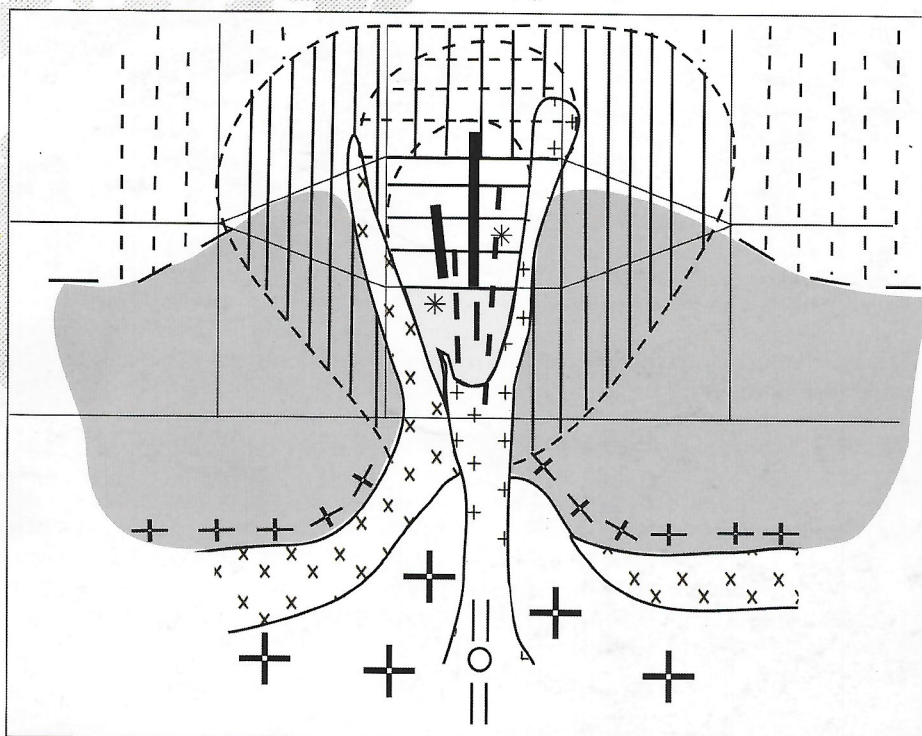




Отечественная геология



3/2006

УРАНОНОСНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАСТВОРЫ

ОЛОВОНОСНОСТЬ ВОСТОКА РОССИИ

ДОКЕМБРИЙСКОЕ ЗОЛОТО КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

РЕШЕНИЕ

научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей - достижения и перспективы»

4-6 апреля 2006 г. в ЦНИГРИ (г.Москва) проведена научно-практическая конференция «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей - достижения и перспективы», которую организовали Федеральное агентство по недропользованию, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) и Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнатур) при поддержке Российского геологического общества (РосГео), Российской академии естественных наук (РАЕН) и Международной академии минеральных ресурсов (МАМР).

Цель конференции - повышение эффективности реализации мероприятий «Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья на 2005-2010 гг. и до 2020 года», утвержденной МПР России (приказ №160 от 08.06.2005 г.).

В работе конференции приняли участие около 250 специалистов из 57 организаций, представляющих профильные отраслевые и региональные научно-исследовательские институты, институты Российской академии наук (РАН) и Национальной академии наук Украины, высшие учебные заведения России, производственные организации Роснедра, геологоразведочные и горнорудные компании России и Казахстана.

На конференции было представлено 143 доклада, посвященных обобщению передового опыта использования комплексных моделей месторождений при проведении геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы и приросту запасов; оптимизации и координации работ по научно-методическому обеспечению и сопровождению федеральных геологоразведочных работ; разработке научно-методических основ создания альтернативных минерально-сырьевых баз за счет выявления месторождений новых и нетрадиционных типов; разработке и реализации инновационных технологий геологоразведочных работ.

Участники конференции отметили, что за время, прошедшее после совещания «Количественные модели рудных месторождений для целей прогноза, поисков и разведки» (1993), применительно к месторождениям ведущих полезных ископаемых создана система взаимосвязанных по ряду характеристик моделей, концентрирующая информацию по сотням оцененных, разведанных и эксплуатируемых месторождений. Система включает генетические и геолого-генетические качественные и количественные, описательные классификационно-признаковые прогнозно-поисковые, геолого-промышленные количественные, прогнозно-поисковые параметрические, морфометрические, концентрационные, градиентно-векторные, композитные (многофакторные) оценочно-разведочные и геолого-экономические модели. На их основе в Роснедра создана программно-целевая система управления воспроизводством минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых и соответствующими геологоразведочными работами, включающая научно-методическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ. Эта система наиболее полно реализована при проведении геологоразведочных работ на благородные и цветные металлы; в последние годы был достигнут существенный рост ресурсной базы этих металлов и выявлены новые рудоносные провинции и месторождения.

На конференции были продемонстрированы новые методические разработки по поискам и оценке алмазов, благородных, цветных, черных и легирующих металлов и нерудных полезных ископаемых; методические приемы построения комплексных моделей месторождений твердых полезных ископаемых, проведения геохимических, геофизических и космогеологических работ и интерпретации их результатов, а также направления оптимизации геологоразведочных работ.

Участники конференции особо подчеркнули значимость «Долгосрочной государственной программы...», а также созданной в Роснедра программно-целевой системы управления воспроизводством минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых для повышения эффективности геологоразведочных работ и отметили необходимость ее расширенного использования при практической реализации мероприятий отечественной минерально-сырьевой политики, а также в научно-прикладных и общеобразовательных целях.

Вместе с тем на конференции было отмечено:

в практике геологоразведочных работ преимущественно используются ранее созданные модели, которые требуют дальнейшего совершенствования;

«Долгосрочной государственной программой...» предусмотрено необходимое научное и научно-методическое обеспечение, однако в текущих грантах и госзаказах на научно-исследовательские работы пока недостаточно научно-поисковых работ по созданию комплексных моделей месторождений новых и нетрадиционных типов, по адаптации передовых достижений в области генезиса месторождений для совершенствования методов и технологий прогноза и поисков;

прогнозно-металлогенические построения в ряде случаев не обладают должной достоверностью и воспроизводимостью в связи с тем, что уже разработанные термины и понятия используются не в полной мере, как и соответствующие методические приемы, что обусловлено недостаточной информационной преемственностью между геологами разных поколений и специалистами разных ведомств и организаций.

Конференция сочла возможным обратить внимание МПР России и Федерального агентства по недропользованию на необходимость создания Российского металлогенического кодекса, призванного обеспечить сопоставимость и воспроизводимость прогнозно-металлогенических построений на основе унификации методических приемов выделения металлогенических таксонов, требований к прогнозно-металлогеническим картам и обоснованию объектов геологоразведочных работ в целях повышения результативности и эффективности работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых.

Участники конференции отметили актуальность и важное научно-прикладное значение конференции и поддержали решение Оргкомитета о публикации ее материалов в интересах широкой геологической общественности.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2006

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, В.С.Круподеров,
Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,
Е.И.Семенов, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ		ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА	
<i>Серокуров Ю.Н.</i> Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов		<i>Ласточкин А.Н., Лейченко Г.Л., Попов С.В., Гришин В.Ю.</i> Геологическое строение подледного ложа ледникового покрова Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) по геоморфологическим данным	
	3		58
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ		ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ	
<i>Митрофанов Н.П.</i> Металлогеническое районирование: состояние и перспективы (на примере оловоносности востока России)		<i>Удортин В.В., Югова Н.Н.</i> Современные землетрясения северо-востока Восточно-Европейской платформы	
	12		63
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		ДИСКУССИИ	
<i>Пакульнис Г.В.</i> Особенности формирования минералообразующих растворов гидротермальных месторождений урана		<i>Алексеевский К.М.</i> Неомобилизм — платье голого короля?	
	21		71
<i>Дунаев В.А.</i> Докембрийское золото Курской магнитной аномалии			
	27		
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА		Памяти Леонида Францевича Наркелюна	
			73
<i>Изосов Л.А., Горошко М.В.</i> Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие.		КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
	33		
<i>Кроль Л.А., Гурари Ф.Г., Ларичев А.И., Лаптева Е.Ю., Фомичев А.С., Медведев Н.Я., Кос И.М., Потрясов А.А., Скачек Г.К.</i> Строение баженовской свиты Широкого Приобья по геофизическим исследованиям скважин		<i>Власов Г.М.</i> Показатели глубинного (мантийного) абиогенного происхождения нефти	
	41		
<i>Чирикova Е.В., Олли В.А.</i> Ваняшкинская свита — стратон нелегитимный		<i>Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.</i> Геология на пороге новой парадигмы	
	48		76
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ			
<i>Волошина З.М., Каржавин В.К.</i> Термодинамические условия и флюидный режим регионально метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Печенгской структурной зоны		80-летие Виктора Семеновича Суркова	
	53	70-летие Валерия Степановича Старосельцева	
			86
			87

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 10.05.2006. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов

Ю.Н. СЕРОКУРОВ (Институт ДИОС)

Традиционно прогноз и поиски всех видов полезных ископаемых базируются на выявлении объективных закономерностей в их образовании и размещении в верхних горизонтах земной коры. С этой целью используются комплексы разнообразных методов, среди которых материалы космического зондирования поверхности планеты занимают все более заметное место, что связано с эффективностью их анализа при выделении как ранее известных, так и новых рудоуправляющих факторов вследствие многих оригинальных свойств материала. В ряде случаев получаемая с их помощью информация ведет к пересмотру устоявшихся взглядов на структурный контроль искомого оруденения.

В настоящее время космические снимки поверхности планеты поставляются различного рода спектрометрами с разновысотных орбит и значительная часть такой информации находится в свободной продаже. Практически это единственно доступные материалы для всей поверхности планеты, и с ними не могут соперничать ни минералогические, ни геофизические, ни геохимические методы, так как площади проведения специализированных работ, как правило, ограничены, а результаты находятся в собственности многих фирм и часто конфиденциальны. Немаловажно и то, что использование космических материалов при оценке перспектив любых территорий не требует предварительного лицензирования.

Многokrатно доказано, что материалы дистанционного зондирования информативны в отношении выделения блоковых и разрывных структур земной коры разной глубинности и генезиса, фиксирующиеся по линейному, концентрическому или радиально-концентрическому расположению орографических, почвенных, растительных и прочих элементов ландшафта, текстурным, тоновым и цветовым особенностям изображения, обусловленным вещественным составом геологического субстрата. Специфические свойства используемых материалов позволяют систематизировать разрозненные данные и выделить ту его часть, которая в той или иной степени связана с процессами проникновения мантийных и коровых магм и флюидов к поверхности.

Цель настоящей работы — обобщение данных, полученных при анализе дистанционных материалов последних поколений, освещающих промышленно алмазные площади России, расположенные в Западной Якутии и Архангельской области. По результатам их изучения совершенствовались прогнозно-поисковые модели, позволяющие последовательно локализовать перспективные площади для локализации таксонов кимберлитового магматизма в ранге от *района* до *куста*.

Использованный материал и методика его анализа.

Из космоса оцениваемые территории многократно снимались начиная с 70-х годов прошлого века различными съемочными системами. Ранее изучались российские фото- и

сканерные снимки малого и среднего разрешения, получаемые геологами на бумажных носителях. Они дешифровались преимущественно визуальными методами. В настоящее время стали доступны зональные съемки с американских, французских и индийских спутников Земли («NOOA», «Terra», «Landsat», «SPOT», «IRS»), разрешение которых колеблется от 1000 до 15 м/пиксел. К пользователям они поступают на цифровых носителях, что позволяет проводить компьютерную обработку изображений. В распоряжении геологов также появились цифровые модели рельефа, созданные по результатам радарных космических съемок и другие материалы, полезные при структурном анализе.

