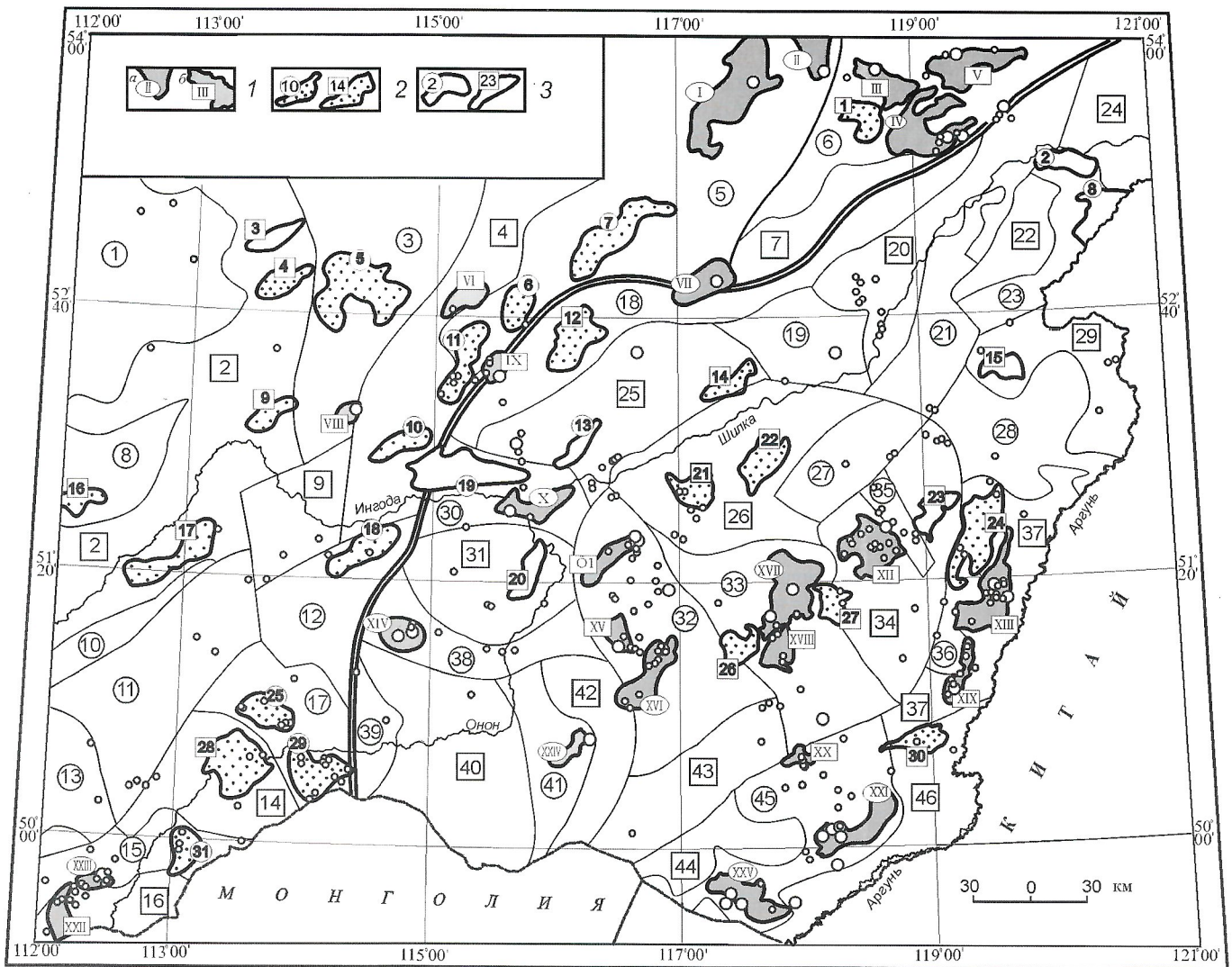


Рис. 3. Схема закономерностей размещения рудных месторождений юго-восточного Забайкалья относительно локальных аномалий силы тяжести:

I — локальные аномалии, в пределах которых известны совокупности уникальных, крупных и средних промышленных месторождений в ранге рудных узлов (локальные гравитационные: *a* — минимумы, *b* — максимумы); перспективные локальные аномалии, в пределах которых могут быть обнаружены новые месторождения: *2* — отождествляемые с прогнозируемыми рудными узлами по комплексу геофизических, геологических и геохимических критериев, *3* — выделенные только по гравиметрическим параметрам (локальные гравитационные: *a* — минимумы, *b* — максимумы); локальные аномалии Δg , отождествляемые с известными рудными узлами: *I* — Сыргичинский минимум, *II* — Джалирский минимум, *III* — Итакинский максимум, *IV* — Амуджикано-Ключевской минимум, *V* — Урюмо-Могочинский максимум, *VI* — Усуглинский максимум, *VII* — Жирекенский минимум, *VIII* — Кручининский максимум, *IX* — Дарасунский максимум, *X* — Завитинский минимум, *XI* — Балейский максимум, *XII* — Ново-Широкинский максимум, *XIII* — Нерчинско-Заводской максимум, *XIV* — Орловско-Спокойнинский минимум, *XV* — Калангутуйский минимум, *XVI* — Соктуйский минимум, *XVII* — Шахтама-Бугдаинский минимум, *XVIII* — Акатуевский максимум, *XIX* — Кадаинский максимум, *XX* — Кличкинский минимум, *XXI* — Южноаргунский минимум, *XXII* — Любавинский максимум, *XXIII* — Хапчерангинский минимум, *XXIV* — Шерловогорский минимум, *XXV* — Бугутурский минимум; перспективные локальные аномалии Δg : *1* — Нижнеитакинский максимум, *2* — Шуругайский минимум, *3* — Среднекондинский максимум, *4* — Сахалтуйский максимум, *5* — Чунгиканский минимум, *6* — Улунтуйский минимум, *7* — Верхнекуэнгинский минимум, *8* — Лубеинский минимум, *9* — Карповский максимум, *10* — Залтуинский минимум, *11* — Жарчинский минимум, *12* — Зользинский максимум, *13* — Боровой минимум, *14* — Мыгжанский максимум, *15* — Ковактинский максимум, *16* — Гуйлонский максимум, *17* — Шабаргуйский максимум, *18* — Седловский минимум, *19* — Байцетуйский минимум, *20* — Судорский максимум, *21* — Казаковский максимум, *22* — Ченгульский максимум, *23* — Талаканский максимум, *24* — Уровский максимум, *25* — Саханайский минимум, *26* — Клинский максимум, *27* — Аленуйский максимум, *28* — Новоказачанский максимум, *29* — Дурулгуевский минимум, *30* — Нортуйский максимум, *31* — Халзанский минимум; остальные усл. обозн. см. на рис. 2

ваны геологические и геохимические критерии разбраковки аномалий, в результате чего выделено 23 перспективных рудных узла (см. рис. 3), в пределах которых возможно обнаружение новых промышленных месторождений. Кроме традиционных для Восточного Забайкалья полезных ископаемых (Sn, W, Mo, Be, Li, Ta, Nb, Au, Pb-Zn), прогнозируется возможность обнаружения месторождений платины (в связи с динамометаморфизованными раннепротерозойскими ортоамфиболитами, прорванными интрузиями габброидов раннего палеозоя), Fe, Ti, P, V в телах расслоенных габброидов раннего палеозоя. Во многих прогнозируемых рудных узлах уже выявлены малые месторождения, рудопроявления, пункты минерализации, россыпи золота, геохимические и шлиховые ореолы. Так, в 50% узлов известно в каждом от 1 до 11 малых месторождений различных полезных ископаемых, 74% прогнозируемых рудных узлов приурочены к вышеописанным рудоносным и потенциально рудоносным площадям, что еще больше увеличивает достоверность выполненного прогноза.

Локальные аномалии Ag, отождествляемые с известными и прогнозируемыми рудными узлами, обусловлены рудоконтролирующими геологическими телами различного состава, генезиса и возраста, выходящими на дневную поверхность или расположенными на глубине до 1 км. Это интрузивы гранитоидов рудоносных комплексов — Sn, W, Be, Li, Ta, Nb, Mo, Au; тела комплексной геологической природы — Au, Pb-Zn, Pt?; тела расслоенных габброидов раннего палеозоя — Fe, Ti, V, P. Для четырех рудных узлов с уникальными и крупными месторождениями урана и флюорита (Усуглинский, Калангуйский, Южно-Аргунский, Бугутурский) геологическая характеристика рудоконтролирующих объектов не ясна и требует дальнейшего изучения.

В заключение отметим, что гравитационные исследования — эффективный и достаточно простой инструмент выделения и локализации рудоносных и потенциально рудоносных площадей разного ранга — от металлогенических провинций гигантских размеров в плане до рудных узлов площадью сотни квадратных километров. По мере уменьшения ранга составляющих гравитационного поля (от региональных первого порядка до локальных), положенных в основу металлогенического районирования, наблюдается тенденция к все более узкой рудной специализации, вплоть до монометалльной. Например, общеизвестная связь редкометалльных месторождений с гравитационными минимумами наиболее четко проявляется лишь для региональных аномалий Ag третьего порядка и локальных. В общей схеме прогнозно-металлогенического анализа гравитационные исследования, отражая рудоконтролирующие

особенности глубинного строения, могут дать около 40—50% новой информации, придавая тем самым работам по изучению глубинного строения большое практическое значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б.А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии // Доклады АН СССР. 1958. Т. 121. № 6. С. 1063—1064.
2. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный Плутон / Под ред. Г.Б.Ферштатера. — Новосибирск, 1993.
3. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов. — С-Пб., 1998.
4. Духовский А.А. О закономерностях размещения редкометалльных гранитных интрузий Центрального Казахстана по геофизическим данным // Методы разведочной геофизики. Вып. 12. С. 23—31. — Л.: Недра, 1971.
5. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Региональные закономерности размещения и критерии прогнозирования эндогенного оруденения по гравиметрическим данным // Отечественная геология. 1993. № 8. С. 71—76.
6. Духовский А.А., Беляев Г.М., Мухин В.Н., Яшин Б.А. Геологическая природа региональных гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита. — М., 1986.
7. Клушин И.Г., Абрамович И.И. Спутниковая гравитационная съемка в региональной и глубинной геологии / Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. — М.: Недра, 1978. С. 3—7.
8. Лишевский Э.Н. Молибденовые месторождения в локальных аномалиях гравитационного и магнитного полей // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 512—526.
9. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1974.
10. Менакер Г.И. Строение земной коры и закономерности размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1972. № 6. С. 3—16.
11. Моисеенко Ф.С. О значении малых гравитационных аномалий для поисков редкометалльных месторождений в Центральном Казахстане // Доклады АН СССР. 1959. Т. 128. № 1. С. 144—147.
12. Путинцев В.К., Кагарманов А.Х., Ненашев Ю.П. О значении общегеологических работ в воспроизводстве минерально-сырьевой базы и приоритетных направлениях их развития // Региональная геология и металлогения. 2003. № 17. С. 13—22.
13. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии земли. — М.: Наука, 1974.
14. Тараканов Ю.А., Камбаров Н.Ш., Приходько В.А. Плотностные неоднородности верхней мантии по спутниковым методам измерения гравитационного поля // Глубинное строение слабосейсмических регионов СССР. — М.: Наука, 1987. С. 129—138.
15. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова и В.М.Терентьева. — СПб., 1991.
16. Чуйкова Н.А., Строев П.А., Корякин Е.Д. и др. Глубины поверхности Мохоровичича и их гармонический и статистический анализ // Физика Земли. 1998. № 9. С. 3—11.

Мониторинг геологической среды в процессе комплексного освоения георесурсов Соликамской впадины

В.В.БЕЛКИН (ОАО «Уралкалий»)

Соликамская впадина расположена в Предуральском краевом прогибе и ограничена с запада Русской платформой, а с востока — Западно-Уральской зоной складчатости. Активно разрабатываемое Верхнекамское месторождение солей занимает центральную часть Соликамской впадины. Месторождение расположено на северо-востоке Пермской области. В области имеются и другие крупные источники воздействия на экосистему региона — месторождения нефти и пресных подземных вод, находящиеся в эксплуатации.

В строении геологической среды Соликамской впадины участвуют породы протерозоя (вендский комплекс), верхнего палеозоя и четвертичной системы. Галогенная формация впадины включает отложения от почвы филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми до кровли соляно-мергельной толщи уфимского яруса верхней перми. Вся надсолевая толща Верхнекамского месторождения насыщена водой, а верхний соляной пласт является кровлей водозащитной толщи [6, 11].

Соляная залежь, имеющая форму линзы площадью около 8,1 тыс.км², прослеживается в меридиональном направлении на 205 км, широтном — до 55 км. Внутри контура залежи каменной соли расположена многопластовая залежь калийно-магневых солей протяженностью 135 км при ширине до 41 км и площадью 3,7 тыс.км² (рис. 1).

Основные промышленные пласты на месторождении — сильвинитовые Красный II и АБ, а также В как сильвинитового, так и карналлитового состава. Глубина их залегания в основном 200—350 м, мощность 2—8 м, содержание КСl в них 10—54%.