Кардинально изменились техническая база и программное обеспечение для компьютерной обработки изображений. Различные специализированные пакеты дают возможность получать разнообразные композиты, усиливающие те или иные стороны геологического строения территорий, устранять посторонние «шумы». Развивающиеся геоинформационные технологии (ГИС) способствуют формированию сопряженных в пространстве банков данных, содержащих множество пространственно ориентированных слоев различной информации, а затем проведению совместной обработки дистанционных и традиционных данных (рис. 1).

Современная методика прогнозирования с использованием материалов дистанционного зондирования базируется на принципах поэтапного минерагенического анализа, реализуемого на основе космических снимков разных уровней генерализации и данных геофизических съемок

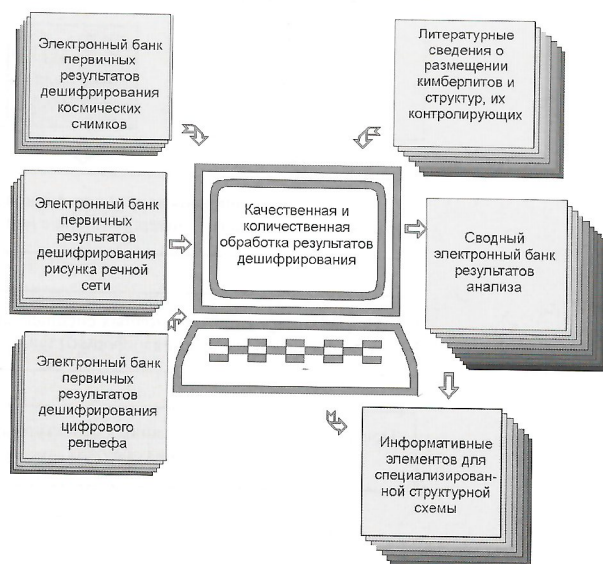


Рис. 1. Схема качественного и количественного анализа результатов первичного дешифрирования

все повышающейся детальности. Задача работ с материалами каждого уровня генерализации — изучение соразмерного с ними таксона, выбранного в качестве эталонного по минерагеническому, геофизическому, геохимическому и геоморфологическому данным; выявление информативных признаков, его характеризующих; формирование на этой основе прогнозно-поисковой модели; выделение участков на новых площадях, подобных эталонам.

Один из главных принципов выбора площадей, вмещающих эталонные объекты, — изучение достаточно обширной площади, что позволяет выявлять сквозные рудоконтролирующие структуры различного характера (блоковые, линейные, кольцевые и т.д.). Материалы глобального уровня генерализации дают возможность установить наиболее крупные структуры и понять их металлогеническую (минералогическую) специализацию для региона в целом, а континентального и регионального уровня — информативны при выделении структур и блоков, которые тем или иным образом контролируют таксоны в ранге *район* кимберлитового магматизма. Материалы более вы-

сокого разрешения несут информацию о деталях строения крупных структур, влияющих на локализацию таксонов в ранге *поле* и *куст* кимберлитового магматизма.

Дешифрирование (специализированный анализ различной дистанционной информации) проводилось с целью выделения только информативных элементов. Использовались компьютерные и визуальные методы. Анализ подверглись как первичные изображения, так и многочисленные композиты, полученные в результате предобработки изображений. Основное внимание обращалось на выяснение форм структурного контроля таксонов кимберлитового магматизма, главными индикаторами которого являются линеаменты, а также определенные сочетания цветовых и тоновых аномалий, формирующих образы искомых структур. Обработка результатов первичного дешифрирования проводилась качественными и количественными методами также с применением различных компьютерных программ (рис. 2).

В результате созданы специализированные структурные схемы изученных площадей соответствующих масштабов,

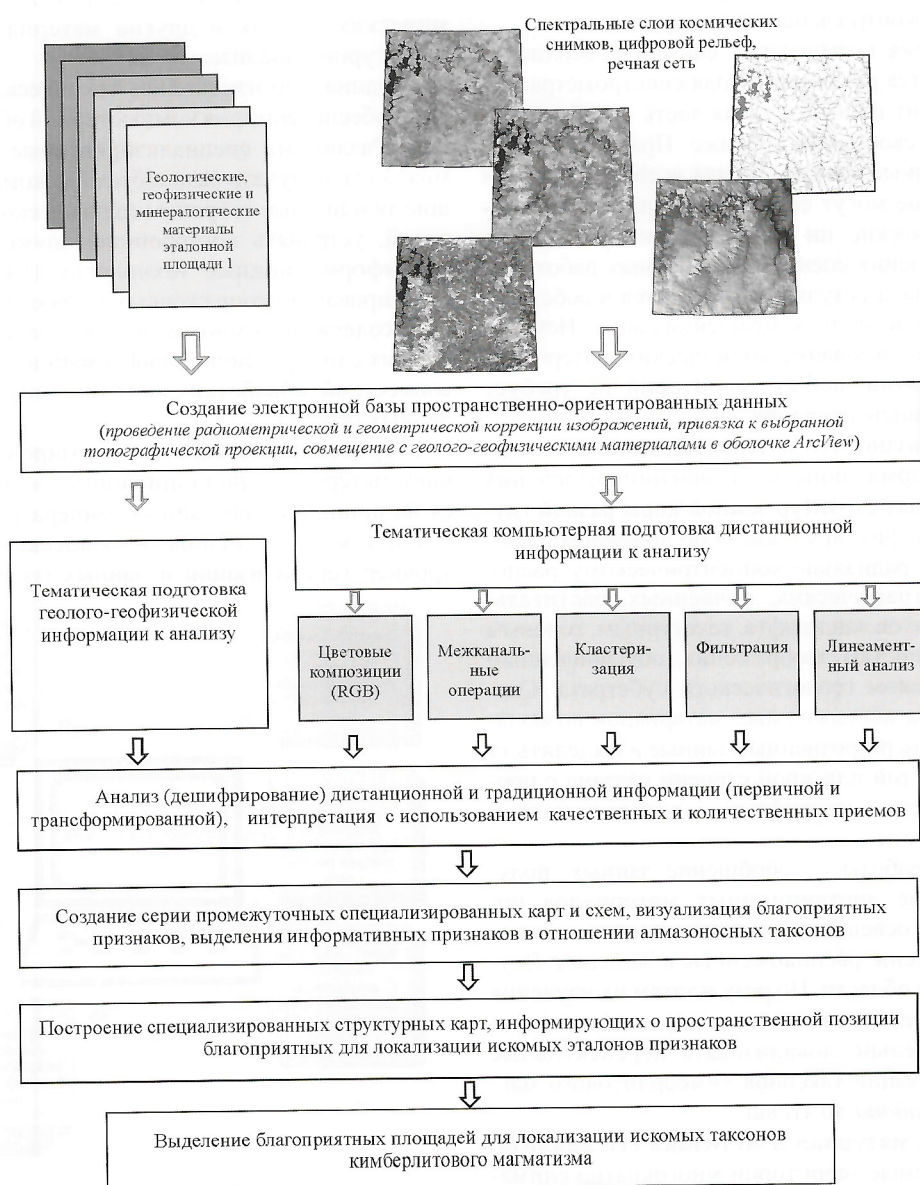


Рис. 2. Схема подготовки, обработки и анализа дистанционных материалов

где отражены только те благоприятные признаки, которые в совокупности способны контролировать участки проявления кимберлитового магматизма искомого ранга.

Дистанционные прогнозно-поисковые модели содержат признаки, имеющие площадную выраженность. Участки, благоприятные для локализации соответствующих таксонов кимберлитового магматизма, выделялись по пространственному совпадению этих признаков, что позволяет на уровне вероятности оценить степень соответствия вновь выделенных площадей эталонным.

Результаты региональных работ. На площади более 1 млн. км² в Западной Якутии было проведено дешифрирование фотоплана из космических снимков малого (1000—500 м/пиксел) разрешения «Modis» цифрового рельефа GETOPO30 и рисунка речной сети. Установлено, что отчетливо выраженных («открытых») разломов в пределах большей части этой площади, принадлежащей Сибирской платформе, нет. В теле платформы преобладают «скрытые» разломы, проявленные в геологических формациях системами трещин, зонами расщепления и смятия. На космических изображениях они прослеживаются фрагментарно прерывистыми и волнистыми линиями, сериями линеаментов, которые часто разветвляются и сливаются вновь, границами цветовых и тоновых аномалий. При дешифрировании рельефа и анализе рисунка водотоков эти разломы трассируются специфическими признаками (уступы рельефа, гряды, изгибы русел рек и др.).

Количественная обработка схем линеаментов всех перечисленных материалов комплексом специальных программ позволила выделить в теле платформы протяженные устойчивые зоны линейных дислокаций различного характера выраженности преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. Как показали результаты сопоставления с геофизическими и геологическими данными, они отвечают наиболее глубинным и долгоживущим нарушениям земной коры данного региона. Эти зоны и узлы их пересечения рассматриваются в качестве наиболее проницаемых в земной коре фанерозоя.

Использование программ поиска эпицентров структур заданного диаметра в схемах дешифрирования линеаментов и анализ множества композитов, полученных при трансформациях зональных изображений, позволили выделить на площади признаки радиально-концентрических структур диаметром 180—220 км. Наиболее хорошо такие структуры просматриваются в рисунке речной сети, фрагментами — в рельефе, сложными цветовыми круговыми и изометричными образами — на различных композитах. По степени надежности выделения эти структуры разделены на три группы — проявленные во всех материалах, в двух и только в одном. Косвенно это отражает уровень их первичной энергетической активности и последующей тектонической трансформации.

Пространственное сопоставление выделенных структур с геологической картой поверхности, рельефом кристаллического фундамента, первичными и трансформированными геофизическими полями показывает незначительное, но, в целом, очевидное влияние на ранее сформированные структурные планы, а также на распределение более поздних осадочных формаций, что позволяет рассматривать их как очаги глубинной наложенной активизации.

Пространственная позиция этих элементов отражена на специализированной космоструктурной схеме Западной Якутии, послужившей основой для формирования дистан-

ционной прогнозно-поисковой модели, позволившей оконтурить участки, благоприятные для образования таксонов в ранге *район* кимберлитового магматизма». Все три известных в настоящее время в Якутии промышленно алмазоносных района (Малоботуобинский, Далдыно-Алаkitский, Среднемархинский) оказались в контурах участков, где присутствовало аномальное количество выбранных признаков. Кроме того, на обширной территории установлен еще ряд перспективных участков (рис. 3, А), на части которых уже обнаружены кимберлиты.

Модель открыта для признаков, которые получают при анализе других материалов. Главное условие — возможность их площадного проявления и оконтуривания. Наиболее подходят для этого результаты площадных геофизических съемок, сведения о мощности и составе литосферы, данные о величинах эрозионного среза, контурах распространения посткимберлитовых отложений и т.д. Комплексный анализ всей совокупности такого рода информации позволяет оперативно оценивать экономически целесообразную очередность вовлечения перспективных участков в дальнейший анализ.

Результаты локальных работ. Более детальные исследования проведены на четырех известных в настоящее время в России площадях (Малоботуобинская, Далдыно-Алаkitская и Среднемархинская в Якутии, Зимнебережная в Архангельской области), где в кимберлитах алмазы содержатся в промышленных концентрациях и являются предметом добычи. Количество известных кимберлитовых тел в их пределах колеблется от 5 до 70. Они вмещаются осадочными толщами нижнего палеозоя и частично перекрыты образованиями верхнего палеозоя и мезозоя, внедрились в среднее палеозое.

Первоначально изучались участки размером около 5 тыс. км² по материалам зональных космических съемок «Modis» с разрешением 250 м/пиксел, а затем фрагменты этих площадей размером в первые тысячи и сотни квадратных километров — по снимкам «Landsat» и «SPOT» с разрешением от 120 до 15 м/пиксел. Параллельно анализировался цифровой рельеф и рисунок речной сети в сопоставимых масштабах, доступные геофизические поля и геологические карты. При дешифрировании дистанционных материалов на всех площадях установлена достаточно густая и разноориентированная трещиноватость верхней части коры, однако крупных тектонических нарушений, убедительно контролирующих проявления известного кимберлитового магматизма, не обнаружено. Установлены лишь непротяженные слабопроявленные трещины, вмещающие цепочки кимберлитовых трубок, которые тракуются исследователями как расположенные над магматическими очагами и являющиеся лишь случайными путями миграции магм. Никаких особенностей, которые отличают их от сотен и тысяч окружающих, не отмечено.

Количественная и качественная обработка схем линеаментов дает возможность констатировать, что в целом все изученные площади пространственно совмещены с узлами пересечения 2—3 региональных зон, которые полностью поглощают участки локализации кимберлитовых тел. На всех присутствуют в ландшафте признаки радиально-концентрических структур диаметром около 200 км. Кроме того, по комплексу разнообразных признаков отмечено присутствие радиально-кольцевых и круговых образований диаметром от 80 до 30 км и менее. Космоструктурные схемы изученных участков построены по результатам

комплексного анализа дистанционных материалов по единым легендам и в единых масштабах, что позволило пространственно позиционировать известные кимберлитовые проявления относительно разнообразных площадных, линейных и кольцевых структур, оценить их связи, выделить черты сходства и различия. В результате были сформированы дистанционные прогнозно-поисковые модели, содержащие только постоянно присутствующие на всех площадях признаки. Они способствуют локализации участков проявления известного магматизма в ранге *поле* и *куст* и

оценке остаточных перспектив этих площадей. Пример такого анализа для Малоботубинской и Мирнинской площадей показан на рис. 3, Б, В, Г. Эти же модели могут быть использованы для оценки потенциала новых площадей.

Изучению форм структурного контроля различных таксонов кимберлитового магматизма посвящено множество работ. При общем признании в качестве основного фактора пространственного размещения площадей древних платформ в остальном взгляды расходятся. Одни исследователи отдают предпочтение зонам глубинных разломов и

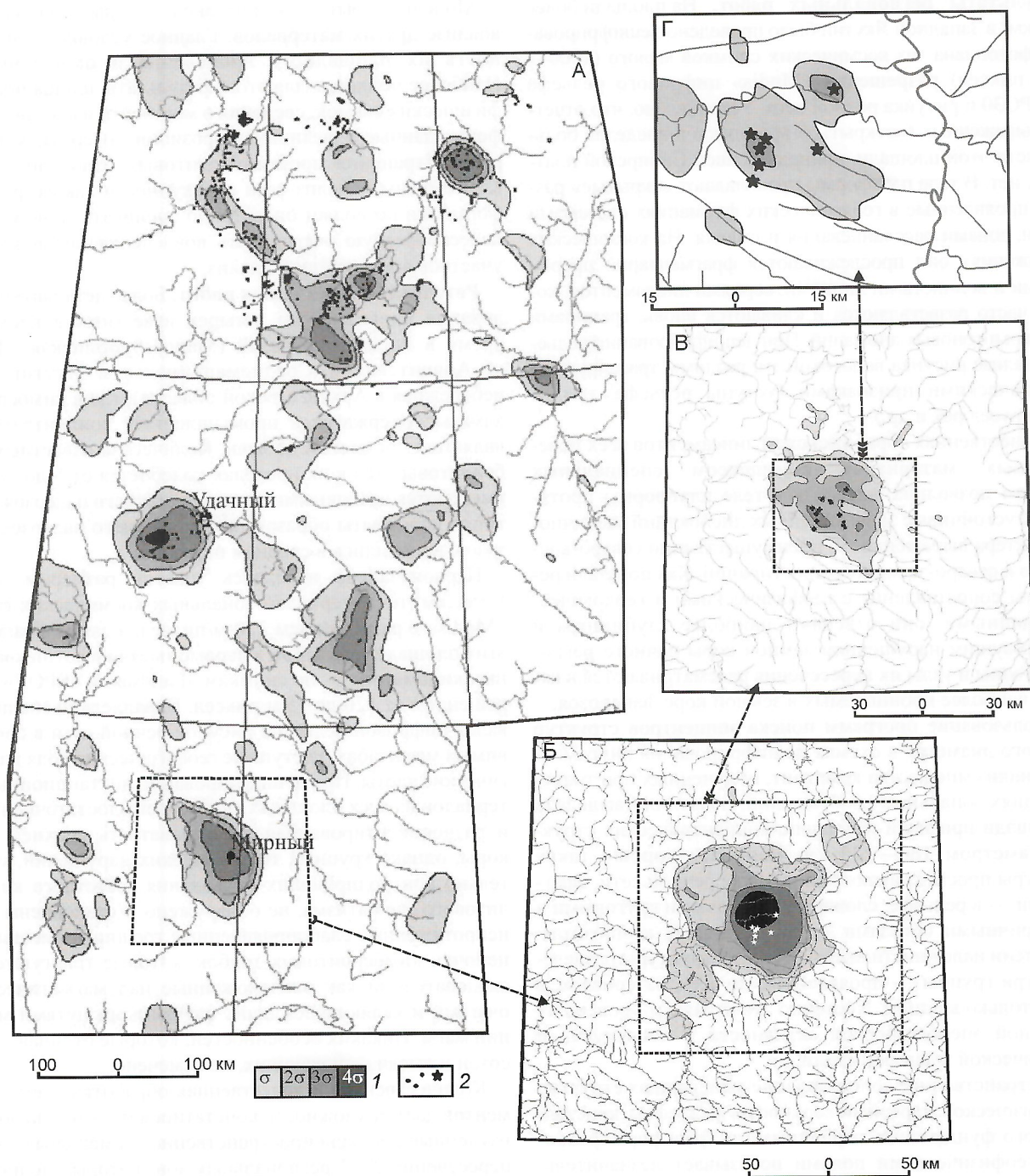


Рис. 3. Участки, благоприятные для проникновения к поверхности кимберлитов, по дистанционным прогнозно-поисковым моделям ранга:

А — район, Западная Якутия; Б — поле, Малоботубинский алмазоносный район; В и Г — поле и куст, Мирнинская площадь; 1 — площади внутри изолиний с аномальным присутствием благоприятных признаков со значениями $(x+\sigma)$, $(x+2\sigma)$, $(x+3\sigma)$, $(x+4\sigma)$; 2 — известные скопления кимберлитовых тел и отдельные трубки

узлам их пересечения, другие — пликативным структурам, склонам крупных поднятий, флексурным перегибам в отложениях платформенного чехла, зонам сочленения антеклиз и синеклиз, авлакогенам и т.д. На практике использование предлагаемых критериев обычно не позволяет в достаточной степени локализовать участки для проведения наземных поисковых работ. Чаще всего они проводятся путем последовательного опоискования площадей, прилегающих друг к другу.

Большинство современных гипотез образования кимберлитов предполагает существование вертикально направленного физико-химического и динамического воздействия перемещающихся мантийных масс на вмещающую среду, т.е. локализованный участок внедрения на некоторой глубине должен характеризоваться наличием среды, отличающейся от окружающей изменением структурно-тектонической обстановки и вещественных преобразований. Это подтверждают выполненные к настоящему времени разнообразные геофизические исследования в пределах основных алмазоносных площадей России. Под ними отмечено повышение скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича, различного рода деформации (прогибы, поднятия, смещения) в ее поверхности. Зафиксированы положительные структуры в рельефе кристаллического фундамента и некоторых других внутрикоровых сейсмических границах. Отмечены специфические искажения гравитационного и магнитного полей.

Традиционная модель «района» кимберлитового магматизма включает астеносферу, литосферу, земную кору, мантийные диапиры, корово-мантийные разломы, осадочный чехол, флюидно-магматические колонны с интрузивными телами, наделенными параметрами намагниченности, плотности, скорости прохождения сейсмических волн, электрического сопротивления [3]. Более всего это пространство отличается от окружающей среды в нижних и средних частях земной коры, верхних в связи с расщеплением колонн традиционными геолого-геофизическими методами — обычно не фиксируется. Для моделей *полей* и *кустов* обсуждается комплекс геолого-геофизических признаков, выявление которых возможно только при детальных исследованиях, что нереально на новых площадях. Актуальна задача — усилить этот комплекс материалами, которые позволяют экспрессно фиксировать разнотелные структуры, контролирующие процесс, и которые имеются для любых частей планеты.

Анализ космических российских снимков, проведенный нами в начале 90-х годов прошлого века для ряда алмазоносных площадей мира, показал присутствие в их пределах следов радиально-кольцевых структур разных диаметров, рассматривающихся автором как следы мантийных и коровых энергетических струй [18, 19]. Их образование связывалось или с волновыми энергетическими импульсами, способствующими быстрой транспортировке кимберлитовой магмы из мантии к поверхности, или с активизацией подкоровых и внутрикоровых магматических очагов, где мантийные флюиды эволюционировали с отделением кимберлитов в периоды активизации.

Анализ дистанционных материалов новых поколений подтвердил наличие этих структур и позволил получить уточняющую информацию, хорошо коррелирующую с вновь полученными по ним в последние годы данными сейсмического и электрического зондирования, гравитационного и магнитного моделирования. Все они сви-

детельствуют о решающей роли в контроле таксонов этой группы кимберлитового магматизма очаговых активизационных процессов.

Термин *очаговая структура* ввели М.Н.Фаворская и И.Н.Томсон [22] в 1968 г. для характеристики вскрытых эрозией концентрически зональных купольных и кальдерообразных кольцевых морфоструктур диаметром до 50 км, образовавшихся при внедрении интрузий разного состава. Затем это понятие было расширено до *очаговой магмотектонической структуры*, включившее и структуры диаметром в сотни и тысячи километров. Их общее определение — *изометричные в плане морфоструктуры взрывной и плутоногеной природы, имеющие концентрически зональное строение и своеобразный внутренний структурно-тектонический каркас, состоящий из системы радиально-концентрических эндогенных нарушений*. При наземных работах эти структуры, как правило, не картировались.

Причину образования структур такого рода видят [13, 22, 23] в глубинных взрывах, обусловленных импульсивными подъемами углеродно-водородных потоков к земной поверхности вследствие дегазации ядра Земли. Тепловые взрывы на границе жидкого ядра и мантии с позиций теории самоорганизации квалифицируются как режимы с обострением, т.е. распространение тепла в среде с постоянной теплопроводностью в условиях, когда на границе среды температура или поток тепла обращаются в бесконечность за конечное время обострения. С позиций синергетики подобная нелинейность приводит к новым законам роста неустойчивости, возникновению новых структур, каковыми и являются флюиды (плюмы), отделяющиеся от заключающей их матрицы. Взаимодействие сверхэнергетического флюида с породами нижней мантии ведет к сублимации их в газовую фазу, обогащающуюся при движении элементами твердого субстрата. Процесс проходит с затратами тепла, но химическое взаимодействие существенно водородного восстановительного флюида с кислородсодержащей матрицей компенсирует тепловые потери. Изначально водородный плюм, сублимируя существенно кислородный субстрат, становится водно-водородным с наличием в газовой фазе соединений Si, Mg, Fe, S, Ni и в меньшей степени Al, Ca, Na, Cr, Mn, Ti и т.д. Зона плавления в головной части плюма — своеобразная тепловая ловушка, где происходит не только расход тепла на плавление породы, но и растворение флюидных компонентов во вновь образуемом расплаве. Зона плавления при достижении значительных размеров сама начинает играть роль тепловой аномалии, длительное существование которой обеспечивается за счет накопленной расплавом тепловой энергии и подпиткой его теплом и флюидами из нижней части плюма.