Суммарная добыча калийных солей составляет около 30 млн.т руды в год. Вырабатываемая продукция — хлористый калий и обогащенный карналлит. Качество калийных солей определяется содержанием в них полезных компонентов КСl и MgCl₂ и вредных, нежелательных компонентов — соответственно хлористого магния (для сильвинитовых руд) и нерастворимого остатка. По действующим условиям, сильвинитовые руды должны содержать не менее 22% КСl и не более 1% MgCl₂, а карналлитовые руды — не менее 17% MgCl₂.

Верхнекамское месторождение солей уникально не только по запасам калийных солей, но и по содержанию в них различных попутных полезных компонентов (Br, I, Rb, Cs, благородные металлы) и возможности нетрадиционного их применения (аэроионизация воздуха сильвинитом, применение природных солей в лечебных целях).

Кроме солей вблизи Верхнекамского месторождения и в его пределах, открыты нефтеносные структуры [6]. Первое месторождение нефти в подсолевых отложениях открыто в 1968 г. (Бельское). В последующие годы были открыты месторождения: Чашкинское (1970), Юрчукское (1976), Уньвинское (1980), Логовское (1985), Сибирское (1985), Боровицкое (1986), Жилинское (1987), Осокинское (1988)

и имени Архангельского (1999). Промышленные месторождения нефти залегают на глубинах 1700—2300 м в нижне-, среднекаменноугольных отложениях и фаменских осадках верхнего девона.

В Пермском Прикамье подавляющее число месторождений нефти связано с внутрiformационной Камско-Кинельской системой прогибов. Эта закономерность характерна и для центральной части Соликамской депрессии. Основными объектами поисков и разведки месторождений нефти являются как структуры облекания позднедевонских рифогенных образований, так и сами рифы [8].

В настоящее время на территории Верхнекамского месторождения солей (в т.ч. рядом с эксплуатируемыми и резервными детально разведанными участками) и вблизи его границ ведется разработка пяти месторождений нефти (Уньвинское, Сибирское, Чашкинское, Юрчукское и Логовское).

В случае нежелательного, по нашему мнению, освоения месторождений нефти, залегающих под кондиционными калийными залежами уникального Верхнекамского месторождения, значительная часть балансовых запасов калийных солей будет потеряна в предохранительных целиках вокруг скважин на нефть, оставляемых во избежание затопления будущих калийных рудников подземными водами вышележащих водоносных горизонтов через пробуренные стволы.

В пределах Соликамской впадины разведано 10 крупных месторождений пресных подземных вод с общими эксплуатационными запасами 436,6 тыс.м³/сут. Месторождения Усольское, Изверское, Верхнекамское и Боровицкое эксплуатируются для водоснабжения городов Березники, Соликамск, Усолье и других населенных пунктов региона. Кроме того, для водоснабжения используется до полутора десятков мелких водозаборов и неучтенное число одиночных скважин и колодцев.

Водозаборы эксплуатируют верхнесоликамский горизонт (P₂sI₂), качество воды и общее состояние которого на указанных участках сохраняется удовлетворительным. Случаев ухудшения качества воды за счет подтока некондиционных вод из нижнесоликамского водоносного горизонта (P₂sI₁) не отмечалось. Ежесуточная добыча подземных вод составляет около 200 тыс.м³.

Верхнекамское месторождение солей разрабатывается с 1932 г. Разработка солей до 1986 г. велась семью рудниками, расположенными в центральной и южной частях месторождения. В 1986 г. в результате нарушения водозащитной толщи был затоплен крупнейший в мире рудник третьего Березниковского калийного рудоуправления производительностью 8 млн.т. руды в год. Затопление рудника привело к тяжелым не только технико-экономическим, но и геозкологическим последствиям. Одним из таких последствий явилось образование на месте его затопления провала земной поверхности размером 140×210 м (рис. 2).

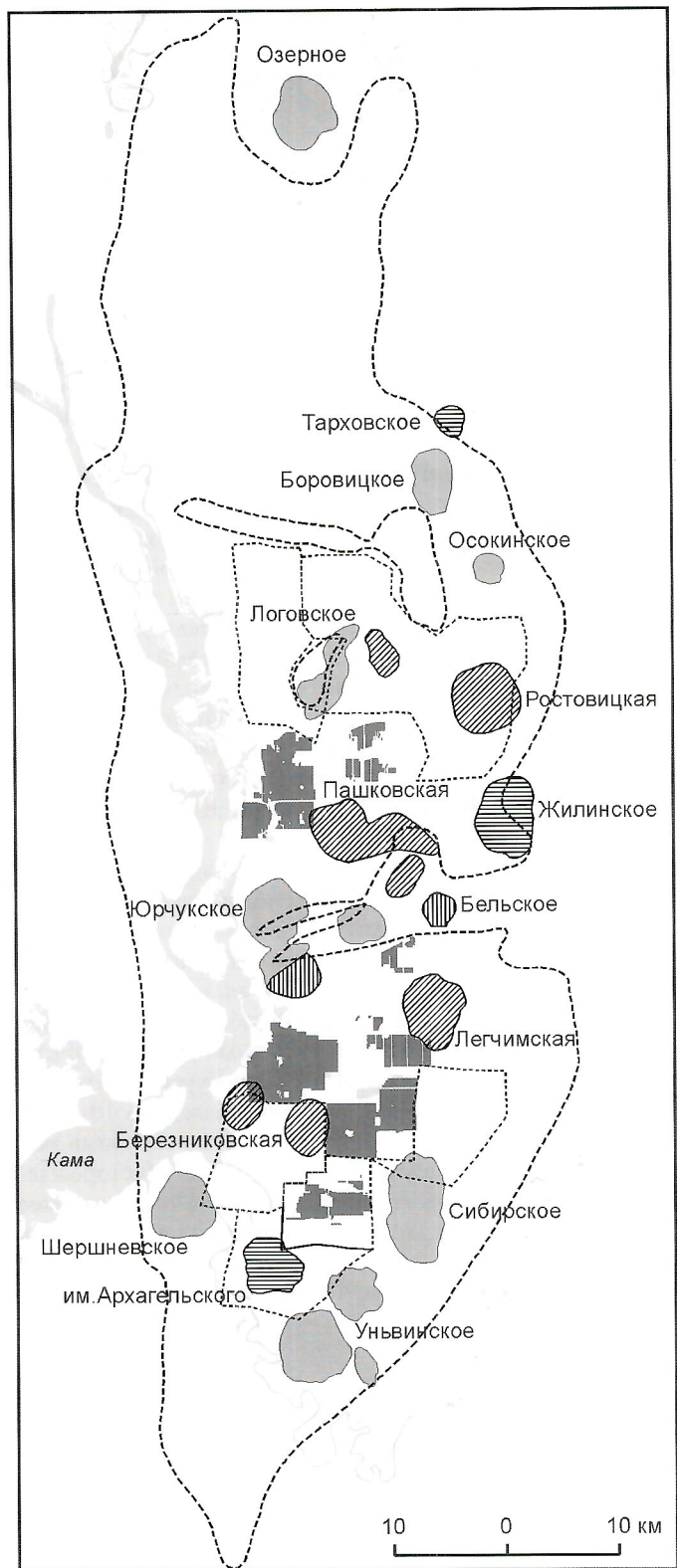


Рис. 1. Месторождения Соликамской впадины:

нефтяные месторождения: 1 — разрабатываемые, 2 — разведанные, 3 — законсервированные; 4 — нефтяные структуры; 5 — контур Верхнекамского калийного месторождения; участки: 6 — разрабатываемые, 7 — разведанные; 8 — отработанные поля рудников



Рис. 2. Провал земной поверхности в районе затопления рудника третьего Березниковского калийного рудоуправления

Подземные горные работы, проводимые на рудниках ОАО «Уралкалий» и ОАО «Сильвинит», являются основным фактором техногенного воздействия на геологическую среду Верхнекамского соленосного бассейна. К настоящему времени в его недрах накоплены сотни миллионов кубических метров пустот. В солеотвалах высотой до 100 м и шламохранилищах калийных предприятий заложены сотни миллионов тонн твердых и жидких отходов. Ежесуточно для водоснабжения откачиваются из надсолевой толщи сотни тысяч кубических метров пресных подземных вод, и ежегодно добываются из подсолевых отложений миллионы тонн нефти. На площади Верхнекамского месторождения расположены три крупных водохранилища. На нескольких шахтных полях зафиксированы ускоренные оседания земной поверхности. В регионе происходят землетрясения различной интенсивности. При этом значительная часть городов Березники и Соликамск с населением около 300 тыс. человек находится на подработанных площадях.

Проблема рационального недропользования с минимально возможными геоэкологическими последствиями в настоящее время наиболее актуальная для территории Березниковско-Соликамской промышленно-городской агломерации. Учет техногенного воздействия на геологическую среду невозможен без наличия разномасштабных, долговременных и целенаправленных наблюдений за ее объектами, на основе результатов которых могут быть установлены тенденции развития различных негативных процессов, вскрыт их механизм и разработаны способы управления ими [9, 10, 11].

Сложившаяся геоэкологическая ситуация однозначно свидетельствует о необходимости ведения мониторинга геологической среды в Соликамской впадине, разработки его теоретических и методических основ и безусловном отнесении его в соответствии с «Требованиями к мониторингу месторождений твердых полезных ископаемых», утвержденными МПР РФ в 2000 г., к третьему классу сложности.

Контроль состояния основного элемента геологической среды — горного массива и прогноз изменения его состояния опираются в настоящее время на данные маркшейдерских и геофизических наблюдений. Мониторинговые маркшейдерские инструментальные наблюдения, проводимые с использованием 3720 реперов на 68 профильных линиях, заложенных над выработанным пространством

калийных рудников ОАО «Уралкалий», позволяют контролировать процесс сдвижения пород, его влияние на объекты, расположенные на земной поверхности, планировать очередность работ по закладке пустот. Необходимо отметить, что закладочные работы являются и средством предотвращения техногенных землетрясений.

На участках со сложными горно-геологическими условиями проводится комплекс (в т.ч. в мониторинговом режиме) подземных и наземных геофизических исследований: электро- и сейсморазведка, гравиразведка, акустическое и радиолокационное зондирование. Результаты геофизических исследований служат основой для геомеханического обоснования новых или уточнения применяемых параметров системы разработки, выбора мер охраны калийных рудников от затопления [2, 12].

Одна из главных задач при ведении мониторинга геологической среды на горнодобывающем предприятии — создание электронной базы горно-геологических данных. Основные усилия при создании такой базы направлены на расширение категорий хранимой информации с возможностью их совместного анализа.

Итогом работ является информационная система, выполненная в технологии файл-сервер (каталог пространственных и графических данных, некоторые АРМ) и клиент-сервер. Она имеет в основе распределенную информационную базу, а также единую технологию обработки информации, в результате чего обеспечивается доступ к полной, достоверной и актуальной информации каждого пользователя в пределах своего уровня компетенции. Все компоненты системы обеспечивают интеграцию хранимых данных с существующими геоинформационными системами (ArcView, MapInfo), системами анализа и обработки данных (Surfer, Grapher, Statistica)[16].

В процессе обобщения и компьютерной обработки результатов наблюдений выявляется связь деформаций земной поверхности с объемами вынудой в подземных выработках горнорудной массы и напряженно-деформированным состоянием массива, анализируется геологическое строение водозащитной толщи, зафиксированных газодинамических явлений и расслоявлений. В результате в водозащитной толще, обеспечивающей защиту калийных рудников от затопления, выделяются аномальные зоны, под которыми ограничивают ведение очистной выемки калийных руд [4].

По изложенной методике автором была, например, выделена в районе 9—10 восточных панелей рудника первого Березниковского калийного рудоуправления, аномальная зона в водозащитной толще (тектоническое нарушение в виде локального сдвига), в районе которой была понижена степень нагружения междукамерных целиков.

С данной аномалией геологического строения связано и появление в 1999 г. провалов земной поверхности на шахтном поле первого Березниковского калийного рудоуправления в районе поселка Новая Зырянка. Провалы, картирующие трещины земной поверхности, встречаются здесь как группами, так и одиночно. Форма провалов в плане — неправильный круг диаметром до 2,5 м или овал с длиной оси до 4,5 м. В двух случаях провалы имеют форму траншей длиной до 35 м. Глубина провалов и траншей — 0,3—4,0 м (рис. 3).

В большинстве случаев провалы соединены линейными корытообразными проседаниями земной поверхности глубиной 10—150 см, длиной 12—150 м, при ширине 1—10 м



Рис. 3. Форма провалов земной поверхности в поселке Новая Зырянка (г.Березники, Пермская обл.)

(обычно 1—2 м). В лесу трещины проявляются цепочками «дыр» между корнями деревьев, наличием зыбкой лесной почвы и «пьяным» лесом. Всего обнаружено около 50 провалов [11].