Однонаправленный вынос из мантии флюидных и неогерентных компонентов приводил к истощению этими компонентами и кристаллизации пород, что обуславливало «отжимание» перед фронтом кристаллизации флюидных примесных компонентов и формирование астеносферы. В верхних горизонтах литосферы пути движения плюмов определялись тектоническими силами. По наиболее ослабленным зонам подъем флюидов происходил быстро до определенных горизонтов, где они начинали активно взаимодействовать со средой. Такая трактовка хорошо объясняет «многоэтажное» строение магматических комплексов. Существование промежуточных энергетических

и магматических очагов, аккумулирующих глубинную энергию, обуславливало развитие серии дочерних морфоструктур — сателлитов центрального типа, которые коррелируются с более мелкими по размерам границами разделов внутри толщи земной коры.

Газовые взрывы внутри очагов приводили к образованию камер сжатия, а по периферии в окружающей среде — сферических зон дробления и трещинообразования. Отсюда и тектонический каркас очаговых тектономагматических структур в коре в виде системы эндогенных радиальных и кольцевых нарушений. На поверхности деформации они выражались округлыми морфоструктурами центральной симметрии, рассеянными сетью радиальных и кольцевых разломов, а в разрезе — тектоническими конусами разрушения (рис. 4).

Эти каркасы использовались магматитами и флюидами, которые, при прочих благоприятных факторах, формировали месторождения алмазов и других руд. Процесс носил пульсационный характер, что и объясняет многофазность магматизма в пределах изученных алмазных площадей.

При формировании прогнозно-поисковых моделей таксонов кимберлитового магматизма важное значение приобретает понимание их сути. Первая группа таксонов (провинция, субпровинция и зона) в этом смысле менее интересна для производственных организаций, которые заинтересованы в относительно локальных площадях для проведения поисковых работ. Вторая группа (районы, поля, кусты) для своего выделения по традиционным технологиям требует [10] проведения обширного комплекса исследова-

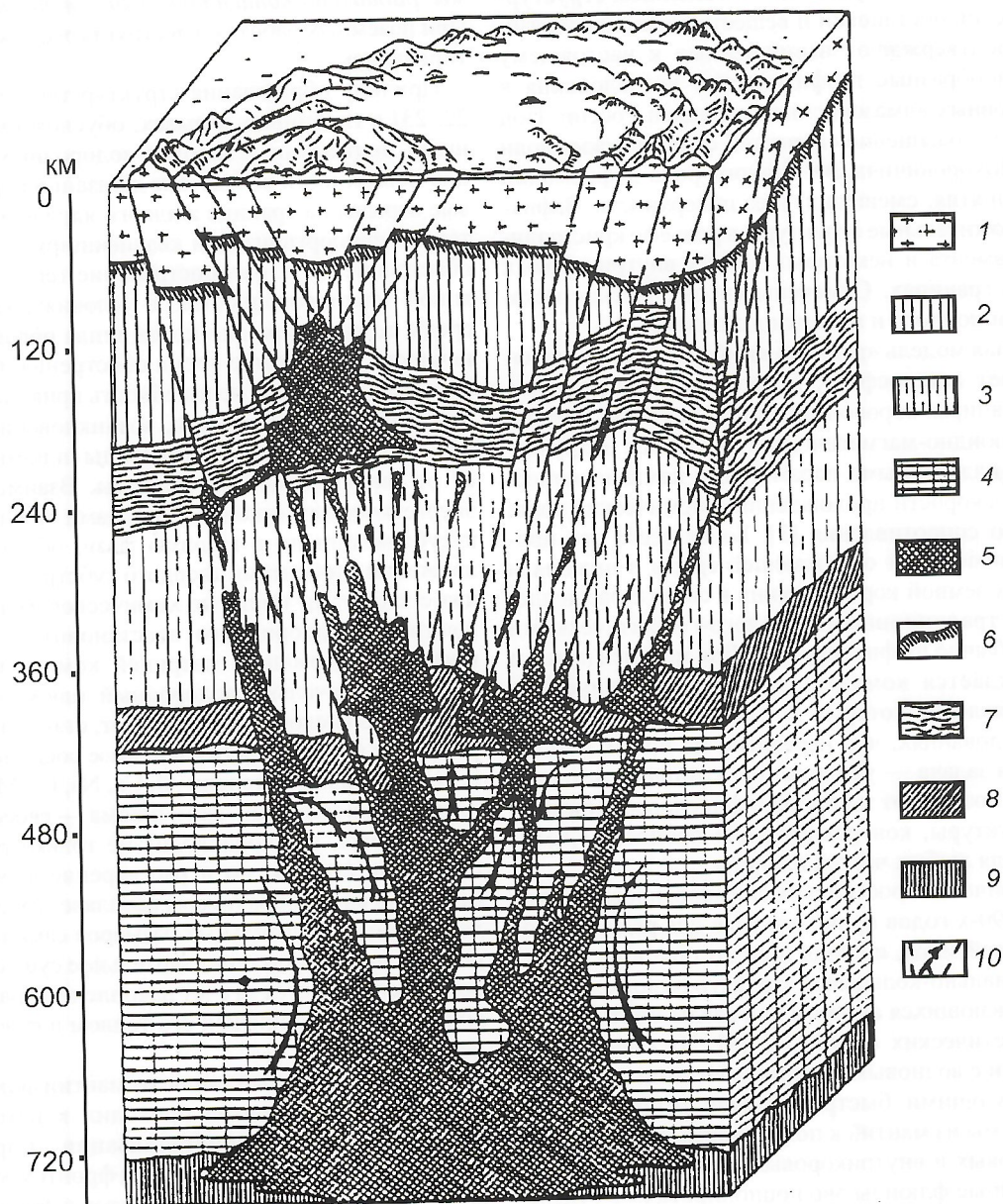


Рис. 4. Разрез скрытоплутонической региональной очаговой тектономагматической структуры (геокона) и ее дочерней морфоструктуры. По В.В.Соловьеву, 1978 с дополнениями О.П.Сторожука [20]:

1 — земная кора; 2 — верхние твердые слои мантии; 3 — верхняя мантия; 4 — средняя мантия; 5 — мантийные дифференциаты; 6 — граница Моховичича; 7 — астеносфера; 8 — 400-км, 9 — 700-км; 10 — направления движения магмы и растворов в тектоническом конусе растяжения

дований, к которым относятся геологическое, минералогическое и геохимическое картирования масштабов 1:500 000—1:50 000 и крупнее, сейсмическое зондирование ГСЗ-МОВЗ, гравиметровая и магнитная съемка масштаба 1:200 000—1:10 000, аэроэлектроразведочные исследования (ДИП, АД). Важно и то, что дискуссия о размерах и основных параметрах этой группы таксонов до сих пор не завершена.

По результатам проведенных исследований в пределах алмазоносных площадей в настоящее время мы различаем четыре энергетических уровня, обеспечивающих продвижение глубинных магм к поверхности — *подкоровый, нижнекоровый, среднекоровый и верхнекоровый*, которые проявлены структурами соответствующего размера. Именно их предлагается рассматривать в качестве контролирующих кимберлитовые таксоны в ранге от *района* до *куста*.

Подкоровый уровень представлен радиально-концентрическими структурами диаметром около 200 км, внешние границы которых можно принимать за контуры районов кимберлитового магматизма. Причиной их возникновения служили мантийные диапиры, что подтверждает региональный сейсмический профиль «Кратон» [7], который полностью пересекает Далдыно-Алакитскую площадь. Особенности строения мантии под ней выражены изменением сейсмических границ на глубинах ниже 300 км и выше, где отмечается: 1) уменьшение скорости объемных волн в самой верхней части мантии и ее повышение на границах района (разница 0,25 км/с); 2) увеличение мощности первого слоя на 6 км с пониженной скоростью (понижение скорости в нем на 0,20—0,25 км/с); 3) снижение скорости продольных волн на глубине 100—140 км на 0,1 км/с; 4) уменьшение мощности второго слоя с пониженной скоростью на 15 км; 5) уменьшение относительно соседних блоков скорости продольных волн в интервале глубин 45—225 км на 1%. За пределами этого пространства нет ни энергетических, ни материальных условий для образования таксонов более низкого ранга.

Нижнекоровый уровень маркируется радиально-кольцевыми или круговыми (в зависимости от типа преобразования изображений) структурами диаметром около 80 км. В ряде работ структуры именно этого размера рассматриваются в качестве районов [2] или полей [3] кимберлитового магматизма. В принятой автором иерархии они располагаются между структурами, обеспечивающими контроль *районов и полей* кимберлитового магматизма. На Далдыно-Алакитской площади в их пределах находятся два известных там поля, на Зимнебережной — три. В качестве причин их формирования рассматриваются очаги тектоно-магматической активизации в нижних (20—25 км) частях земной коры. Это подтверждают данные сейсмического и гравитационного моделирования на Малоботобинской площади, где под такой структурой обнаружено [21] локальное повышение скорости волн (до 6,9 на фоне 6,8 км/с), которое заключено между внутрикоровой границей и границей Мохо. Средняя ширина данной области составляет 70—90 км.

Среднекоровый энергетический уровень, вероятно, расположен на глубинах 10—6 км и проявлен на поверхности кольцевыми структурами диаметром 20—30 км. Они постоянно контролируют все известные поля кимберлитового магматизма. Кроме того, для этих участков характерна повышенная плотность микролинеamentов и аномальная

их изотропность. В районе Мирнинского поля [21] под этой структурой по данным сейсмического зондирования в верхах кристаллического фундамента зафиксирована аномалия пониженной скорости волн (до 6,18—6,2 на фоне 6,3—6,35 км/с) шириной 30—40 км, «разрывающая» преломляющую границу 1 и прослеженная вглубь коры до 20 км. В Среднемархинском районе (сейсморазведочные наблюдения в модификации продольного профилирования МОВ-ОГТ [2]) также присутствует контрастная трансформационная аномалия поля рассеянных волн, которая отождествляется с субвертикальной глубинной кимберлитобразующей системой гетерогенного типа. Эту систему характеризуют относительно повышенные упругие свойства, что позволяет авторам предположить участие в ее строении ассоциаций неоднородных образований основного (базитового) состава. Поперечные размеры такой структуры составляют 25—27 км, что вполне соответствует размеру таксона в ранге кимберлитовое *поле*.

Верхнекоровый энергетический уровень проявлен на поверхности кольцевыми и круговыми структурами диаметром около 10 км и располагается, вероятно, на глубинах не менее 2—4 км. С ними пространственно совмещены комплексные положительные аномалии локальных составляющих гравитационного и магнитного полей, что позволяет предположить развитие здесь ареалов базит-гипербазитового магматизма, представляющих собой дериваты флюидно-магматической колонны над среднекоровыми очагами активизации. Именно над ними формировались ареалы даек, которые проникали в приповерхностное пространство в результате очередных энергетических импульсов.

Верхнекоровый уровень проявлялся, по-видимому, непосредственно в приближающихся к поверхности кимберлитовых телах и представлял собой процесс высвобождения внутренней энергии, заключенной непосредственно в иммигрирующем материале, что доказывает отмеченное в шлифах микровзрывное дробление фенокристаллов и автолитов, обязанное высокому внутреннему давлению флюидов в их включениях, отвечающему термодинамическим условиям роста кристалла-хозяина в магме [9]. Газы, дополнительно привносимые из автолитов и фенокристаллов, продвигали жизнь флюидизатных систем. Магма в трубках, насыщенная газом, при декомпрессии испытывала взрывное кипение. Адиабатическое расширение газовой фазы сопровождалось снижением температуры и затвердеванием магмы. Именно поэтому не наблюдалось волновое распространение энергии в окружающем пространстве, что и объясняет отсутствие радиально-кольцевых структур непосредственно вокруг трубок.

Гипотезу пульсационного продвижения кимберлитов в земной коре подтверждают исследования И.В. Ащепкова с соавторами [1], которые при изучении особенностей минералогии и геохимии глубинных минералов отметили дискретность отдельных групп ильменитов, гранатов, хромитов и других, что обусловлено избирательностью интервалов опробования мантийной колонны поднимающимися кимберлитовыми расплавами. Локальное обогащение железом на каждом уровне и несколько трендов обогащения TiO_2 очевидно свидетельствуют о нескольких этапах внедрения расплавов в мантийной колонне, что сопровождалось разогревом и интенсивным взаимодействием. Разогрев нижней части колонны мог вызывать растворение мелких алмазов и рост крупных. *ТР-условия* для мине-

ралов и тренды взаимодействия обнаруживают также четыре этапа просачивания и подъема расплавов, сформировавших четыре промежуточных уровня, т.е. и эти данные подтверждают, что подъем расплавов носил пульсационный характер с постепенным перемещением магматической камеры в верхние этажи. Ильменитовый тренд с четырьмя основными интервалами в данном случае отражает строение подводящих каналов перед извержением. В нижней части — метасоматоз и просачивание сквозь перidotитовый субстрат, далее жильно-камерное фракционирование (совместно с минералами KD, для которых $REE > 1$ — циркон, апатит, перовскит) и затем согласно механизму AFC в жильной системе в верхней части.

Сравнение позиции промышленно алмазоносных кимберлитов на всех изученных эталонных площадях относительно структурных ансамблей, характеризующих разнотглубинные энергетические процессы, позволил выявить устойчивую специфику в их локализации. Все алмазоносные кимберлиты, достигшие поверхности, располагались в блоках, где присутствовали признаки максимальной вертикальной проницаемости земной коры во всем ее объеме в виде пространственного совмещения (полного или частичного) всех четырех рассмотренных структур. В графическом варианте идеализированная модель развития алмазоносной кимберлитовой системы по данным дистанционного зондирования выглядит (рис. 5) как система совмещенных в пространстве следов разнотглубинных энергетических очаговых процессов, информирующих о последовательном приближении к поверхности глубинных магм.

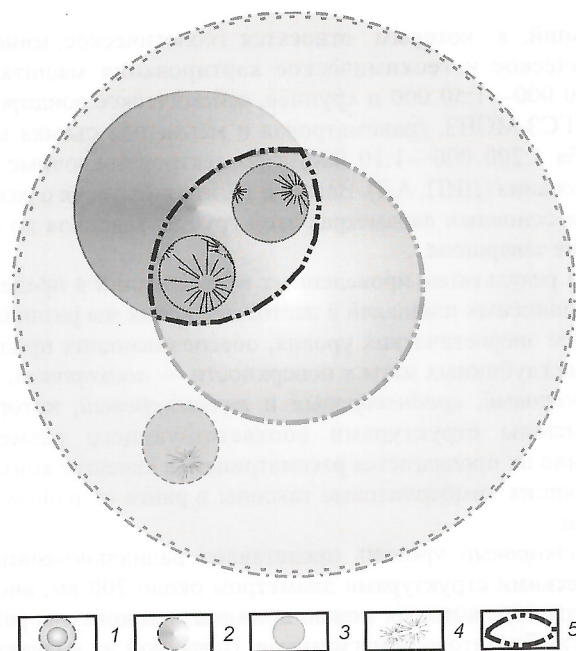


Рис. 5. Идеализированная модель развития алмазоносной кимберлитовой системы в плане:

проекции на поверхности очагов активизации: 1 — подкорового с выделенной ядерной частью, 2 — нижнекорового, 3 — среднекоровых, 4 — верхнекоровых; 5 — благоприятная область для локализации кимберлитов с промышленной алмазоносностью

Сферы приложения материалов космического зондирования при прогнозе и поисках коренных месторождений алмазов

Ранг прогнозируемых таксонов	Стадия изучения и масштаб	Площадь, км ²	Применяемые материалы космического зондирования		Другие методы
			Основные	Дополнительные	
Провинции и субпровинции	Структурное дешифрирование, 1:5 000 000	Миллионы	КСС «Метеор», NOAA	Фотопланы из КСС	Тектонические карты континентов
Субпровинции и зоны	Региональное картирование, структурный анализ и спектральный анализ, 1:2 500 000	Сотни тысяч	КСС «MODIS», «Landsat», МСУ-СК, КАТЭ-200	Фотопланы из КСС и КФС	Геологические и тектонические карты, результаты мелкомасштабных гравимагнитных съемок и сейсмического зондирования
Районы	Среднемасштабное картирование, структурный и спектральный анализ, 1:1 000 000	Десятки тысяч	КФС «Ресурс-Ф», КС «Landsat»	Радиолокационные и тепловые снимки	Геологические карты, результаты среднемасштабных гравимагнитных съемок и сейсмического зондирования
Поле	Детальное картирование, структурный и спектральный анализ, 1:500 000—1:100 000	Тысячи—сотни	КФС «Ресурс», МСУ-Э, МК-4, ТК-350, SPOT-4, LISS	Радиолокационные и тепловые съемки	Аэромагнитная и гравиметровая съемки, электроразведка, геологическая и геохимическая съемка, структурное бурение
Месторождение	Поиски аномалий, 1:50 000—1:10 000	Десятки	Интегральные КФС с разрешением от 10 до 1 м (КФА-3000, КВР-1000, Iconos)	Высотные АФС	Детальные магнитные аэросъемки, наземные минералогические и геохимические съемки, поисковое и разведочное бурение

Выделяемый в конечном варианте участок по площади не превышает первые сотни квадратных километров, что значительно сокращает фронт поисковых наземных работ.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Разработка научно обоснованных критериев прогнозной оценки алмазоносности регионов с целью выделения перспективных площадей, а также совершенствования методики прогнозно-металлогенических исследований — важная задача современного этапа развития геологии алмазов. Особое значение эти исследования приобретают в условиях резкого сокращения в последние десятилетия планомерных геологических и геофизических съемок, глубинного картирования и геологического доизучения площадей, в связи с чем крайне важным становится планомерное изучение и постоянный (в свете вновь появляющихся материалов) сравнительный анализ статистически значимого количества эталонов, позволяющий обоснованно говорить об устойчивости выявляемых критериев, представляющих собой выдержанные, статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены из известных алмазоносных районов на вновь оцениваемые территории.

К наиболее важной особенности методики отраслевого прогнозирования следует отнести также последовательное вовлечение в анализ все более крупномасштабных материалов (геологические и геофизические карты различного содержания, космические снимки), а также использование критериев прогнозирования в определенной последовательности — от региональных геолого-структурных и формационных к более локальным минералогическим, геохимическим, получение которых более трудоемко.

2. Классические программы прогноза и поисков алмазов включают несколько стадий, в пределах которых материалы космического зондирования играют различную роль (см. таблицу). Наиболее эффективно их применение на первых стадиях работ — предварительная рекогносцировка, региональное и детальное картирование, когда расшифровывается геологическое строение крупных регионов, уточняется взаимоотношение структур, выбираются площади для постановки наземных поисковых работ. На последующих стадиях космические снимки должны выполнять вспомогательную роль в комплексе с наземными методами.

3. Проведенные исследования позволили усовершенствовать технологию последовательной (системной) локализации участков, перспективных для поисков кимберлитовых площадей с использованием космической информации все возрастающей детальности, что максимально отвечает принципам системного подхода. Использование материалов дистанционного зондирования на ранних этапах оценки алмазоносности новых территорий позволит значительно сократить временные и материальные затраты при открытии новых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др. Особенности минералогии и геохимии глубинных минералов из трубки «Зарница» / Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50). — С-Пб., 2004. С. 36—39.
2. Бизайс Я.Я., Караев Н.А., Лебедин П.А. Региональная сейсморазведка МОВ-ОГТ при решении прогнозно-поисковых

задач на алмазы / Геология алмаза — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1111—1123.

3. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Прусакова Н.А. Стадийная технология ведения геологоразведочных работ на алмазы на Восточно-Европейской платформе / Геология алмаза — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1124—1135.
4. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
5. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. — М.: Недра, 1985.
6. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев: Наукова думка, 1978.
7. Егоркин А.В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алаkitским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 24—37.
8. Занкович Н.С., Зинчук Н.Н. Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж, 2001.
9. Зинчук Н.Н., Пизнор А.В. Новое о вскипании алмазоносных магм / Тезисы IV международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». — М., 2003.
10. Зинчук Н.Н., Герасимчук А.В., Гарат М.Н. Научно-методическое обеспечение геологоразведочных работ АК «АЛРОСА»: направление, структура, основные результаты исследований, проблемные задачи / Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы решения. — Мирный, 2003. С. 6—28.
11. Илунин И.П. Кимберлиты Якутии — линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы. 2003. № 5—6. С. 60—69.
12. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. 1974. № 10. С. 3—19.
13. Маракушев А.А. Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 500—511.
14. Невский В.А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 47—61.
15. Невский В.А., Фролов А.А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. — М., 1985.
16. Петров А.И. О механизме образования структур центрального типа // Советская геология. 1968. № 9. С. 139—145.
17. Петров А.И., Плотников Л.М., Юревич Г.Г. Механизм образования структур центрального типа // Советская геология. 1971. № 2. С. 75—84.
18. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 3—8.
19. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. — М., Недра, 2001.
20. Сторожук О.П. Очаговые магмотектонические структуры и их роль в прогнозировании эндогенных рудных месторождений (на примере Центрально-Алданского и Центрально-Кольского районов). Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 2004.
21. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В. Структура земной коры Мало-Ботубинского и Далдыно-Алаkitского кимберлитовых районов по данным сейсмического и гравитационного моделирования / Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). — С-Пб., 2004. С. 339—343.
22. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруднения // Советская геология. 1968. № 9. С. 73—86.
23. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. — М.: Недра, 1974.

Металлогеническое районирование: состояние и перспективы (на примере оловоносности востока России)

Н.П.МИТРОФАНОВ (ВИМС)

После «золотого века геологии» на территории России практически не осталось неизвестных рудоносных площадей. Надеяться на открытие новых металлогенических провинций, областей, рудных районов нет серьезных оснований. Если на минерагенических картах появляются новые названия таксонов, то только благодаря тому, что их площади и ранги каждым исследователем трактуются по-своему. Из-за отсутствия принятой таксономии размеры металлогенического подразделения одного ранга могут различаться на несколько порядков. Площадь Северо-Янского оловорудного района в Якутии превышает 1 млн. км², Певекского района на Чукотке составляет 240 км² [3]. В пределах Северо-Янского района якутские геологи выделяют серии металлогенических зон, а в их пределах рудные районы с собственными названиями [17, 21]. Территорию Кавалеровского рудного района на юге Приморского края И.Н.Томсон определяет в 470 км² [19], Е.А.Радкевич в 1300 км² [2]. Приморские геологи, справедливо причисляя к ней периферические оловорудные узлы, считают площадь района равной не менее 5000 км² [10]. В новейшей публикации по Корьякско-Камчатской металлогенической области [6] допускается выделение в ее пределах серии металлогенических провинций, вмещаемых структурно-формационными зонами. В рамках провинций без каких-либо ограничений показываются металлогенические зоны складчатого основания. С ними не увязываются площади рудных районов. Представленная схема и схемы металлогенического районирования предшественников [3, 16], составленные на той же тектонической основе, по рангам и названиям таксонов совершенно несопоставимы.