Необходимо отметить, что в 1999—2000 гг. в пределах шахтного поля первого Березниковского калийного рудоуправления с целью выявления генезиса провальных явлений и степени их опасности для рудника был выполнен большой комплекс геологоразведочных и научно-исследовательских работ с привлечением ведущих специалистов, занимающихся изучением Верхнекамского месторождения солей.

Вывод, основанный на критическом анализе мнений специалистов, изложен в отчете ОАО «Уральский научно-исследовательский и проектный институт галургии» «Комплексная геомеханическая оценка причин события в пос.Новая Зырянка и его окрестностях» (научный руководитель В.Е.Мараков). Суть его заключается в том, что провальные явления на земной поверхности имеют суффозионное происхождение; суффозия обусловлена движением грунтовых и подземных вод по природным, тектонически ослабленным зонам в коренных породах. Горные работы активизировали образование провалов, но не являлись основным фактором их появления.

Поселок Новая Зырянка обустроен на надпойменной террасе р.Кама в пределах левобережного склона долины р.Зырянка. Территория расчленена овражно-балочной сетью, которая обеспечивает ее хорошую сдренированность. Мощность четвертичных отложений на данной площади достигает 6—16 м. Сложены они песчано-глинистыми породами, в которых преобладают разноразмерные пески.

Зеркало подземных вод на площади поселка расположено в породах нижележающей терригенно-карбонатной толщи на глубине 15—30 м от поверхности земли. Региональный сток вод осуществляется в западном, северо-западном направлениях. Водопроницаемость, как и водопроницаемость, вмещающих пород высока и, как и на других бортовых участках долины р.Кама, может достигать десятков метров в сутки (водопроницаемость — сотни квадратных метров в сутки).

Четвертичные отложения площади, в значительной степени представленные хорошо проницаемыми песками, не обводнены и могут иметь только незначительные проявления сезонной верховодки в разрезах с достаточным содер-

жанием глин. В основном они, как и породы верхней части разреза терригенно-карбонатной толщ, аэрированы.

В подобных условиях при нарушении поверхностного стока вод, вследствие формирования трещин на поверхности земли или участков их сосредоточенной инфильтрации (при прорывах водоводов, сезонном скоплении талых и дождевых вод и пр.), развиваются суффозионные процессы в толще четвертичных отложений, что приводит к образованию провалов на поверхности земли [13].

Линейная зона провалов в плане совпадает с аномалией геологического строения (тектоническое нарушение) и с краевой частью мульды сдвижения, сформировавшейся над отработанным пространством калийного рудника. Горный массив на данном участке подвержен значительным растягивающим напряжениям. Величина горизонтальных деформаций растяжения на земной поверхности составляет 5—7 мм/м.

Наличие зоны трещиноватости (как природной, так и техногенной) создает реальную угрозу прорыва надсолевых вод в горные выработки калийного рудника и последующего его затопления. Цель проведенных работ — прогноз развития трещиноватости на данной подработанной территории. Участки провальных оседаний земной поверхности контролировались комплексом геологических, геофизических, геомеханических и маркшейдерских методов.

Все просадочные явления фиксировались с помощью каркасного и площадного геологического маршрутирования. Затем буровыми работами вскрывали коренные породы и выявляли морфологию поверхности коренного ложа в местах просадок (Т.В.Харитонов, 1999). Одновременно определяли динамику проявления экзогенных геологических процессов дешифрированием космоаэрофотоматериалов разных лет и наблюдениями на профильных линиях грунтовых и глубинных реперов. Изучение строения и состояния водозащитной толщи проводили с помощью невзрывной сейсморазведки высокого разрешения методом общей глубинной точки с геомеханическим анализом по ее результатам напряженно-деформированного состояния горного массива [15]. В результате комплекса работ было доказано отсутствие прямой угрозы затопления рудника (при соблюдении принятых параметров отработки).

В состав работ по мониторингу геологической среды входят и наблюдения за гидродинамическим и гидрохимическим режимом природных вод, которые ведутся как в подземных горных выработках (изучение рассолопроявлений), так и на поверхности в районе шламохранилищ и соледвалов ОАО «Уралкалий» по локальным сетям гидронаблюдательных скважин (всего 54 скважины), 15 гидропостам и 3 водопунктам [13].

Основным видом работ из числа постоянных наблюдений за геологической средой является *геодинамический мониторинг*. Необходимо отметить, что Урал не относится к основным сейсмоактивным регионам России (таким как Дальний Восток, Забайкалье или Северный Кавказ). Тем не менее, на карте сейсмического районирования Европейской части России именно на территории Уральского региона отмечается зона наивысшей сейсмической активности, в пределах которой возможна реализация 8-балльных землетрясений [14].

Одним из наиболее сильных, по данным архивных материалов, было землетрясение 23 мая 1798 г. в районе Перми. Оно длилось несколько секунд и особенно ощущалось в каменных зданиях. «В соборной церкви качались

паникадила, тряслись связи, и слышен был какой-то гул. В домах колебались стены и мебель, трещали окна».

На Нижнетагильском заводе 12 сентября 1841 г. наблюдалось легкое колебание почвы, от которого мебель и домашняя утварь пришли в сотрясение. «Один из жителей, ловивший ночью рыбу с лодки на заводском пруду, услышал во втором часу утра удар с северной стороны, потом гул и шум, отчего вода заколыхалась, рыба поднялась наверх, а он сам едва спасся на берег».

В марте, а затем в ноябре 1911 г. в селениях, расположенных вдоль р.Косьва Пермской губернии, наблюдались толчки, сопровождаемые подземным гулом. Во время более сильных толчков было замечено колебание висячих предметов. В некоторых местах перекосялся пол и повело двери.

Землетрясение, охватившее целиком весь Средний Урал (от г.Красновишерск на севере до г.Троицк на юге и от г.Пермь на западе до г.Курган на востоке) произошло 17 августа 1914 г. На Билимбаевском заводе попадали в этот день дымовые трубы и сильно трещали стены. В г.Кунгур ощущалось 5 толчков продолжительностью около минуты.

По данным В.С.Дружинина [7], большинство уральских землетрясений возникали в пределах или на периферии положительной изостатической аномалии и пространственно совпадающей с ней областью увеличенной мощности земной коры и пониженного теплового потока. Землетрясения, по его мнению, могут быть связаны с геодинамическими процессами, стремящимися восстановить изостатическое равновесие.

В конце прошлого века на территории Соликамской впадины было отмечено усиление геодинамической активности. Землетрясения были зафиксированы 25 октября 1993 г., 5 января 1995 г. и 9 октября 1997 г., при этом толчки ощущались жителями в разных частях региона. Так, 5 января 1995 г. в 17 ч 46 мин по местному времени в районе г.Соликамск произошло землетрясение силой 5 баллов, вызвавшее одновременные внезапные многочисленные геодинамические явления, обрушения пород кровли и разрушение междукамерных целиков в северо-восточной части рудника второго Соликамского калийного рудоуправления ОАО «Сильвинит» на площади 560×660 м (с одновременным проседанием земной поверхности на 4,4 м и размерами в плане 670×840 м). Только наличие в кровле водозащитной толщи пластичной глинисто-ангидритовой «шляпы» мощностью 15—20 м спасло этот рудник и соединенный с ним выработкой соседний — первый Соликамский — от затопления [12].

За последние три года сейсмологической мониторинговой системой, расположенной в пределах шахтных полей рудников ОАО «Уралкалий», было зарегистрировано более 100 небольших сейсмических событий, связанных с процессами деформирования и разрушения подработанного соляного массива. Самое сильное сейсмическое событие с энергией $E=38$ КДж зарегистрировано 30 января 2002 г. на руднике первого Березниковского калийного рудоуправления с эпицентром в районе 55—70 камер 9 восточной панели.

Разработанные к данному моменту разнообразные методы прогноза сейсмособытий пока не обеспечивают достаточного уровня достоверности. Наиболее перспективно в этом отношении применение технологии REPS, базирующейся на слежении за эволюциями открытой Г.С.Варта-няном [5] в 1982 г. новой разновидности естественного поля — *гидрогеодеформационного поля Земли* (ГГД-поле).

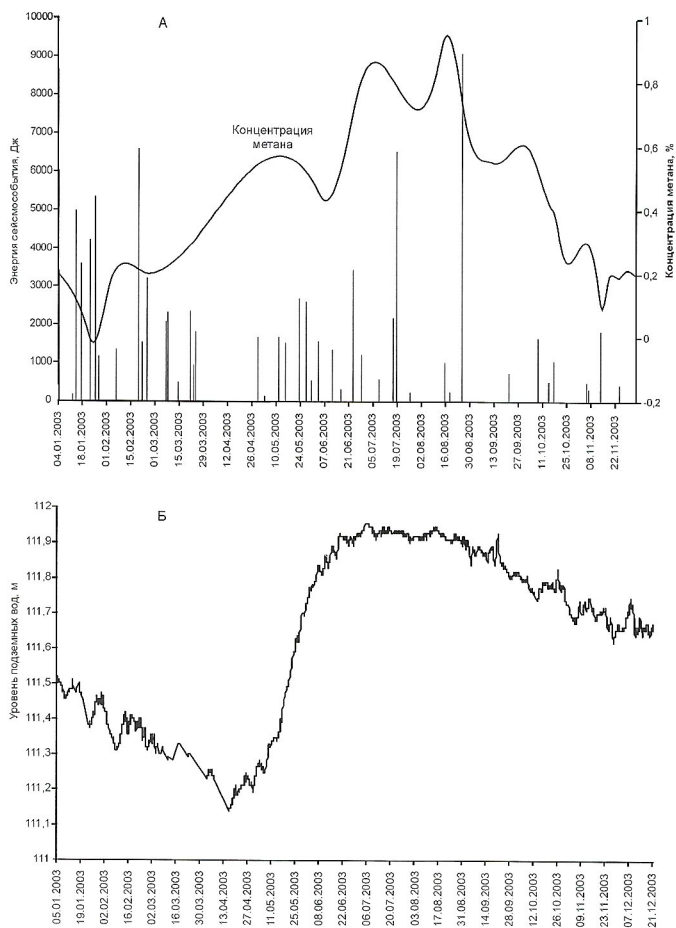


Рис. 4. Изменение концентрации метана (А) и уровня подземных вод (Б) в скв. 5мг, сопоставленное с энергией зафиксированных сейсмособытий

Это поле — неотъемлемая часть развития земной коры. Деформационные процессы, тектонодинамические эффекты, волновые явления — как медленно, так и пульсационно развивающиеся, мгновенно отражаются на поведении гидросферы. Контролируя ее, можно видеть состояние недр, возникновение мест критических напряжений, формирование очаговых зон будущих землетрясений [5, 17].

Изучение ГГД-поля основано на наблюдениях за колебаниями уровней подземных вод в скважинах, обусловленными изменениями напряженно-деформированного состояния горного массива. В гидрогеологических условиях Верхнекамского соленосного бассейна наиболее чувствительным к изменениям напряженно-деформированного состояния массива в силу относительной изолированности и наименьшей подверженности влиянию природных режимобразующих факторов является, по мнению Э.А.Аликина [1], «рассольный горизонт», развитый в почве надсоляной толщи.

В настоящее время наблюдения за вариациями ГГД-поля на территории Верхнекамского соленосного бассейна ведутся на трех пунктах (скважинах). В скв. 5мг, пробуренной в непосредственной близости от эпицентра землетрясения, произошедшего 9 октября 1997 г., наблюдения ведутся с 31 марта 1999 г. [3]. Изменения уровня 1 раз в 2 часа фиксируются автономным уровнемером «ORPHIMEDES», работающим в скважине в автоматическом режиме. Датчик абсолютного давления в приборе по-

очередно измеряет величину данного показателя в измерительной трубке, а также атмосферное давление для коррекции получаемых значений. Полученные величины уровней сохраняются в запоминающем устройстве. Накопленные данные переписываются еженедельно в привозимый на скважину ноутбук через инфракрасный порт.

На графике изменения уровня подземных вод «рассольного горизонта» в скв. 5мг четко фиксируется сезонная составляющая. В течение 2,5 месяцев (с середины апреля по начало июля) уровень резко возрастает, а затем отмечается его постепенное снижение (рис. 4).

Различные пликативные нарушения, зоны трещиноватости, газовые полости и другие неоднородности в породном массиве, нарушенном горными работами, особенно в период возрастания техногенной сейсмичности, вызывают изменения в поле напряжений, растрескивание соляных пород и их дегазацию. В результате концентрация углеводородных газов в скважинах, пробуренных до первого прослоя каменной соли, повышается, что также фиксируется в процессе наблюдений.

Газовые пробы отбираются нами один раз в неделю путем опускания газозаборной трубки в ствол скважины на глубину 4 м. Содержание метана в скв. 5мг в начальный период наблюдений было относительно высоким (по сравнению с количеством его в атмосфере) и изменялось в пределах 1,4—1,5%, что вызвано естественной дегазацией как верхних слоев соляной толщи, так и рассолов.

Анализ последующих газовых проб, отбираемых из скв. 5мг, показал, что содержание метана, газа-индикатора разрушения сильвинитовых и карналлитовых пластов, относительно высокое летом 0,4—0,9% и низкое зимой — менее 0,4%. Это объясняется, в первую очередь, сезонными перепадами гидростатического давления (см. рис. 4).

Автор статьи полагает, что дальнейшее детальное изучение поведения уровня подземных вод при изменении техногенных нагрузок на соляной массив в сочетании с исследованием динамики его дегазации позволит с большей степенью вероятности прогнозировать, с учетом результатов геофизических работ, чрезвычайные ситуации на калийных рудниках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аликин Э.А., Белкин Е.В., Квиткин С.Ю. Прогноз землетрясений на основе мониторинга уровня подземных вод и дегазации соляного массива / I Всероссийское совещание «Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности». Тез. докл. — М., 1999. С. 70—71.
2. Барях А.А. Опыт геомеханического обеспечения безопасности горных работ: теория и практические приложения / Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов. — Пермь: Горный институт УрО РАН, 2003. С. 134—137.
3. Белкин В.В., Кошев Г.Я., Квиткин С.Ю. Мониторинг гидрогеодеформационного поля на калийных рудниках. Геодинамика и напряженное состояние недр Земли // Тр. Междунар. конф. — Новосибирск, 1999. С. 368—371.
4. Бруев Н.И., Кузнецов Н.В., Джиноридзе Н.М. и др. Способ ведения мониторинга геологической среды на калийных рудниках / Патент РФ № 2158944. Опублик. 10.11.2000. Бюл. № 31.
5. Вартамян Г.С. Региональная система геодинамического мониторинга в проблеме устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 37—45.
6. Джиноридзе Н.М., Плотников Ю.А. Геологическая характеристика Верхнекамского калийного месторождения / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках Верхнекамского калийного месторождения. — М.: Недра, 1992. С. 4—17.

7. Дружинин В.С., Гуляев А.Н. Зоны повышенной активности геофизической среды на Урале // Геодинамика и геоэкология. Мат-лы Междунар. конф. — Архангельск, 1999. С. 114—116.
8. Жуков Ю.А., Галкин В.И., Благиных Л.Л. Перспективы нефтегазоносности Пермской области // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 9—10. С. 24—27.
9. Квиткин С. Ю., Белкин В.В., Бруев Н.И. К проблеме геологической безопасности Березниковско-Соликамского промрайона / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ (Мельниковские чтения). Тез. докл. междунар. конф. Москва—Санкт-Петербург, 11—17 сентября 1999 г. С. 90.
10. Квиткин С. Ю., Белкин В.В., Кузнецов Н.В. Геологическое обеспечение калийных рудников Верхнекамского месторождения // Мат-лы регион. конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала. Кн. 1. — Екатеринбург, 2000. С. 142—143.
11. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. — Пермь, 2001.
12. Кузнецов Н.В., Дьяков С.П., Папулов Л.М. Опыт разработки Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей в сложных горно-геологических условиях // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей. Тез. докл. международной конференции. — Соликамск, 2000. С. 133—138.
13. Липницкий В.К., Шлендова Т.К., Кошталев В.П. и др. Мониторинг подземных вод зоны активного водообмена в районах деятельности калийных предприятий / Всероссийское совещание «Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности». Тез. докл. — М., 1999. С. 84—86.
14. Маловичко А.А. Природная и техногенная сейсмичность Урала и ее мониторинг / Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов. — Пермь, 2003. С. 221—223.
15. Санфиоров И.А., Барях А.А., Квиткин С.Ю. и др. Основные направления сейсмических исследований на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей. Тез. докл. междунар. конф. — Соликамск, 2000. С. 207—208.
16. Хронусов В.В., Панькова Е.А., Касимова О.В. и др. Программное обеспечение мониторинга геологической среды Верхнекамского месторождения калийных солей / Всероссийское совещание «Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности». Тез. докл. — М., 1999. С. 38—39.
17. Шереметьев В.М. Мониторинг гидрогеодеформационного поля Земли — основа системы оперативного прогноза техногенных аварий и катастроф // Разведка и охрана недр. 1996. № 5. С. 27—31.

Дискуссии

УДК 550.8:528

© Е.С.Контарь, 2005

Прогнозно-минералогическое обеспечение Госгеолкарт нового поколения

Е.С.КОНТАРЬ (Уральский региональный информационный компьютерный центр)

В марте 1995 г. была утверждена и вступила в действие «Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» (далее Инструкция-95). Этим документом определено, что Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Госгеолкарта-200) — фундаментальная многоцелевая научная геологическая основа природопользования, ориентированная на удовлетворение потребностей экономического и социального развития регионов и территории страны в целом.

За это время в разных регионах Российской Федерации были подготовлены и прошли соответствующую апробацию сотни листов Госгеолкарты-200, получен огромный объем новой геологической информации, существенным образом переосмыслены материалы и результаты предыдущих исследований, выявлено, оценено и переоценено значительное число рудных объектов. Назрела настоятельная необходимость подвести некоторый итог по работам данного периода, оценить их эффективность, обсудить достоинства и недостатки действующей инструкции, а также наметить пути ее совершенствования.

Как известно, геологическое картирование (геологическая съемка) как комплекс геологоразведочных работ по составлению геологической карты определенной территории с целью расшифровки ее строения, установления закономерностей размещения полезных ископаемых и оценки перспектив на минеральное и топливно-энергетическое сырье родилась из потребностей практики добычных и поисково-разведочных работ.

Изначально геологическое картирование — элемент горной геометрии, направленной на прослеживание рудных жил, пластов, горизонтов и переложения их на планы-карты. Здесь же стали выделяться системы разнообразных пликативных и дизъюнктивных тектонических нарушений, являющихся в той или иной степени рудоконтролирующими элементами (приуроченность, смещения, взбросы, сбросы, сдвиги, надвиги, изгибы слоев, флексуры и т.п.).

По мере перехода от добычных работ к поисковым задачи картирования усложнялись. Возникла необходимость отображения не только самих полезных ископаемых, но и вмещающих их пород, т.е. говоря современным языком, выделение, картирование и опознавание продуктивных комплексов: например, меденосный цехштейн Центральной Европы (медистые песчаники) или кейпер (нижний триас) — основной уровень развития стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных отложениях. Каждое из этих рудоносных образований обладает своим комплексом органических остатков, позволяющих их надежно идентифицировать. Это положило начало прикладной биостратиграфии. Для опознавания таких рудоносных комплексов на планах-картах их стали закрашивать разными цветами.

Автор в данной статье не будет излагать историю становления геологического картирования и картографирования, которая рассмотрена в обстоятельной монографии [14]. Однако следует напомнить, что основные принципы составления геологических карт, также как и красочная легенда к ним и индексы, были приняты на II сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. и они, с не-

которыми изменениями, применяются до настоящего времени.

В этих принципах изначально заложены два парадокса:

1. Стратифицированные геологические образования закрашиваются на картах в соответствии с их *возрастом*. При этом, чем они моложе, тем закрашка бледнее. Интрузивные образования закрашиваются в соответствии с их *составом*, а характер закрашки прямо противоположен характеру закрашки стратифицированных подразделений — чем моложе, тем интенсивнее. Хорошо известно, например, что вулканические комплексы отображаются на геологических картах соответственно их возрасту. Субвулканические же интрузии, являющиеся производными тех же вулканических очагов, что и вмещающие их вулканы, комагматичные и разновозрастные им, показываются на геологических картах с учетом их состава. Более разителен этот парадокс, когда мы имеем дело с вулканом-интрузивными ассоциациями. Интрузивные составляющие таких ассоциаций, как и субвулканические тела, комагматичны и синхронны вмещающим вулканическим комплексам, а на геологических картах они выглядят совершенно чужеродными образованиями. Эти обстоятельства хорошо известны всем геологам.

Автор попытался разобраться в подобной разнопринципности геологического картографирования. Одна из возможных версий видится в следующем. В то время, когда разрабатывались принципы красочной части легенды геологических карт, считалось, что формирование большинства месторождений полезных ископаемых связано с интрузивными образованиями. При этом чем интрузия моложе, тем она продуктивнее. Именно поэтому на геологических картах наиболее продуктивные интрузивные комплексы закрашивались более интенсивными цветами. На основе приуроченности месторождений полезных ископаемых к интрузиям родилась в дальнейшем батолитовая концепция рудообразования Эммонса.

В то же время хорошо известно, что многие промышленно важные виды минерального сырья связаны с осадочными, вулканогенно-осадочными и осадочно-вулканогенными комплексами, и они являются в широком смысле стратиформными. К их числу относятся колчеданные месторождения, медистые песчаники, свинцово-цинковые руды в карбонатных отложениях, железные, марганцевые руды, бокситы, уран долинного типа, вольфрам, золото, ванадий, металлы платиновой группы в черносланцевых толщах, барит и др.

Интрузии различного состава, конечно, являются рудогенерирующими и рудовмещающими (медно-никелевые, молибден-порфиновые и молибден-медно-порфиновые руды, хромиты, титан, олово, вольфрам, редкие металлы и редкие земли, золото, платиноиды), но часто они также выступают в роли источников тепловой энергии и флюидов, трансформирующих первичное сингенетичное стратиформное оруденение (в частности, различные скарны). Именно поэтому целесообразно каким-то особым способом выделять на геологических картах интрузивные образования. Они должны подчиняться той же цветовой шкале и отображаться так же, как и любые другие геологические тела.

2. В различиях между тем, что геолог наблюдает в процессе картирования, и тем, что отражено на геологических картах, и заключается парадокс. При документации естественных обнажений, горных выработок, керн скважин геолог наблюдает и описывает природное геологическое образование — горную породу, входящую в состав естес-

твенно-исторических структурно-вещественных ассоциаций, т.е. геологических формаций, которые являются объективно существующими и реально картируемыми геологическими телами.

На геологических картах преимущественно выделяются стратифицированные образования или интрузивные комплексы, часто без отображения состава слагающих их пород, но в условных обозначениях на первое место ставится название свиты (толщи) или интрузивного комплекса, а затем приводится состав их лито- или петрофонда.

Приведем несколько примеров, заимствованных из легенды макета геологической карты (приложение 44, лист 2), приложенной к Инструкции-95.

1. *Осадочные отложения*. «Иргаинская свита. Доломиты, известняки, доломитовые брекчии, кремни». Эта свита имеет позднедевонский возраст и ареал ее развития закрашен коричневым цветом.

2. *Вулканогенные образования*. «Молотакийская ассоциация вулканическая» раннемелового возраста. В состав этой ассоциации входят: а) малотакийская свита (лавы, лавобрекчии, реже туфы базальтов, андезитобазальтов, андезитов); б) жерловые образования (агломераты андезитобазальтов, андезитов); в) такийский комплекс базальт-андезитовый субвулканический (штоки и дайки андезитов, андезитобазальтов, дайки мелкозернистых габбродиоритов). Ареал молотакийской свиты закрашен соответственно возрасту. Жерловые образования обозначены вертикальной штриховкой зеленого цвета. Такийский субвулканический комплекс обозначен в основном малиновой «зеброй», наклоненной влево. Как же при таком разнопринципном обозначении увидеть на геологической карте генетическое единство различных элементов этой целостной вулканической ассоциации?

3. *Интрузивные образования*. «Марханский комплекс габбро-гранодиоритовый». Он имеет позднеюрский возраст и является двухфазным: первая фаза — различные габброиды (зеленый цвет), вторая — гранитоиды (красный цвет). Судя по легенде и макету геологической карты (приложение 44, лист 1), этот комплекс тесно сопряжен с иловатской вулканической ассоциацией, также позднеюрского возраста (синий цвет).

С точки зрения автора статьи, акценты в построении легенд геологических карт должны быть смещены, и они должны быть организованы следующим образом:

1. *Осадочные отложения*. «Кремнисто-карбонатная формация: доломиты, известняки, доломитовые брекчии, кремни (иргаинская свита)»

2. *Вулканогенные образования*. «Базальт-андезитовая формация: а) лавы, лавобрекчии, реже туфы базальтов, андезитобазальтов, андезитов (молотакийская свита); б) жерловые образования (агломераты андезитобазальтов, андезитов); в) штоки и дайки андезитов, андезитобазальтов, дайки мелкозернистых габбродиоритов (такийский субвулканический комплекс). Молотакийская вулканическая ассоциация».

3. *Интрузивные образования*. «Габбро-гранодиоритовая формация: габбро, габбродиориты первой фазы, граниты, гранодиориты второй фазы (марханский комплекс)».

В таком контексте отражены реально наблюдаемые геологические объекты, конкретные горные породы (доломиты, известняки, лавы и лавобрекчии базальтов и андезитобазальтов, субвулканические дайки и штоки, габбро, габбро-диориты, гранитоиды).

Во всех случаях закрашивать необходимо в соответствии с возрастом, а составы пород следует обозначать крапом или символами (индексами), как это и предусмотрено инструкцией.