Рудные узлы и поля в регионах России, как правило, выделяются производственными организациями. Разработанные ими схемы районирования подчиняются единственному канону — мере экстенсивности и интенсивности проявления полезного ископаемого. Эта мера зависит от полноты изученности и знания составителями закономерностей размещения месторождений. Такие схемы являются сугубо авторскими, многочисленными и радикально различающимися между собой.

Существующее в отечественной металлогении «вавилонское столпотворение» — результат использования устаревших металлогенических представлений. Согласно существующим определениям региональных таксонов (провинции, области, зоны), они соотносятся с контурами крупных структур земной коры [12]. Однако давно отмечено, что тектоническое районирование, построенное в рамках геосинклинальной концепции, не всегда совпадает с металлогеническим [3, 5]. Локальные таксоны, к которым И.Н.Томсон относит рудные районы, узлы и поля [19], по тем же определениям рассматриваются как части крупных металлогенических подразделений, и закономерности распределения этих «частей» произвольны. Проблема отяго-

щается тем, что в геологической практике к площадям таких таксонов привязываются количественные оценки потенциальных и прогнозных ресурсов, делая их невоспроизводимыми.

Улучшило положение в региональном металлогеническом районировании использование новых геодинамических карт [1, 15 и др.]. На их основе выполнена «Минерагеническая карта Российской Федерации и прилегающих территорий» масштаба 1:2 500 000 (2000) и «Схема металлогенического районирования России» масштаба 1:5 000 000 (2002). Минерагеническая карта показывает в форме пуансонов положение геолого-промышленных типов месторождений в различных геодинамических обстановках. Использование компьютерных технологий сделало «Схему районирования» даже при меньшем масштабе более содержательной. В ней на основе выделения геодинамических комплексов и их структурно-вещественных особенностей дана интегральная металлогеническая характеристика всего разреза земной коры для всех региональных металлогенических единиц. Контурные провинций, областей и мегазон укладываются в границы геодинамических структур, но из-за мелко-масштабности основы и отсутствия на ней структур равновеликих территориальным (металлогеническим) зонам, контуры их уже проводятся по геологическим и геохимическим данным. Отсутствие крупномасштабных геодинамических реконструкций не позволяет определять контуры локальных металлогенических таксонов. К сожалению, это обстоятельство вызывает необоснованную критику геодинамической концепции, вместо того, чтобы поставить вопрос о необходимости составления соответствующих карт. Уместно напомнить, что геодинамика, изучающая процессы формирования вещественных комплексов, в. т.ч. рудных, ближе всего подводит нас к пониманию природы металлогенических подразделений и определению генезиса месторождений [8].

В середине прошлого века Э.Уиссер установил связь эндогенного оруденения с купольными структурами [20]. И.Н.Томсон и М.А.Фаворская (1971) указали на контроль рудных районов, узлов и полей орогенными очаговыми (тектономагматическими) структурами, наложенными на складчатость. В последнее время этот непреложный факт развили Е.В.Плюшев и другие [14, с. 20]. В монографии заявлено, что «рудные таксоны — не произвольные ареалы скопления рудных месторождений, а конкретные геологические тела». «Теоретической моделью таксонов является рудоформирующая система. Она представляет собой взаимосвязанные сочетания областей извлечения, избирательной мобилизации и перемещения исходно рассеянных рудных компонентов в области их концентрирования» [14, с. 14]. При этом не рассматривается вопрос об ограничивающих элементах, констатируя, что «выделение, типизация и уточнение конкретных границ рудоформирующих сис-

тем выполняются в результате специального металлогенического картирования» [14, с. 23]. В большинстве регионов России такие работы по унифицированным схемам не проводились. Поэтому контуры узлов авторы намечали, опираясь в основном на противоречивые данные местных геологов. Фундаментальный монографический труд убедительно показал, что у геологической службы страны отсутствует научно обоснованное металлогеническое районирование на локальном уровне.

Для выполнения металлогенического районирования и решения прогнозных задач, отвечающих современным требованиям, необходимо:

использовать единую таксономию металлогенических подразделений;

конкретизировать определения металлогенических таксонов как объемных объектов;

разработать методологию распознавания таксонов в структурах земной коры;

предложить адаптированные к объемным металлогеническим объектам варианты количественных расчетов их металлогенических потенциалов и прогнозных ресурсов.

Ответы на некоторые из этих вопросов в современной научной базе уже имеются [5, 11, 13 и др.], над остальными еще надо работать.

Таксономия металлогенических подразделений. Иерархический ряд металлогенических подразделений для всех полезных ископаемых был предложен Е.Т.Шаталовым с соавторами в 1964 г. [23]. В.И.Смирнов рудоносные площади в своих трудах разделял на провинции, области (пояса), районы (узлы), поля, месторождения. В дальнейшем эта шкала была конкретизирована Д.В.Рундквистом (1984), и в ней размер таксона каждого ранга отличался на порядок. И.Н.Томсон подчеркнул необходимость отделять региональные металлогенические подразделения от локальных (рудных). Цель региональной металлогении — выяснение условий, определяющих специализацию оруденения; локальной — установление условий концентрации оруденения. Исследования по ранжированию были подытожены В.М.Терентьевым с соавторами. [18]. Они различают планетарные металлогенические пояса, в региональном ряду — металлогенические пояса и провинции с базовыми размерами сотни тысяч квадратных километров, рудоносные области и зоны — десятки тысяч квадратных километров. К локальным (дискретным) подразделениям относят рудные районы — тысячи квадратных километров, рудные узлы — сотни квадратных километров и рудные поля — десятки квадратных километров. Базовые размеры месторождений определены в единицы квадратных километров. Предложенная соподчиненность металлогенических подразделений увязывается с иерархией масштабов и видов геологических исследований, проводимых в России, апробирована в цифровых картах полезных ископаемых ИАС «Госгеолкарт» [4]. Министерству природных ресурсов России остается только утвердить разработанное ранжирование, чтобы оно стало нормой в отрасли.

Определения металлогенических таксонов. Определение региональных подразделений как специализированной среды на полезные ископаемые, вмещающей крупными тектоническими структурами следует сохранить. Для снятия вопросов о нестыковке их границ, структуры геосинклинальной геологии необходимо заменить геодинамическими (плиты, островные дуги, пассивные континентальные окраины, рифты и др.). В определениях целесообразно

указать на геодинамические процессы, формирующие магматические образования (коллизия, субдукция и др.). Связь литофильных полезных ископаемых с гранитоидами позволяет уже на уровне областей соотносить их с орогенными тектономагматическими структурами.

В советский период вся площадь страны была изучена в масштабе 1:200 000, а рудные районы — 1:50 000. Специализация геологических образований была определена достаточно хорошо. Большинство месторождений, вскрытых эрозией, выявлены. Сейчас актуальна задача обнаружения глубокозалегающих и скрытых рудных объектов. Основные усилия должны быть направлены на разработку локального прогнозирования. Ученые давно изучают локальные рудно-магматические системы (Г.М.Власов, А.И.Кривцов, В.Т.Покалов и др.). Речь идет об объемном определении предмета поисков и прогноза, т.е. о составлении моделей этих систем, что в настоящее время и осуществляется во многих научно-исследовательских институтах.

Модель локального рудного объекта должна включать систему геологических, геохимических, геофизических и других критериев, характеризующих объект и область его развития. Для примера возьмем совмещенную модель рудного поля (область прогноза и поиска) и месторождения олова (объект) полиметалльно-оловянной формации (по классификации А.Б.Павловского). Модель составлена по хорошо изученным рудным полям и месторождениям Кавалеровского рудного района Приморского края. В деталях она освещена в работе [9]. Здесь приведем только основные свойства и характеристики, составляющие критерии и прямые признаки ее распознавания. На рис. 1, I показаны три частных модели. *Структурно-вещественная модель (I)*, в которой наиболее примечательна геометрия рассматриваемых рудных структур. Рудно-магматическая система поля представляет собой конус, перевернутая вершина которого упирается в выступ гранитоидного криптобатолита. Месторождение локализуется в наиболее нарушенной и магнезасыщенной зоне, часто называемой рудной воронкой. Оруденение тесно связано с поздними фазами становления гранитоидных тел. Магматические породы объединяются в габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитную формацию, где преобладают поздние калиевые разновидности кислых пород, подчиненно основные и средние. Есть и еще отличительный признак модели рудного поля — это купольная морфоструктура. Она сформировалась в результате внедрения выступа гранитоидного криптобатолита в осадочную кровлю. Образовавшуюся эндогенную структуру с многофазным внедрением гранитоидных тел И.Н.Томсон определил как очаговую [19].

В *метасоматической модели* (см. рис. 1, II) хорошо заметна наложенность рассматриваемой рудно-магматической системы на купол биотитов и приуроченность продуктивной части месторождения к границе региональных метасоматитов — биотититы и пропилиты. В рудной воронке месторождения четко проявлены фации локального метасоматоза: от грейзеноподобной в подошве, продуктивной березитоподобной в центре, с затухающим оловянным оруденением в пропилиноподобной фации верхней и фланговых частях системы.

В *минералогической модели* (см. рис. 1, III), подчиняясь смене локальных метасоматитов, проявляется зональное положение различных минеральных типов оловянного оруденения: от высокотемпературного грейзенового внизу рудной колонны, через продуктивные турмалиновый и хлори-