Следовательно, на первом месте в легенде формационный тип картируемых образований, а на втором — отнесение к определенной свите или комплексу. Природа создает не свиты и комплексы, а вполне определенные структурно-вещественные ассоциации горных пород, которые геологи уже относят к тем или иным свитам или интрузивным комплексам, т.е. это уже интерпретационный элемент. Свита или интрузивный комплекс — проявление конкретной геологической формации в определенном регионе. В смежном регионе, на смежной серии листов или в смежной структуре одни и те же структурно-вещественные ассоциации пород могут быть отнесены уже к другим по названию свитам или интрузивным комплексам. Например, колчеданосная базальт-риолитовая формация O_3-S_1 на Северном Урале именуется шемурской свитой, а на Среднем Урале — кабанской, красноуральской и Кировградской свитами. На Южном Урале колчеданосная базальт-риолитовая формация, возраст которой S_2-D_1 (или D_1) относится к баймак-бурибаевской свите, а D_2 — к карамалыташской свите. При этом сохраняются их важнейшие вулканоструктурные, литолого-фациальные, петрогеохимические и металлогенические особенности.

Объем и границы формаций не всегда однозначно устанавливаются, точно так же, как не всегда однозначны границы и объемы свит, и в этом случае выделяются толщи.

Может сложиться представление, будто автор статьи предлагает заменить составление геологических карт картами вещественного состава (формационные). Возраст геологических формаций имеет важное прогнозно-поисковое значение. Проиллюстрируем это на материале уральского региона.

На примере уральских колчеданных месторождений можно показать что, в регионе проявлены два наиболее важных в промышленном отношении уровня колчеданообразования — O_3-S_1 (шемурско-медногорский) и D_2 (карамалыташский). Как было отмечено, в обоих случаях рудоносной является базальт-риолитовая формация. Однако эти уровни существенно различаются как общими запасами и прогнозными ресурсами, так и модальными параметрами рудных объектов [7]. Наиболее продуктивен среднедевонский уровень, где расположены все крупные месторождения, наибольшее количество запасов и прогнозных ресурсов.

Марганценоносность на Урале развита на 11 стратиграфических уровнях, но объекты, имеющие промышленное значение, расположены лишь на 6 из них [9].

На Урале известно несколько стратиграфических уровней размещения промышленных месторождений скарново-магнетитовых руд: ранне-позднесилурийский (северный), позднесилурийско-раннедевонский (тагило-кушвинский), ранне-среднедевонский (песчанско-аурбаховский и круглогорский), позднедевонско-раннекаменноугольный (теченский) и раннекаменноугольный (магнитогорско-валерьяновский). Наиболее крупные объекты и наибольшие запасы этих руд находятся на тагило-кушвинском и магнитогорско-валерьяновском уровнях.

Приведенные примеры как раз и свидетельствуют о необходимости достоверного определения возраста геологических формаций, что уже на стадии регионального геологического изучения недр и прогнозирования полезных ис-

копаемых позволит определять ресурсный потенциал картируемых территорий, хотя бы для начала на качественном уровне.

Именно этими обстоятельствами должна определяться прикладная направленность государственных геологических карт нового поколения, как это установлено «Основными положениями концепции регионального геологического изучения недр Российской Федерации», где сказано, что *Госгеолкарта-200* — основной источник информации для определения прогнозных ресурсов всех видов полезных ископаемых и решения крупных федеральных и региональных проблем развития минерально-сырьевой базы. *Госгеолкарта-1000* должна обеспечить получение фундаментальной информации о геологическом строении и минерагеническом потенциале суши и континентального шельфа, способствовать разработке и реализации стратегических вопросов изучения и рационального использования недр. В силу этого, геологосъемочные работы-200 и -1000, по существу, единственные виды работ, призванные обеспечить воспроизводство фонда объектов недропользования, так как большинство ранее выявленных наиболее перспективных объектов лицензировано. Более того, как это следует из «Положения о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям» (1999 г.), в результате геологосъемочных работ-200 «... дается комплексная оценка или переоценка изученной территории с определением перспектив обнаружения месторождений прогнозируемых геолого-промышленных типов и оценкой прогнозных ресурсов объектов ранга бассейна, рудного района, узла, потенциального месторождения по категориям P_3 и P_2 ». Иначе говоря, при геологосъемочных работах-200 должны быть выделены объекты для поисковых работ. В этом документе сказано также, что «Объектами исследований при поисковых работах являются бассейны, рудные районы, узлы и поля и их части, выявленные в процессе предшествующей стадии регионального геологического изучения недр и прогнозирования полезных ископаемых и по которым имеется оценка прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 ». Как мы видим, идет прямое наследование.

Поэтому резкое усиление прогнозно-минерагенической направленности госгеолкарт — насущная необходимость, что неоднократно отмечалось в ряде публикаций [2—6, 10, 13].

Прогнозно-минерагеническое обеспечение госгеолкарт, осуществляемое через Карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения, регламентируется существующими инструктивными документами. Однако, как это представляется автору статьи, они не вполне достаточны (как в смысловом, так и в изобразительном отношении) для решения того круга минерально-сырьевых задач, которые определены «Основными положениями концепции».

В современном виде Карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения (КПИ) в комплекте Госгеолкарты-200 составляется на упрощенной геологической основе, на которой отражены только те стратифицированные и интрузивные образования, связи с которыми известного оруденения, так или иначе установлены. Ареалы этих продуктивных образований закрашиваются цветами, соответствующими возрасту (для стратифицированных подразделений) или составу (для интрузивных тел). Все другие геологические образования, не являющиеся на время составления Карты продуктивными, представляют собой «белые пятна». При таком способе не представляется возмож-

ным изобразить те образования, которые могут быть потенциально перспективными (в т.ч. на нетрадиционные виды минерального сырья), исходя из особенностей геологического строения и развития картируемой территории.

Система условных обозначений КПИ-200 (включая минерагенограмму) предусматривает отображение в них магматических, осадочных и рудных формаций. Причем, формации магматических и осадочных пород должны быть разделены по их роли в рудообразовании на рудовмещающие, рудогенерирующие и рудообразующие (Инструкция-95, п. 2.3.19). Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 третьего поколения (далее Инструкция-1000/3) также рекомендует (п. 2.3.8.6.2) определять формационную принадлежность геологических образований с выделением рудовмещающих, рудоносных материнских, рудоносных продуктивных и рудогенерирующих их разностей при составлении Карты закономерностей размещения полезных ископаемых (КЗПИ). Более того, в Инструкции-1000/3 (приложение 4) дан перечень рудных формаций; в монографии [1] приведена характеристика различных геолого-промышленных типов месторождений. Формационные особенности должны быть учтены при определении степени перспективности прогнозируемых площадей. В то же время, эти документы не регламентируют не только принципы выделения, но и способы изображения этих формаций на Карте полезных ископаемых (Инструкция-95, п.2.3.1) и Карте закономерностей полезных ископаемых (Инструкция-1000/3, п.2.3.8.8), т.к. в их основе лежит разгруженная геологическая основа. Возникают «ножницы»: как можно показать формационную принадлежность геологических и рудных образований на основе геологической карты? Если магматические, осадочные и рудные формации представлены в легендах карт и на минерагенограммах, то почему они не могут быть показаны на самих картах?

Следовательно, указанные карты должны составляться на формационных основах. К такому же выводу, поддерживающему высказанную ранее точку зрения [5, 6], пришли также В.М.Герентьев, К.А.Марков, М.Г.Харламов [13]. Число формаций горных пород, как и число рудноформационных (и/или геолого-промышленных) типов месторождений, ограничено. Они, как правило, определены для каждого региона (или серии листов Госгеолкарты-200 или -1000), и установлены их генетические или парагенетические соотношения. При таком подходе будут отображены не только формации с установленной рудоносностью, но и потенциально перспективные, что позволит прогнозировать также неизвестные или нетрадиционные виды минерального сырья. Поскольку эти формации — объективно существующие и реально картируемые геологические образования, то выполняемый на их основе металлогенический анализ будет независимым от любых геотектонических концепций, гипотетических и интерпретационных элементов (Инструкция-1000/3, п.2.3.8.3), что особенно важно при переходе к прогнозной оценке площадей.

Существующий способ отображения разномасштабных проявлений полезных ископаемых по главному компоненту и (или) еще по 1—2 сопутствующим также не представляется рациональным. Например, индекс Cu обозначает проявления медноколчеданных, медно-скарновых, медно-порфировых руд, медистых песчаников. Все они различаются геологическими условиями образования, обста-

новками нахождения, системами прогнозно-поисковых комплексов и технологическими свойствами руд. Не много ясности в этот способ вносят усложняющие элементы (Инструкция-95, приложения 32, 33), обозначающие морфологию рудных тел и рудноформационную (или геолого-промышленную) принадлежность объекта, которую, как известно, показывают цифрой в скобках около символа ведущего компонента (Cu₍₁₎ — медноколчеданное месторождение, Cu₍₂₎ — медно-скарновое, Cu₍₃₎ — медно-порфировое, Cu₍₄₎ — месторождение медистых песчаников). На смежных листах Госгеолкарты один и тот же рудноформационный тип месторождений может быть изображен различными цифрами, и такие листы не увязаны между собой, но это формальная сторона дела.

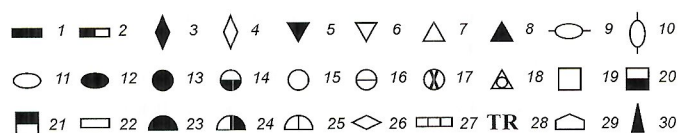
Фактическая же сторона заключается в том, что многие месторождения полезных ископаемых, как правило, являются многокомпонентными. При разведке месторождений попутные компоненты, наряду с основными, включаются в подсчет запасов, и они учитываются Государственным балансом. Во многих случаях различия между основными и попутными компонентами практически стираются из-за того, что попутные приобретают решающее значение при определении промышленной и геолого-экономической ценности объекта. На примере руд уральских колчеданных месторождений неоднократно показывалось, что подобное месторождение содержит Cu 1—2%, Zn 2—4%, Au 1 г/т, Ag 10 г/т, а также Se, Te, In, Cd, Ga, Ge, нередко барит, и S 40—45%. Доля всех основных и попутных компонентов в общем объеме руды не превышает 10%, тогда как ее основу составляет серный колчедан (пирит) в минеральном выражении или сера — в элементном. Если следовать букве и духу существующих инструкций, то такой объект на картах полезных ископаемых или картах закономерностей полезных ископаемых должен быть обозначен как месторождение серы или пирита, что автоматически переводит его из группы цветных металлов в группу горно-химического сырья.

Показать на карте всю гамму компонентов, отражающих полиметалльность руд изображаемого рудного объекта геологически нецелесообразно, да и технически невозможно. Выход, с точки зрения автора статьи, видится в том, чтобы в основу отображения на этих картах месторождений был положен рудноформационный или геолого-промышленный принцип. Так, если на карте будет стоять знак колчеданного месторождения (а не меди), то априори ясно, что этот объект сложен сплошными и вкрапленными сульфидными рудами, ассоциирующими с кремнекислыми вулканитами базальт-риолитовой формации ранней стадии развития геосинклинали, залегающими согласно с ними, и сопровождаемыми пиритизированными серицитолитовыми метасоматитами в рудоподводящем канале, ориентированном по нормали к рудным залежам. Тем самым будут отражены не только вещественный состав руд и морфология рудных залежей, но также формационная принадлежность и геолого-поисковая модель объекта, которой соответствует своя система прогнозно-поисковых комплексов. Это, в свою очередь, имеет решающее значение для выделения перспективных площадей, оценки прогнозных ресурсов и обоснования направлений дальнейших геологоразведочных, в частности, поисковых работ, так как они ориентированы на объекты определенной рудноформационной (или геолого-промышленной) принадлежности (т.е. на медноколчеданные, или на мед-

но-скарновые руды, а не на медные руды вообще), что прямо следует из упоминавшегося Положения.

Современные компьютерные технологии картографирования позволяют иметь бесконечное число знаков и символов, обеспечивающих построение системной легенды.