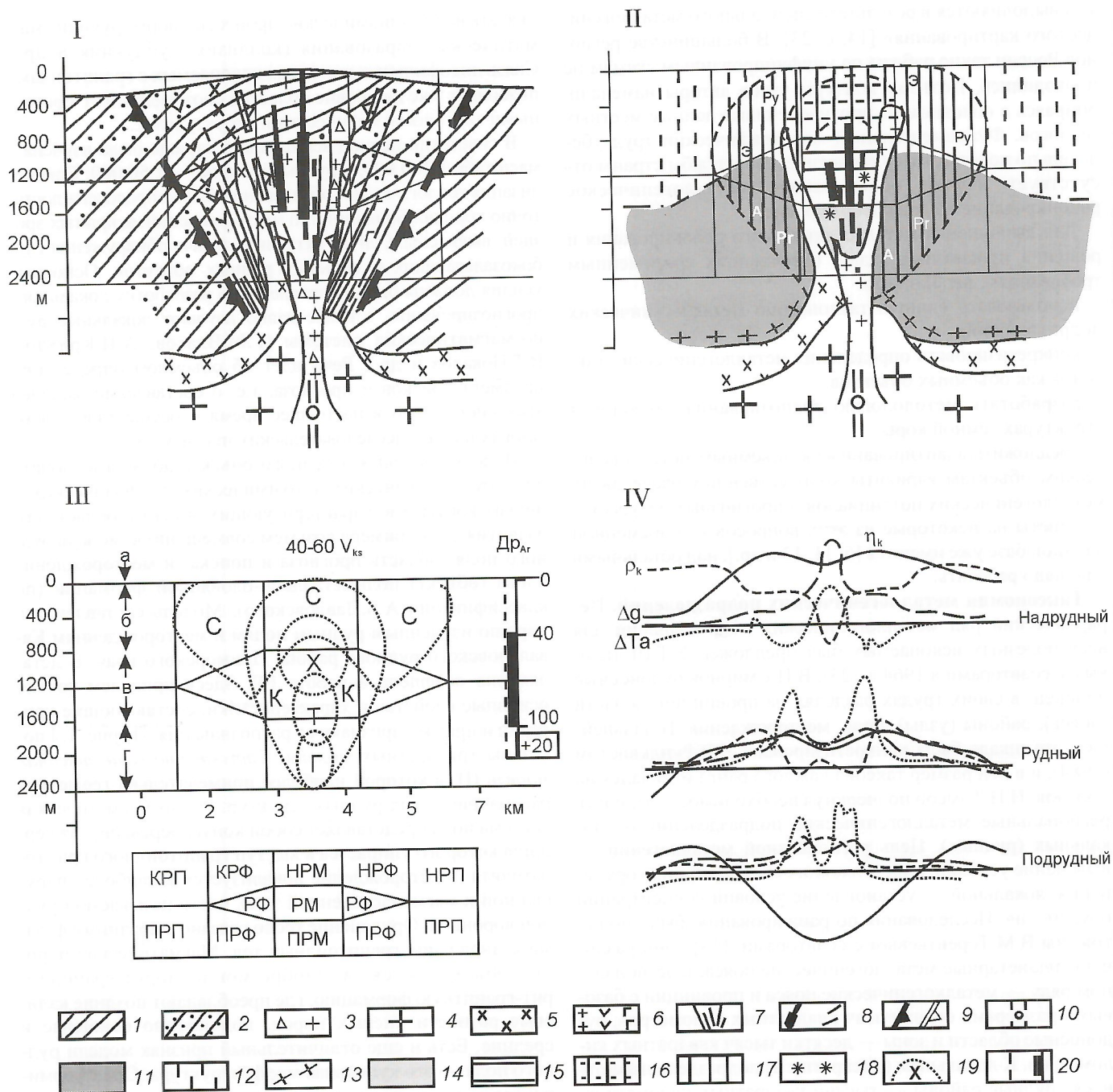


Рис. 1. Модели оловорудного поля и месторождения олова полиметалльно-оловянной формации:

модели: I — структурно-вещественная, II — метасоматическая, III — минералогическая с элементами геохимии, IV — геофизические графики на срезах; 1 — алевролиты и аргиллиты; 2 — пачки флишеидного переслаивания алевролитов и песчаников; 3 — трубки взрыва кислого состава; 4 — граниты криптобатолита; 5 — гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры; 6 — дайки состава: а — кислого, б — среднего, в — основного; 7 — трещиноватость; 8 — рудные тела: а — жилные, б — прожилково-вкрапленные зоны и штокверки; 9 — контуры: а — купольной рудно-магматической системы (рудного поля), б — рудной воронки (месторождения); 10 — глубинные зоны проницаемости; зоны региональных метасоматитов: 11 — биотититовая, 12 — пропилитовая; 13 — зона контактовых роговиков; фации локальных метасоматитов: 14 — грейзеноподобная, 15 — березитоподобная, 16 — переходная березито-пропилитоподобная, 17 — пропилитоподобная; 18 — турмалинизация; области преобладающего распространения: Э — эпидот, Ру — пирит, А — актинолит, Пр — пирротин; 19 — границы распространения минеральных типов оруденения: С — сульфидно-сульфосольного, К — колчеданного, Х — хлоритового, Т — турмалинового, Г — грейзенового; положение определяющих эрозийный срез геохимических ассоциаций: а — Au-Ag, б — Pb-Zn-Ag, в — Sn-Cu-As, г — W-Mo; 20 — вертикальный размах и благоприятные интервалы локализации оловянного оруденения по количеству арсенопирита дырочного типа проводимости, Dr_{Ar} , %; V_{ks} — термоЭДС касситерита, мВ; зоны геологического пространства [по 5]: РМ — месторождения, РФ — его фланги; надрудные: НРМ — месторождения, НРФ — фланговые, НРП — периферические; подрудные: ПРМ — месторождения, ПРФ — фланговые, ПРП — периферические; на графиках IV: Δg — поле силы тяжести, ΔTa — магнитное поле, ρ — удельное сопротивление, η — поляризуемость

товый тип к среднетемпературному сульфидно-сульфосольному (полиметаллическому) верху. Внизу продуктивные типы окружает колчеданный тип, вверху он объединяется с сульфидно-сульфосольным. За пределами рудного поля зональность продолжается в низкотемпературных типах золотосеребряного, а затем сурьмяно-ртутного оруденения [3, 9]. По геохимической зональности подрудные горизонты фиксируются вольфрам-молибденовыми аномалиями; продуктивная часть — оловянными, совпадающими с аномалиями меди и мышьяка. Надрудную часть отличают серебро-полиметаллические геохимические аномалии. Здесь же показана возможность определения эрозионного среза и продуктивности другими методами, в частности, по типам проводимости и значениям термоЭДС рудных минералов [9].

По геофизическим графикам (см. рис. 1, IV) отчетливо видно изменение величин плотности $\Delta\gamma$, магнитности ΔT , удельного сопротивления ρ и поляризуемости η пород рудно-магматической системы, имеющих различную величину над рудным полем и месторождением в зависимости от уровня эрозионного среза.

Из модельного образа нетрудно вывести определение оловорудного поля, вмещающего месторождения полиметалльно-оловянной формации. Это локальная структура в форме перевернутого конуса, наложенная на осадочное (возможно, вулканогенное) основание, выполненная магматическими, метасоматическими, рудными образованиями, опирающаяся на выступ гранитоидного криптобатолита и контролируемая коровым разломом, на поверхности проявленная купольной морфоструктурой размером $n \cdot 10$ км², характеризующаяся аномальными рудными и геохимическими концентрациями олова и сопутствующих ему компонентов. Подобное определение может быть распространено на рудные поля других полезных ископаемых гранитофильного профиля [13]. Через аналогичное построение моделей рудных узлов и районов, являющихся более крупными конформными полюсостройками, вырабатываются определения рудно-магматических систем, отражающих их объем, размер, вещественное наполнение и особенности раскрытия оруденения.

Методология выделения металлогенических подразделений гранитоидного профиля в земной коре. Месторождения олова формируются только в пределах континентальной коры. В Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса [1], занимающего восточные территории страны, расположены древние Сибирская (AR), Чукотская (AR-PR) и Амурская (AR-PZ) континентальные плиты (рис. 2). В процессе позднемезозойской орогении края плит преобразовались в складчатые и скупенные хаотические аккреционные сооружения, сопровождаемые широким развитием гранитоидного магматизма [1], обусловившего появление в нарушенном обрамлении плит многочисленных, в т.ч. крупных, месторождений олова. На краях каждой из плит выделяются соответственно Яно-Колымская, Чукотская и Дальневосточная оловоносные провинции, занимающие площади порядка $n \cdot 10^5$ км². Плиты в конце мезозоя объединились в Евразийский материк. На формирующейся континентальной коре Корьякского нагорья, зародилась Корьякская провинция, по размерам отвечающая области. На ее незрелой коре образовались мелкие месторождения олова [3].

Коренные месторождения олова, непосредственно связанные с гранитными телами, локализуются в их выступах или

на интрузивных зонах. Небольшие поздние тела ультракислых гранитов, с которыми наиболее тесно ассоциируют месторождения, занимают апикальные части интрузий главных фаз, которые в основании, как правило, сливаются в криптобатолиты, т.е. все они находятся в определенной иерархической соподчиненности. Гранитоиды в осадочном слое коры по отношению к окружающим и перекрывающим отложениям являются разуплотненными изостатически неуравновешенными образованиями и во всей своей истории после становления испытывают непрерывное воздымание, чему во многом способствуют процессы денудации, непрерывно облегчающие их кровлю. В результате гранитоидные массы, в т.ч. не выходящие на поверхность, в рельефе образуют положительные формы. В иерархии форм рельефа оловоносных провинций достаточно определенно выделяются орогенные мегасводовые поднятия, сформированные разросшимся гранито-метаморфическим слоем. По размерам ($n \cdot 10^4$ км²) они сопоставимы с оловоносными областями. В их пределах различают морфоструктуры, имеющие округлые формы, радиально-концентрическое строение, т.е. отвечающие характеристикам морфоструктур центрального типа (МЦТ). В иерархической соподчиненности таких морфоструктур выделяются своды, занимающие площади $n \cdot 10^3$ км², купола размерами $n \cdot 10^2$ и $n \cdot 10$ км². Используя принцип геолого-геоморфологической конформности [22], перечисленные морфоструктуры позволяют выявить иерархию и размеры породивших их гранитоидных рудно-магматических систем, другими словами, параметры локальных металлогенических подразделений в рангах рудного района, узла и поля. При этом решается насущная задача — определение границ металлогенических таксонов.

Оловоносные области. В рельефе Чукотской оловоносной провинции выделяются три мегасводовые морфоструктуры (см. рис. 2): Анюйская ($7 \cdot 10^4$ км²), Чаунская ($13 \cdot 10^4$ км²) и Восточно-Чукотская ($8 \cdot 10^4$ км²), в рамках которых выделяются одноименные оловоносные области. Анюйская и Чаунская обладают горным рельефом, присущим складчатым областям, Восточно-Чукотская — сглаженным рельефом, характерным для древнего кристаллического основания. Имея разное геологическое наполнение, они характеризуются разными перспективами открытия месторождений олова [3, 8].

В пределах Яно-Колымской провинции В.С.Кравцов [7] выделяет три орогенных мегасвода: Верхнеянский (см. рис. 2), Верхнеиндигирский и Верхнеколымский. Несмотря на свои внушительные размеры и несоподчиненность складчатым структурам, они достаточно четко проявляются в рельефе. С ними сопоставимы Полоусный и Южно-Верхоянский мегасводы. Все они обладают разной оловоносностью. Наиболее перспективен на открытие крупных природных скоплений олова Полоусный мегасвод. Весьма экстенсивным оруденением отличается Южно-Колымский мегасвод, но интенсивность его оловянных объектов не превышает средних масштабов.