В 2001 г. по решению научно-технической службы Департамента природных ресурсов по Уральскому региону были изданы Карта размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к ней [7]. Карта составлена на формационной основе и сопровождается схемой сопоставления магматических, осадочных и рудных формаций Урала. На этой схеме, помимо рудных формаций месторождений меди, цинка и свинца, показаны также рудные формации и других металлов, которые изображены ниже:



1 — железистые кварциты; 2 — сидериты и магнезиты; 3 — ильменит-титаномагнетитовая и титаномагнетитовая (в т.ч. с апатитом); 4 — ванадий-железо-медная (с апатитом); 5 — высокоглинозистые хромиты в расслоенных пироксенит-перидотитовых интрузиях; 6 — низкоглинозистые хромиты в альпинотипных ультрамафитах; 7 — скарново-магнетитовая; 8 — скарново-медная (в т.ч. медно-магнетитовая); группа марганцевых формаций: 9 — метаяшмово-марганцевая (гондитовая), 10 — метафтани-то-марганцевая (родонитовая), 11 — кремнисто (яшмово)-марганцевая, 12 — карбонатно-марганцевая; колчеданное семейство (типы): 13 — уральский, 14 — рудноалтайский (куроко), 15 — кипрский, 16 — филизчайский, 17 — неясный, 18 — скарнированный; медно-порфировое семейство (типы): 19 — бошекульский, 20 — майданпекский, 21 — среднеазиатский; 22 — медистые песчаники; семейство стратиформных свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных отложениях: 23 — свинцово-цинковая в чехлах платформ и срединных массивов, 24 — железо-марганец-свинцово-цинковая в мульдах, наложенных на стабилизированный геосинклинальный субстрат (атасуйский тип); 25 — медно-свинцово-цинковая жильная; 26 — медно-никелевая; 27 — бокситовая; 28 — группа редкоземельно-редкометалльных формаций; месторождения, структурно и парагенетически сопряженные со свинцово-цинковыми, карбонатно-марганцевыми и медистыми песчаниками: 29 — эвапориты, 30 — нефтяные и газовые

Созданию Государственных геологических карт предшествует большая подготовительная работа, выраженная, в первую очередь, в составлении серийных и полистных легенд. Они базируются на анализе и обобщении всего имеющегося материала по стратиграфии, магматизму, тектонике, структурному районированию и истории геологического развития региона. Именно эти геологические элементы обеспечивают рудообразование в конкретном регионе. До недавнего времени в этих легендах не были предусмотрены минерагенические составляющие. В 2001 г. научно-редакционный совет МПР РФ при ВСЕГЕИ утвердил «Основные положения по составлению серийных легенд Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 третьего поколения и требования к их содержанию и оформлению». Этим документом предусмотрено вве-

дение в серийную легенду минерагенической составляющей в виде схемы минерагенического районирования и минерагенической характеристики геологических подразделений. Схема минерагенического районирования составляется на основе структурно-формационной схемы, построенной по принципу выделения соответствующих зон. Структурно-формационные зоны, как это следует из «Основных положений...», представляют собой ареалы «...развития основных картографируемых геологических подразделений — стратиграфических (серии, свиты, горизонты) и нестратиграфических (плутонические, метаморфические и другие комплексы)». Следовательно, формационная нагрузка минерагенических схем не предусматривается. При составлении схемы минерагенического районирования, также как и карты закономерностей полезных ископаемых, должна быть использована система условных знаков полезных ископаемых (Инструкция-95). О недостатках этой системы уже шла речь.

В связи с этим целесообразно уже на подготовительных этапах составлять единые геолого-минерагенические легенды на формационной основе, представляющие собой региональные (субрегиональные) или серийные минерагенограммы, конкретизируемые применительно к каждому листу карты. Составление таких легенд должно повысить уровень обоснованности выделения тех геологических образований, прежде всего тех из них, которые обеспечивают рудообразование в картируемом регионе и влияют на его прогнозную оценку. Это позволит отобразить также образования, которые на современном уровне изученности не являются продуктивными, но исходя из особенностей геологического строения и развития региона, могут быть потенциально интересными. Более того, наличие объективно существующих, закономерно устроенных природных вертикальных и латеральных петро-(лиито-) и рудноформационных рядов будет способствовать уточнению и геологической части легенды. Обоснованное В.И.Смирновым, А.Д.Щегловым и развитое другими отечественными исследователями положение о консервативности металлогенических процессов в геологической истории Земли позволит по типам минеральных месторождений реконструировать палеотектонические (геодинамические) режимы, так же как такие реконструкции осуществляются по анализу формационных типов горных пород, их рядов и ассоциаций.

При составлении госгеолкарт затрачивается много усилий на уточнение геологического строения территорий, получается большое количество нового фактического материала и анализируется материал всех предшествующих работ. В то же время, часто за геологическими новациями не следуют какие-либо минерагенические последствия. Так, на одном из листов Госгеолкарты-200 Южно-Уральской серии было обосновано выделение базальт-риолитовой формации O_{1-2} . До этого мы знали, что первое появление в палеозое Урала базальт-риолитовой формации с колчеданным оруденением относится к O_3-S_1 . Логично было бы ожидать оценку колчеданности этой ранне-среднеордовикской формации, хотя бы на уровне минерагенического потенциала, чего не было сделано. Необходимо все изменения в геологическом строении территории рассматривать под тем углом зрения — как они влияют на оценку ее ресурсного потенциала.

Однако, даже в тех случаях, когда проведена серьезная прогнозная оценка территорий, эффективного механизма использования ее для поисковых работ не существует. В

этой связи можно привести точку зрения руководителей ФГУП «Красноярскгеолсъемка» А.К.Мкртычяна и М.Л.Кавицкого [11], высказанную в 2000 г. В материалах 7-го Всероссийского Интернет-семинара «Компьютерное обеспечение Государственной программы Госгеокарта-200», проведенного на базе ФГУП «Кавказгеолсъемка», было сказано: «Все делается в рамках инструкций, но практического выхода нет. Прогнозный продукт, получаемый при ГДП-200 в виде перспективного рудного узла, не реализуется, т.к. в настоящее время существует разрыв в технологической цепи геологоразведочных работ, обусловивший отставание в создании поискового задела». И далее: «Таким образом, «конвейер воспроизводства минерально-сырьевой базы», о котором так много говорят, практически не работает. Поэтому, какие бы современные *Госгеокарты-200* не создавались, они останутся *красивыми картинками*, если не использовать их по назначению, если не выделять на них *предлицензионные объекты*» [11].

К сожалению, в настоящее время отсутствует серьезная статистика о том, какое количество объектов, рекомендованных при проведении геологоразведочных работ-200, перешло на поисковую стадию и на сколько из них выданы лицензии на проведение поисковых работ.

Карта полезных ископаемых в комплекте Госгеокарты-200 сопровождается схемами минерагенического районирования и прогнозов полезных ископаемых, составляемыми автономно для каждого подготавливаемого листа карты. Эти схемы, с точки зрения автора статьи, должны представлять собой фрагменты прогнозно-минерагенической карты всего региона или серии листов. Такая карта должна составляться одновременно с серийной легендой, что позволит осуществить единое для всей серии листов структурно-минерагеническое (нефтегеологическое) районирование, выделить реально существующие и потенциально возможные рудноформационные (или геолого-промышленные) типы месторождений, ранжировать территорию по степени перспективности на различные виды сырья, оценить ресурсный потенциал, обосновать направление и очередность геологоразведочных работ на перспективных площадях. На такой карте специальными знаками должны быть показаны объекты распределенного фонда недр, а также объекты, которые, с точки зрения авторов-картосоставителей, рекомендуются к лицензированию. Тем самым будут обеспечиваться как единые методологические подходы к прогнозно-минерагеническому обоснованию всей серии листов (и их конкретизация применительно к каждому подготавливаемому листу), так и обосновываться рациональное размещение объектов геологоразведочных работ на площадях, обладающих наибольшим ресурсным потенциалом.

В комплекте Госгеокарты-1000/3 составляются карта полезных ископаемых и карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (прогнозно-минерагеническая), что оговорено Инструкцией-1000/3. Однако, как это следует из приложенных к ней макетов, прогнозная нагрузка представлена лишь в виде схемы продуктивности рудных узлов, помещенной в зарамочном оформлении карты полезных ископаемых. Сама же карта, на которой отражено минерагеническое районирование, лишена какой-либо геологической основы. Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (прогнозно-минерагеническая) отличается от карты полезных ископаемых лишь наличием разгруженной геологической основы. Какой смысл

иметь в комплекте Госгеокарты-1000/3 две, по существу, одинаковые карты, не несущие при этом информации прогнозного плана? Представляется, что более логично в этом комплекте иметь следующие карты: 1) закономерностей размещения полезных ископаемых, 2) прогнозов и направлений геологоразведочных работ, что прямо соответствует целям и задачам Госгеокарты-1000, обозначенным «Основными положениями концепции регионального геологического изучения недр РФ».

Десятилетие Инструкции-95 – это хороший повод провести обстоятельный разговор о перспективах и путях развития региональных работ в стране, в т.ч. и по совершенствованию самого документа, необходимость которого уже назрела. Она нуждается в серьезных коррективах, или в разработке специального дополнения к ней, особенно в части ее прогнозно-минерагенического обеспечения.

По-видимому, такую работу могли бы выполнить региональные экспертные советы (РЭС), по курируемым ими сериям листов, а обобщение всех материалов — научно-редакционный совет МПР при ВСЕГЕИ. Это особенно важно еще и потому, что основные положения этого документа, касающиеся, в первую очередь, прогнозно-металлогенического блока, используются для совершенствования методических документов по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение).

Вызывает беспокойство отсутствие нормативно-методологической базы прогнозно-минерагенического обеспечения Государственных геологических карт. Принципы выделения стратифицированных образований и магматических комплексов регламентируются Стратиграфическим и Петрографическим кодексами. Однако, Металлогенический (Минерагенический) кодекс до настоящего времени отсутствует, хотя речь о его разработке, апробации и внедрении идет, по крайней мере, с 1995 г. [5, 8]. Изданный в 2003 г. Российский металлогенический словарь [12] создает хороший прецедент и для разработки соответствующего кодекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы* / Под ред. А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, Г.В.Ручкина. — М., ЦНИГРИ, 1993.
2. *Карпузов А.Ф., Карпузова Н.У.* Концептуальные подходы к содержательной части прогнозно-металлогенического блока Госгеокарты-1000 (третье поколение) / Тез. докл. III рабочего совещания по Госгеокарте-1000/3 «Научно-методическое и компьютерно-технологическое обеспечение работ по созданию третьего поколения Госгеокарты масштаба 1:1 000 000». — М.—СПб., 1999. С. 36—37.
3. *Карпузов А.Ф., Карпузова Н.У.* Прогнозно-металлогенический блок в структуре Госгеокарты масштабов 1:1 000 000—1:200 000 // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 27—32.
4. *Контарь Е.С.* О металлогеническом обеспечении Госгеокарт нового поколения / Тез. докл. III рабочего совещания по Госгеокарте-1000/3 «Научно-методическое и компьютерно-технологическое обеспечение работ по созданию третьего поколения Госгеокарты масштаба 1:1 000 000». — М.—СПб., 1999. С. 45—47.
5. *Контарь Е.С.* Пути совершенствования прогнозно-металлогенического обеспечения Государственных геологических карт нового поколения // Руды и металлы. 1999. № 4. С. 84—88.
6. *Контарь Е.С.* О принципах прогнозно-металлогенического обеспечения Госгеокарт нового поколения / Компьютерное обеспечение Государственной программы «Госгеокарта-200». Мат-лы 7-го Всероссийского (заочного) семинара. — Эссенуки, 2000. С. 34—42.

7. *Контарь Е.С.* Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Объяснительная записка к Карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале, масштаб 1:1 000 000. — Екатеринбург, 2001.
8. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения и мониторинг минерально-сырьевой базы // Смирновский сборник-95. — М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 124—164.
9. *Марганцевые* месторождения Урала / Е.С.Контарь, К.П.Савельева, А.В.Сурганов и др. — Екатеринбург, 1999.
10. *Маиковцев Г.А., Покалов В.Т.* Прогнозно-поисковые работы — основа укрепления минерально-сырьевой базы отечественной промышленности (на примере черных, легирующих и радиоактивных металлов) // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 32—39.
11. *Мкртычян А.К., Кавицкий М.Л.* Подготовка предлицензионных объектов при геологосъемочных работах, завершающихся изданием Госгеолкарты-200 / Компьютерное обеспечение Государственной программы «Госгеолкарта-200». Мат-лы 7-го Всероссийского (заочного) семинара. — Эссентуки, 2000. С. 132—133.
12. *Российский металлогенический словарь.* — С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
13. *Терентьев В.М., Марков К.А., Харламов М.Г.* Методологические основы прогнозно-металлогенических исследований и составление карт среднего масштаба потенциально рудных районов // Руды и металлы. 2000. № 1. — С. 16—26.
14. *Три века геологической картографии России* / А.И.Бурдз, С.И.Стрельников, Н.В.Межеловский и др. — М.—С-Пб., 2000.

УДК 55:577.4

© А.И.Образцов, Е.И.Захаров, 2005

Геологическая основа землепользования и рекультивации природной среды

А.И.ОБРАЗЦОВ, Е.И.ЗАХАРОВ (Тульский государственный университет)

В журнале «Отечественная геология» № 5 за 2004 г. опубликована актуальная статья сотрудников ФГУП СНИИГТиМС В.И.Бгатова, А.А.Золотарева, Н.М.Кужельного и др. [1], посвященная связи геологического субстрата с растительным покровом и качеством почв. В ней показано весьма существенное влияние субстрата на агрохимические свойства почв, особенности и свойства растительности, выделены и охарактеризованы основные геологические «факторы влияния» — тектонические, геоморфологические, литолого-минералогические, гидрогеологические, тепловое поле и подземная атмосфера. На этой основе разработана методика прогноза эволюции экосистем, проиллюстрированная на примерах. Статья не нуждается в комментариях. Может быть, необходимо более определенное акцентирование вывода и некоторые дополнения, связанные с учетом антропогенных загрязнений. Этим вопросам и посвящена настоящая работа.

По выводу авторов [1, с. 76] «для сохранения и восстановления природной среды необходимо провести районирование сельскохозяйственных земель с учетом эколого-геологических особенностей территорий, что позволит уменьшить нормы внесения удобрений без снижения урожайности». Мы полагаем, что при оценке качества земельных угодий, разработке нормативных требований к земельному кадастру должны учитываться все геологические «факторы влияния», а также степень антропогенных загрязнений, возможности и цена рекультивации. Правила и порядок учета, по-видимому, нуждаются в законодательном закреплении.

Угрожающий масштаб антропогенных загрязнений среды обитания, принявший на отдельных участках необратимый характер, стимулировал появление большого числа публикаций научного и общественно-политического характера, преимущественно посвященных описанию примеров, источников и объектов загрязнения в результате промышленной, бытовой и хозяйственной деятельности человека, признанию критического состояния окружающей среды.

Представляется важным привлечь внимание к другой стороне проблемы — путем снижения загрязнений среды, способам очистки антропогенных выбросов, изучению и

оценке возможностей нейтрализации их природной средой, т.е. переходу от попыток ответить на вопрос «что происходит?» к вопросу «что и как делать?», максимально используя «опыт» нейтрализации загрязнений самой природой. Ответы на второй вопрос, наряду с факторами влияния, должны составить более полную и объективную геологическую основу землепользования, включая частную проблему районирования и оценки качества земельных угодий.

Система мер по уменьшению негативного антропогенного воздействия на среду обитания включает:

ограничение выбросов;

очистку выбросов;

снижение нагрузки на среду за счет увеличения коэффициента полезного применения добываемых ресурсов, их вторичного использования;

изучение возможности нейтрализации загрязнений природной средой;

сбор и вторичное использование ценных компонентов из техногенных выбросов (техногенные месторождения);

изучение и количественную оценку предельно допустимых воздействий (ПДВ) загрязнений на окружающую среду, угрожающих равновесию биосферы.

Каждая из этих мер заслуживает специального анализа и своих подходов. В настоящей работе затронем одну из них — возможности нейтрализации антропогенных воздействий природной средой. В земной коре залегают горные породы, отличающиеся высокой физико-химической активностью. К ним относятся различные типы глин, мергели, известняки, опоки, некоторые вулканические породы, бурые железняки. Этот список не полон, так как свойства пород с интересующей эколога точки зрения изучены недостаточно. Часть горных пород активно взаимодействует с кислотами (мергели, известняки), другая поглощает тяжелые металлы (железняки, опоки), третья отличается высокими сорбционными свойствами (цеолиты, глины). Определить и количественно оценить возможности горных пород и осадков поглощать и нейтрализовать химически и биологические загрязнения — задача первостепенной важности.

Наибольшей сорбционной активностью и «емкостью» отличаются бентонитовые глины, сложенные преимущес-

твенно монтмориллонитом. Свободные электронные связи в кристаллической решетке у них легко заполняются катионами тяжелых металлов, соединениями активных токсичных веществ органического или химического происхождения. Эти свойства глин позволяют использовать их для очистки растительных и минеральных масел, нефтепродуктов, вина, воды и водных растворов. С ними же связана высокая набухаемость глин, поглощение воды достигает 80% от объема породы, а также большая масса поглощаемых токсичных загрязнений до 160 г на 1 кг глины [2].

Возможности поглощения глинами биохимических загрязнений из питьевых, технических или грунтовых вод по объему можно оценить на примере разведанных месторождений бентонитоподобных глин Кызылкумов в Узбекистане. Разведанные запасы и прогнозные ресурсы глин составляют $1,2 \cdot 10^{11}$ т. При средней сорбционной емкости около 120 г на 1 кг глины [3] Кызылкумские месторождения могут поглотить $1,44 \cdot 10^{10}$ т загрязнителей, что в количественном отношении обеспечило бы связывание всего объема вредных химических выбросов (растворы, промышленные стоки) в мире за 1000 лет при современном уровне загрязнения. Подобный расчет приведен в качестве иллюстрации принципиальной возможности нейтрализации вредных выбросов природными средами, а не как панацея от всех экологических проблем.

Другая важная область применения бентонитовых глин — использование в качестве комплексного удобрения и одновременно средства очистки почв от загрязнений. Глины адсорбируют из грунтовых вод растворенные в них токсичные соединения, обогащают почву необходимыми микроэлементами, накапливают воду во влажный период и отдают ее в засушливый, а также улучшают структуру и уменьшают закисленность почв. При внесении в почву 320—350 кг глины на гектар урожайность овощных культур, по данным опытных исследований в Приташкентском районе Узбекистана, возрастает на 20—40% [3].

Наблюдениями за физико-химическими процессами, протекающими в коре выветривания, складах и отвалах руд и пород, добытых из недр, установлена высокая сорбционная активность бурых железняков по отношению к катионам Au, Ag, Cu, Mo, Bi, Sb, As, Hg. Оксиды железа (II) и (III) адсорбируют эти металлы из растворов даже при ничтожных их концентрациях. В проведенном эксперименте по осаждению золота из рудничных вод на ржавчину железного лома было установлено накопление Au до 1 г/т в течение месяца [2].

Известняки и мергели обладают уникальной химической активностью по нейтрализации растворенных в водах минеральных кислот и оксидов легких металлов. Неслучайно они используются в металлургии в качестве флюсов не только понижающих температуру плавления, но и очищающих расплавы от вредных примесей.

Загрязнение окружающей среды во второй половине XX века приняла беспрецедентные масштабы. На поверхность земли и в океан ежегодно сбрасывается более 12 млн. т нефтепродуктов, 3,5 млрд. т бытовых отходов, 524 млрд. м³ сточных промышленных и бытовых вод. На этой основе многие специалисты разных отраслей, впрочем, далеких от геологии и климатологии, прогнозируют скорую экологическую или климатическую катастрофу. Простое ограничение выбросов — правильное, но недостаточное решение с ограниченными возможностями. Главный путь к правильной оценке ситуации, сценариям развития экосистемы лежит через изучение способности биосферы и земной коры к самоочищению.

Такая оценка — задача остро актуальная и безотлагательная. На этот вызов необходимы ответы и научного сообщества, и ответственных руководителей, ответы политические, организационные и финансовые. Природная среда, земная кора, почва, гидросфера обладают громадными, но не беспредельными ресурсами для поглощения и нейтрализации загрязнений. Задача науки — определить меру предельно допустимых воздействий, угрожающих необратимым катастрофическим нарушением равновесия биосферы.

Для детального количественного изучения взаимодействия техногенных выбросов и природной среды необходимо организовать «наблюдательные полигоны» по наиболее значимым и масштабным загрязнениям, чтобы выявить природные факторы влияния, способы и условия ускорения нейтрализации. В результате некоторые из экологически вредных отходов могут быть превращены в полезные материалы или сырье. Так, отвальные терриконы угольных шахт можно превратить в удобрения для бедных почв, сорбированные на глинах тяжелые металлы и техногенные месторождения. Перед нами множество направлений для исследования и нетрадиционных решений.

Цель приведенных здесь аргументов и соображений — привлечь внимание ученых и общественности к актуальности исследований в направлении нейтрализации антропогенных загрязнений не только техническими средствами, но и природными агентами, ресурсы которых велики и недостаточно изучены. Имеющиеся разработки [2, 3 и др.] могут быть дополнены и расширены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бгатов В.И., Золотарев А.Л., Кужельный Н.М. и др. Геологический субстрат растительного покрова // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 72—77.
2. Образцов А.И. Миграция золота в зоне окисления, ее практическое использование // Горный вестник Узбекистана. 2002. № 2. С. 24—29.
3. Образцов А.И. Вещественно-минералогический состав глин, направления и способы их применения // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 3. С. 54—58.

Геология, геодинамика, минерагения, полезные ископаемые

Г.В.РУЧКИН, И.Я.ПОЛЫВЯННЫЙ (ФГУП ЦНИГРИ)

Институтом геологических наук им. К.И.Сатпаева Министерства образования и науки Республики Казахстан и Комитетом геологии и охраны недр Министерства энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан в последние годы изданы две крупные монографии: «Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана» (2002) и «Атлас моделей месторождений полезных ископаемых» (2004). Этими работами казахстанские геологи знакомят широкую геологическую общественность с современным состоянием и направлениями геологических исследований в Казахстане, располагающим, как известно, крупнейшей минерально-сырьевой базой.

Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Данная книга издана в трех томах: I — Глубинное строение и геодинамика, II — Металлогения, III — Нефть и газ. Каждый том сопровождается соответствующими картами масштаба 1:2 500 000: Карта глубинного тектонического строения Казахстана, Минерагеническая карта Казахстана и Карта прогноза нефтегазоносности Казахстана. Текстовые пояснения к картам составлены на русском и английском языках. По содержанию и структуре изложения фактического материала каждый том может рассматриваться как объяснительная записка к указанным картам.

Авторы, на базе комплексного анализа фактического материала, с учетом мировых достижений в области геодинамики, формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, районировали территорию Казахстана по глубинному строению геодинамике развития и минерагении геотектонических структур. На основе геодинамического и минерагенического анализа были определены перспективы и направление работ в области развития минерально-сырьевой базы Республики.

Глубинное строение и геодинамика (том I). Авторы: С.Ж.Даукеев, Б.С.Ужкенов, В.Н.Любецкий, Л.Д.Любецкая, Х.А.Беспаев, В.С.Бикеев, Л.В.Шабалина.

На основе всестороннего анализа геофизической информации дана развернутая геолого-геофизическая характеристика структур растяжения и сжатия сформированных на дивергентных и конвергентных границах литосферных плит, а также внутриплитных овално-ячеистых структур, возникших в процессе деструкции под воздействием процессов растяжения плит и подплавления их глубинными мантийными плюмами. К группе структур растяжения отнесены меж- и внутриконтинентальные палеорифты (в т. ч. достигшие океанического раскрытия), а также палеозоны рассеянного спрединга. В группе структур сжатия рассмотрены палеозоны субдукции, палеоостроводужные системы, меж-, пред- и задуговые бассейны, коллизионно-аккреционные пояса с сохранившимися сутурами офиолитовых швов и сгруженными островодужными и аккреционными комплексами. В ранге самостоятельных структурных единиц описываются останцы континентов (жесткие блоки докембрия) с присущими для них гранитогнейсовыми куполами

эклогит-гранулитогнейсовыми и зеленокаменными поясами. Охарактеризовано большинство геотектонических структур Казахстана, показана их геодинамическая эволюция во времени и пространстве. Освещены особенности их строения до глубины 100—300 км.

В результате выполненных исследований:

уточнено тектоническое районирование покровно-складчатых поясов;

показана складчатая мегаструктура палеозойд при снятом покрове наложенных средне-позднепалеозойских структур и мезозойско-кайнозойских впадин;

разработаны классификационные признаки покровно-складчатых поясов, сформированных процессами плитной и плюмовой тектоники;

выделены тектонотипы структур: рифтовые зоны, зоны рассеянного спрединга, окраинно-континентальные пояса, зоны субдукции, островные дуги, преддуговые, междуговые, задуговые, остаточные прогибы, аккреционно-коллизионные швы;

рассмотрено отражение структур на уровне поверхности М, приведены варианты их геологической интерпретации и связи с близповерхностными структурами;

предложена новая концепция геодинамического развития палеозойских структур Казахстана, учитывающая взаимодействие процессов плитной и плюмовой тектоники.

В результате анализа для большинства рудных поясов и зон Казахстана намечены их связи с геодинамическими обстановками и показаны основные черты сходства и различий глубинных условий формирования, выделены тектонотипы структур с определенной металлогенической специализацией.

Металлогения (том II). Авторы: С.Ж.Даукеев, Б.С.Ужкенов, А.А.Абдулин, Л.А.Мирошниченко, Н.М.Жуков, А.К.Мазуров, Х.А.Беспаев, В.М.Долгополов, С.А.Акылбеков, Т.М.Жаутиков, Ф.Г.Губайдулин.

В основу металлогенического анализа положено выделение металлогенических комплексов, определяемых как конкретное проявление металлогенических формаций, представляющих сочетание одноранговых геологической и связанной с нею рудной формаций. С достаточной детальностью охарактеризованы металлогенические комплексы докембрийских срединных массивов, палеозойских континентальных и океанических рифтов, океанического дна, островных дуг, краевых вулканоплутонических поясов, пассивных континентальных окраин, внутриконтинентальных бассейнов осадконакопления, зон коллизии, мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Охарактеризованы особенности металлогении и дана оценка перспектив каждой геодинамической обстановки. Выполнен сравнительный анализ металлоносности энзиматических и энсиалических геодинамических структур. Определены геодинамическая позиция металлогенических комплексов с промышленным оруденением и перспективы

выявления минерально-сырьевых ресурсов Казахстана на приоритетные полезные ископаемые.

В работе показано, что каждой геодинамической обстановке отвечает своя металлогеническая специализация. Четко прослежена зависимость металлоносности металлогенических комплексов от степени зрелости земной коры. Для океанической коры характерны месторождения хромитов, бедные скопления марганца и меди. С более зрелой корой фронтальных и центральных зон транзиталий связаны многочисленные промышленные месторождения черных, цветных и благородных металлов, с наиболее зрелой корой тыловых транзиталий и зон коллизии на континентальной коре — редкометалльное и редкоземельное орудование. Такая зависимость металлогенической специализации геоструктур от типа земной коры указывает на преобладание коровых источников рудного вещества в процессах рудообразования. Исключения составляют собственно магматические месторождения.

Результаты выполненного металлогенического анализа показали, что геодинамические и металлогенические комплексы определяют рудную специализацию геоструктур и разграничивают геоблоки с определенной рудной минерализацией; на этой основе возможно наиболее полное выявление закономерностей размещения месторождений и решение задач перспективной оценки территории Казахстана на различные виды полезных ископаемых.

Нефть и газ (том III). Авторы: С.Ж. Даукеев, Э.С. Водяновский, Д.А. Шлыгин, В.М. Пилифосов.

В этом томе обоснованы геологические модели осадочных бассейнов Казахстана, дано их нефтегазогеологическое районирование и оценены перспективы нефтегазоносности. Впервые с единых методологических позиций описаны одновременно все осадочные бассейны республики, что представляет большой научный и практический интерес.

В рассматриваемой работе имеется также ряд принципиально важных положений, основанных на комплексном анализе огромного объема геолого-геофизических и геохимических данных, позволяющих подойти к оценке перспектив нефтегазоносности с учетом современных геологических концепций, что особенно важно для осадочных бассейнов Казахстана, включая Казахстанский сектор Каспийского моря.

Так, по Прикаспийской впадине впервые выполнено детальное «позтажное» структурно-тектоническое районирование всего осадочного чехла, что создает необходимую основу для детального нефтегазогеологического районирования. Всесторонне рассмотрена природа развития позднепалеозойских карбонатных платформ, обоснован механизм формирования и параметры резервуаров в девон-каменноугольной карбонатной секции разреза осадочного чехла, а также детально проанализирован характер формирования резервуаров в девон-раннепермской части чехла.

Важнейшее значение имеет уточнение структуры, вещественного состава и мощностей дофаменского разреза как под внутрибассейновыми карбонатными платформами, так и в сопредельных районах, что в совокупности с имеющимися геохимическими материалами дает возможность оценить углеводородный генерационный потенциал терригенно-карбонатной части девонской толщи.

Большой практический интерес представляет выделение гигантской по протяженности и динамически наиболее активной Заволжско-Предуральской складчато-надви-

говой системы и сопровождающих ее «безкорневых» структур. И, пожалуй, принципиально наиболее важным является детально обоснованный вывод авторов о наличии нескольких автономных нефтегазовых систем со своими автономными генерационными очагами углеводородов для всех осадочных бассейнов Западного Казахстана.

Эти выводы базируются на большом объеме современных геохимических исследований, тесно увязанных с особенностями строения и развития различных структурных элементов. Большая доказательная геохимическая база подтверждает также формирование многочисленных месторождений нефти и газа в мезо-кайнозое Прикаспия за счет преимущественно вертикальных перетоков углеводородов из подстилающих палеозойских отложений.

Обоснованный подход к уточнению геологических моделей бассейнов, детальный анализ нефтегазовых систем, в том числе основных генерационных комплексов и их углеводородных генерационных потенциалов, позволяют более объективно оценить возможности развития сырьевой базы нефтегазовой промышленности Казахстана на ближайшую и более далекую перспективу.

Выполненная работа существенно повышает уровень представлений об особенностях геологии и нефтегазоносности осадочных бассейнов Казахстана. Разработанная авторами новая основа нефтегазогеологического районирования позволила дать объективную оценку нефтегазового потенциала Казахстана, включая акватории Каспийского и Аральского морей.

Атлас моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана. Авторский коллектив — 45 ведущих геологов Республики; составители Х.А. Бесплаев, Л.А. Мирошниченко.

Казахстан был и остается весьма перспективным регионом для выявления новых месторождений полезных ископаемых. Относительно высокая степень изученности геологического строения, закономерностей размещения и формирования месторождений полезных ископаемых свидетельствуют о практически исчерпанных перспективах обнаружения новых промышленных месторождений на современном уровне эрозионного среза.

В этой связи, создание геолого-генетических моделей, синтезирующих фактический материал о геологических и физико-химических условиях формирования рудообразующих систем, является важным этапом в разработке методических основ прогноза и поисков месторождений скрытых или глубоко залегающих.

В Атласе, изданном на русском и английском языках, охарактеризованы геолого-генетические модели 40 эталонных промышленных типов месторождений Казахстана (хром, железо, титан, медь, свинец, цинк, вольфрам, молибден, тантал, олово, золото, серебро, уран, алмазы, бор, фосфор, фтор, асбест, угли, горючие сланцы, нефть).

Вводная часть Атласа содержит сведения о размещении месторождений в структурно-вещественных комплексах пород, сформированных в различных геодинамических обстановках и в разное время, начиная с архея и протерозоя и до неогена включительно. Построение моделей, представленных в Атласе, позволяет получить информацию о геолого-тектонической позиции, литолого-стратиграфическом контроле, строении рудных залежей, типах руд, морфологии рудных тел, минералогической и геохимической зональности, параметрах и условиях рудообразования, источниках рудных элементов, ореолах рассеяния и индикаторных эле-

ментах, геофизических (магнитные, гравитационные, сейсмические) полях месторождений и др. В кратких пояснениях к моделям приведены сведения о геологическом строении месторождений, комплексных характеристиках отдельных залежей и рудных тел.

Атлас в значительной степени дополняет иллюстративным материалом тома «Металлогения» и «Нефть и газ».

Трехтомник «Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана», а также «Атлас моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана» — источники современных представлений о тектоническом строении, процессах формирования и закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. Работу отличает целе-

устремленность, четкость изложения и комплексность анализа фактического материала.

Выполненная работа предназначена для широкого круга специалистов, связанных с изучением и моделированием тектонических процессов, металлогении и нефтегазоносности.

Результаты работы докладывались на XXXII сессии Международного конгресса (Италия, 2004 г.). Атлас демонстрировался на очередной сессии Комитета Программы международной геологической корреляции ЮНЕСКО (JCSG—UNESCO), в Ассоциации разведочных и добывающих компаний (РДАС congress and exhibition) в Торонто (Канада).

УДК (049.32)

© В.С.Круподеров, 2005

Грунтоведение

В.С.КРУПОДЕРОВ (ВСЕГИНГЕО)

В 2005 г. издательства Московский университет и «Наука» выпустили в свет шестое переработанное и дополненное издание учебника «Грунтоведение», рекомендованное Министерством образования и науки Российской Федерации в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по геологическим специальностям. Этот учебник издан в серии «Классический университетский учебник», основанной в 2002 г. по инициативе ректора Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова академика РАН В.А.Садовниченко и изданной в связи с 250-летием университета. Авторы учебника — профессора кафедры инженерной геологии и геоэкологии геологического факультета МГУ: В.Т.Трофимов, В.А.Королев, Е.А.Вознесенский, Г.А.Голодковская, Ю.К.Васильчук, Р.С.Зиангиров.

Учебник имеет новую структуру, в нем более подробно рассмотрены состав, строение и свойства грунтов, включая мерзлые. Одновременно в учебнике прослеживается преемственность лучших традиций предыдущих изданий: сохранены генетический и физико-химический подходы к изучению грунтов, сформулированные М.М.Филатовым в 30-е годы XX столетия, и развиты в изданиях «Грунтоведение», вышедших ранее под редакцией академика Е.М.Сергеева.

Книга состоит из семи частей, в которых грунты рассматриваются от уровня образца до уровня массива. Первая ее часть представляет собой теоретико-методологические основы грунтоведения, его содержание и структуру, положение в системе геологических наук; вторая характеризует состав грунтов: твердого, жидкого, газового компонента и биотической (живой) составляющих. В третьей части учебника дана более углубленная, чем в предыдущих изданиях, характеристика строения грунтов; четвертая — наиболее обширная, посвящена свойствам грунтов, которые рассматриваются на основе новой систематизации; в пятой приведена общая классификация и систематическая характеристика грунтов различных классов.

Шестая часть книги посвящена современным представлениям о формировании состава, строения, состояния и свойствах грунтов, дана полная характеристика всех генетических групп грунтов, рассмотрены закономерности формирования грунтов всех генетических классов. Здесь приведены главные факторы формирования состава, строения и свойства грунтов. В данной части учебника проанализированы исходный состав расплава или выветривающихся пород,

способ образования осадка или породы, влияние на грунты температуры, давления, подземных вод, поровых растворов, физико-химических условий среды, фактора времени, главные общие закономерности, способствующие формированию свойств грунтов различных генетических классов (магматические, метаморфические, осадочные). Далее с современных позиций литологии прослеживается стадийность образования осадочных грунтов, образование исходного материала при выветривании, перенос и отложение осадочного материала, а также преобразование осадка в породу (диагенез), постдиагенетические преобразования, особенности формирования свойств глинистых грунтов при литогенезе, просадочных свойств лёссовых грунтов, карбонатных, голоценовых кремнистых грунтов и их свойств, вулканогенно-осадочных, криогенных (мерзлые), и техногенных (искусственные) грунтов.

В заключительной седьмой части учебника рассмотрены основные особенности массивов грунтов, охарактеризованы массивы грунтов разных типов, включая мерзлые.

Рецензируемый учебник хорошо иллюстрирован. В конце каждой главы приведены списки литературы, опубликованной в основном в последние 5—10 лет и объединяющей более 200 наименований. Учебник снабжен алфавитным указателем терминов, основных показателей и понятий, что облегчает его практическое использование в процессе обучения.

Авторы создали удачный учебник нового поколения, учитывающий последние достижения науки, методику и накопленный опыт преподавания грунтоведения. Несмотря на значительный объем (1024 с.), это издание оптимально сочетает большую глубину с доступностью изложения материала. Таким образом, авторы подготовили действительно классический учебник, отражающий лучшие достижения грунтоведения, отвечающий современным требованиям науки и высшей школы.

Учебник предназначен для широкого круга специалистов и будет определять развитие грунтоведения в ближайшие 10—20 лет. Данная книга чрезвычайно полезна не только студентам различных вузов России, где ведется подготовка геологов и инженеров-геологов, но и тем, кто занимается вопросами геоэкологии и экологической геологии, аспирантам и специалистам, работающим в смежных с инженерной геологией областях.

Contents

FUEL MINERAL RESOURCES	
<i>Korobov A.D., Korobova L.A., Kinyayeva S.I.</i> Nature of carbohydrate vein collectors of Shaimsky region basement (West Siberian plate)	3
METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS	
<i>Vartanyan S.S., Lorents D.A., Sergievsky A.P., Schepotiyev Yu.M.</i> Au-Ag ores of Kayemraveem junction, Chukotka autonomous region.	10
<i>Melnikov A.V., Khryapenko V.N.</i> Platinum content of gold deposits in the Upper Amur area	17
<i>Tikhonov A.I., Tikhonov V.P., Vasilyev A.V., Nikolayev A.K.</i> Isotope-hydrogeochemical research of diamond potential prospects for the area of Karlin dislocations within Chuvashiya	23
<i>Kochergin A.N.</i> Prospects for low-Fe talcrite deposits discovery in the southern Urals	29
<i>Kuznetsov S.K., Lyutovoy V.P., Kotova E.N., Sokerina N.V., Chuprov G.V., Shanina S.N.</i> Vein quartz of Zhelannoye deposits in Circumpolar Urals	33
<i>Blazheevich D.R.</i> Classification of igneous rocks by global grade variations of major rock-forming oxides and the technique of its creation	42
STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Neveeskaya L.A., Kovalenko E.I., Beluzhenko E.V., Popov S.V., Goncharova I.A., Danukalova G.V., Zhidovinov N.Ya., Zaitsev A.V., Zastrozhnov A.S., Pinchuk T.N., Ilyina L.B., Paramonova N.P., Pismennaya N.S., Khondkarian S.O.</i> Regional stratigraphic scheme of the Neogene, southern European part of Russia.	47
<i>Kokovkin A.A.</i> Cenozoic exogenetic ore-forming systems of eastern Asia	60
<i>Korsakova O.P., Kolka V.V., Zozulya D.P.</i> Geological and stratigraphic position of marine sediments in the southern Kola peninsula, prerequisites of their placer minerageny	69
GEOPHYSICS AND DEEP STRUCTURE	
<i>Dukhovskiy A.A., Artamonova N.A.</i> Gravimetric-data identification of differently ranked ore-bearing areas as the basis for prognosis (exemplified by folded belts of Baikal region – Far East)	77
GEOECOLOGY	
<i>Belkin V.V.</i> Monitoring of geological environment in complex development of Solikamsk basin georesources	85
DISCUSSIONS	
<i>Kontar E.S.</i> Prognostic and mineragenetic support of new generation of the state geological maps.	90
<i>Obraztsov A.I., Zakharov E.I.</i> Geological basis of land use and natural environment recultivation.	96
REVIEWS	
<i>Ruchkin G.V., Polyvyanny I.Ya.</i> Geology, geodynamics, minerageny, minerals	98
<i>Krupodiyorov V.S.</i> Soil science	100