В южной части Дальневосточной провинции четко различаются Ханкайская и Сихотэ-Алинская оловоносные области (см. рис. 2). Ханкайская ($6 \cdot 10^4$ км²) находится в границах выравненного древнего Ханкайского мегасвода, Сихотэ-Алинская — в рамках вытянутой мегасводовой морфоструктуры ($19 \cdot 10^4$ км²), которую образует Сихотэ-Алинская горная гряда. Отличие в их ландшафтах соотносится с отличием в геологическом строении и продуктивности оруденения. Ханкайская из-за сильной эродированности не имеет шан-

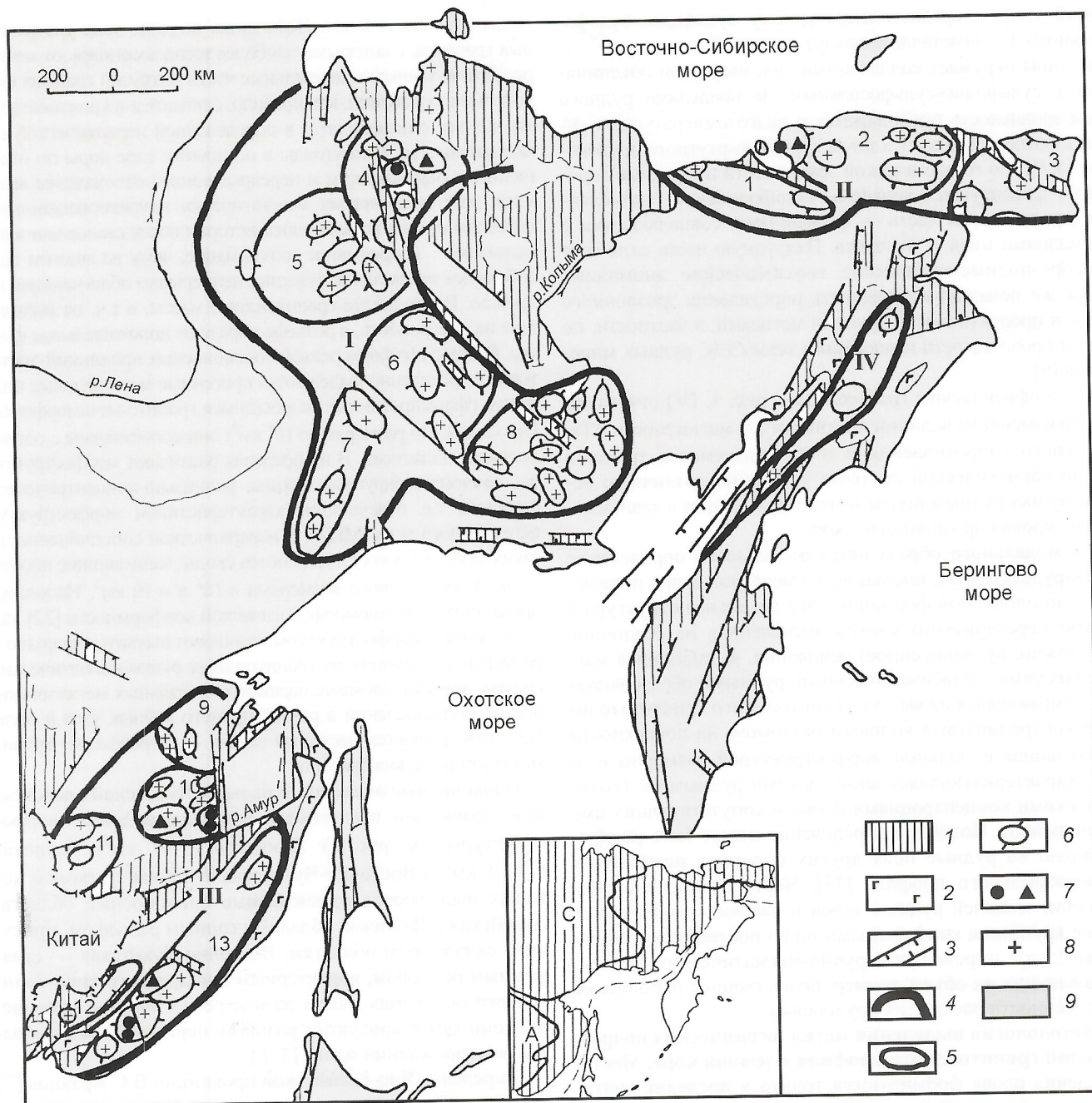


Рис. 2. Оловоносные провинции и морфоструктуры Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса:

континентальные рифтовые комплексы: 1 — грабенные, 2 — вулканогенные; границы: 3 — грабенов; 4 — оловоносные провинции: I — Яно-Колымская, II — Чукотская, III — Дальневосточная и IV — формирующаяся Корейская; 5 — мегасводы размерами $n \cdot 10^4 \text{ км}^2$ (1 — Анойский, 2 — Чаунский, 3 — Восточно-Чукотский, 4 — Полоусненский, 5 — Верхнеанский, 6 — Верхнеиндигирский, 7 — Южно-Верхоянский, 8 — Верхнеколымский, 9 — Приохотский, 10 — Буреино-Баджалский, 11 — Биро-Хинганский, 12 — Ханкайский, 13 — Сихотэ-Алинский); 6 — оловоносных сводов размерами $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$; 7 — крупные месторождения формаций: а — олова полиметалльно-оловянной и б — редкометалльно-оловянной; 8 — средние и мелкие месторождения; 9 — породы основания; на врезке: древние континентальные плиты: С — Сибирская, Ч — Чукотская, А — Амурская, заштриховано — объединяющая Евразийская; пунктир — граница между Внешней и Внутренней мегазонами Тихоокеанского подвижного пояса

сов на открытие крупных месторождений олова, хотя обнаружение здесь погребенных россыпей тектонических уступов промышленных масштабов вполне реально. Сихотэ-Алинская содержит крупные коренные месторождения и является перспективной на открытие новых. В северной части провинции выделяются три мегасвода (см. рис. 2): Приохотский ($5 \cdot 10^4 \text{ км}^2$), Буреино-Баджалский ($6 \cdot 10^4 \text{ км}^2$) и

Биро-Хинганский ($3 \cdot 10^4 \text{ км}^2$). В их рамках находятся Приохотская, Баджало-Горинская и Биро-Хинганская оловоносные области. Они, как и все предыдущие, имеют разную оловоносность. Приведенные практические соображения диктуют необходимость выделения мегасводов в самостоятельные оловоносные области, которые при этом приобретают вполне осязаемые границы.

Оловорудные районы. Сихотэ-Алинская область состоит из непрерывной цепочки морфоструктурных сводов, размерами в тысячи квадратных километров. Среди них с севера на юг В.В.Середин (1987) выделяет Северо-Сихотэ-Алинский, Бикинский, Средне- и Южно-Сихотэ-Алинские и Лазовско-Павловский своды. В конформной связи с ними находятся одноименные орогенные структуры. По гравиметрическим данным в центре каждой из них устанавливается область разуплотнения, т.е. все они связаны с обособленными внутрикоровыми гранитоидными очагами. В пределах морфоструктур, за исключением слабоизученной Бикинской, размещаются известные в Сихотэ-Алине оловорудные районы.

Наиболее крупный Южно-Сихотэ-Алинский свод (рис. 3, I). В рельефе его морфоструктура с четким ядром хорошо читается по вершинным поверхностям и радиально-концентрическому рисунку речной сети. Она, занимая территорию более $16 \cdot 10^3$ км², полностью перекрывает Журавлевскую турбидитовую зону, а по краям захватывает площади Самаркинской и Таухинской зон, отделенных от первой, Центральнo-Сихотэ-Алинским и Прибрежным разломами. В поле силы тяжести максимальное разуплотнение фиксируется в ее ядре, которое полностью расположено в пределах Журавлевской зоны, являющейся наиболее рудонасыщенной и благоприятной для рудоконцентрации. Поэтому, именно ее и целесообразно рассматривать как рудоносную площадь свода. В средней части зона разделена Дорожным разломом северо-западного направления. К юго-востоку от него традиционно выделяется Кавалеровский, а к северо-востоку — Верхнеуссурский рудные районы [3]. В очерченных границах площадь Кавалеровского района определяется не более чем в $5 \cdot 10^3$ км², Верхнеуссурского около $7 \cdot 10^3$ км².

Широко известна кольцевая Мяо-Чанская очагово-купольная структура, вмещающая Комсомольский оловорудный район [3, 19]. Ее центральная рудонасыщенная часть по контуру криптобатолита, выделяемого геофизическими методами, занимает площадь около $2 \cdot 10^3$ км². В границах же конформной ей сводовой морфоструктуры размер района определяется в $4 \cdot 10^3$ км².

В Полоусной оловоносной области геологи Якутии выделяют Западно-, Центральнo-Полоусные и другие рудные районы с неясными границами [17, 21]. В Западно-Полоусной области, по геологическим данным, выделяется Депутатская очагово-купольная структура, контуры которой фиксируются конформной морфоструктурой центрального типа (см. рис. 3, II). В рамках этой морфоструктуры, размер которой $6 \cdot 10^3$ км², предлагается выделять Депутатский оловорудный район. К северо-западу от него, по морфоструктурным данным, нетрудно установить контуры Верхнеселенхской и Куйгинской оловорудных площадей. К югу от Депутатского района четко прописываются границы морфоструктуры центрального типа Томмотского (Сячанского) рудного района с Чибугалахским апоскарновым боро-оловянным месторождением и т.д. Известный Омсукчанский оловорудный район в Верхнеколымской области занимает территорию одноименного хребта размером $19 \cdot 10^3$ км². В основании его северной части залегают юрские отложения окраинных морей, тогда как в основании южной находятся триасовые отложения пассивной континентальной окраины (Н.А.Богданов, С.М.Тильман, 1992). В морфологическом плане они отличаются разными

уровнями вершинных поверхностей и обособленным радиально-структурным внутренним строением. По этим признакам целесообразно выделять Северо-Омсукчанский малоперспективный и Южно-Омсукчанский высокопродуктивный на олово районы, занимающие площади соответственно $8 \cdot 10^3$ и $10 \cdot 10^3$ км².

Внутри сводов всегда можно различить морфоструктуры центрального типа размерами на порядок ниже, в пределах которых выделяются *рудные узлы* ($n \cdot 10^2$). Металлогеническое районирование Чаунской оловоносной области началось с выделения оловорудных узлов (С.Ф.Лугов, 1965). Это произошло потому, что их эндогенные структуры четко проявлены в рельефе положительными морфоструктурами. Певекский оловорудный узел (240 км²), вмещающий крупное Валькумейское месторождение, занимает купол одноименного полуострова (см. рис. 3, III). На материке в не менее четком куполе находится Пыркаайский узел (около 400 км²). В его пределах расположены не только месторождения крупных оловянных штокверков, но и сформированные за счет их разрушения аллювиальные россыпи (см. рис. 3, IV), в совокупности образующие крупный рудно-россыпной узел и др.

В центральной части Кавалеровского рудного района различают Арсеньевский, Партизанский и Силинский оловорудные узлы, выделенные по контурам скрытых гранитоидных тел. Партизанский и Силинский совпадают с границами Центрального (200 км²) и Восточного (190 км²) купольных морфоструктур центрального типа. Северная часть Арсеньевского узла входит в состав такой Северной морфоструктуры (140 км²), а южная — Западной (130 км²). Месторождения (Арсеньевское, Новогорское и др.) встречены именно там, где территории узлов, выделенные по разным критериям, совпадают.

Месторождения олова Кавалеровского рудного района, все без исключения, находятся в пределах купольных морфоструктур центрального типа, размеры которых отвечают порядку $n \cdot 10$ км, т.е. размерам *рудного поля* [2]. Положительные формы и радиально-концентрическое строение хорошо заметны на местности. Морфоструктуры центрального типа крупных размеров, с усредненным радиусом 3—6 км, к которым относятся Арсеньевская (см. рис. 3, V), Верхняя, Партизанская, Хрустальная, вмещают крупные и близкие к ним по масштабу месторождения; радиусом <3 км — Ивановская (см. рис. 3, V), Темногорская и другие вмещают мелкие месторождения и рудопроявления. Рудоносные морфоструктуры района сложены в основном терригенными отложениями. Положительные морфоструктуры, выполненные интрузивными (Березовская, Араратская), вулканоплутоническими (Якутинская, Васильевская и др.) и вулканогенными (Угловская) образованиями, имеющие, как правило, крупные размеры, неоловоносны или слабооловоносны. Пустыми являются и терригенные морфоструктуры центрального типа, на площади которых не отмечено признаков магматической, метасоматической и гидротермальной деятельности. Перечисленное относится к рудоносным морфоструктурам не только Кавалеровского, но и других рудных районов Востока России, их разнопорядковым рудно-магматическим системам, порожденных субдукционным магматизмом с оруденением полиметалльно-оловянной формации [8].

Границы рудно-магматических систем в ранге рудного района, обусловленных коллизионным магматизмом в древних кристаллических массивах (Восточно-Чукотский,

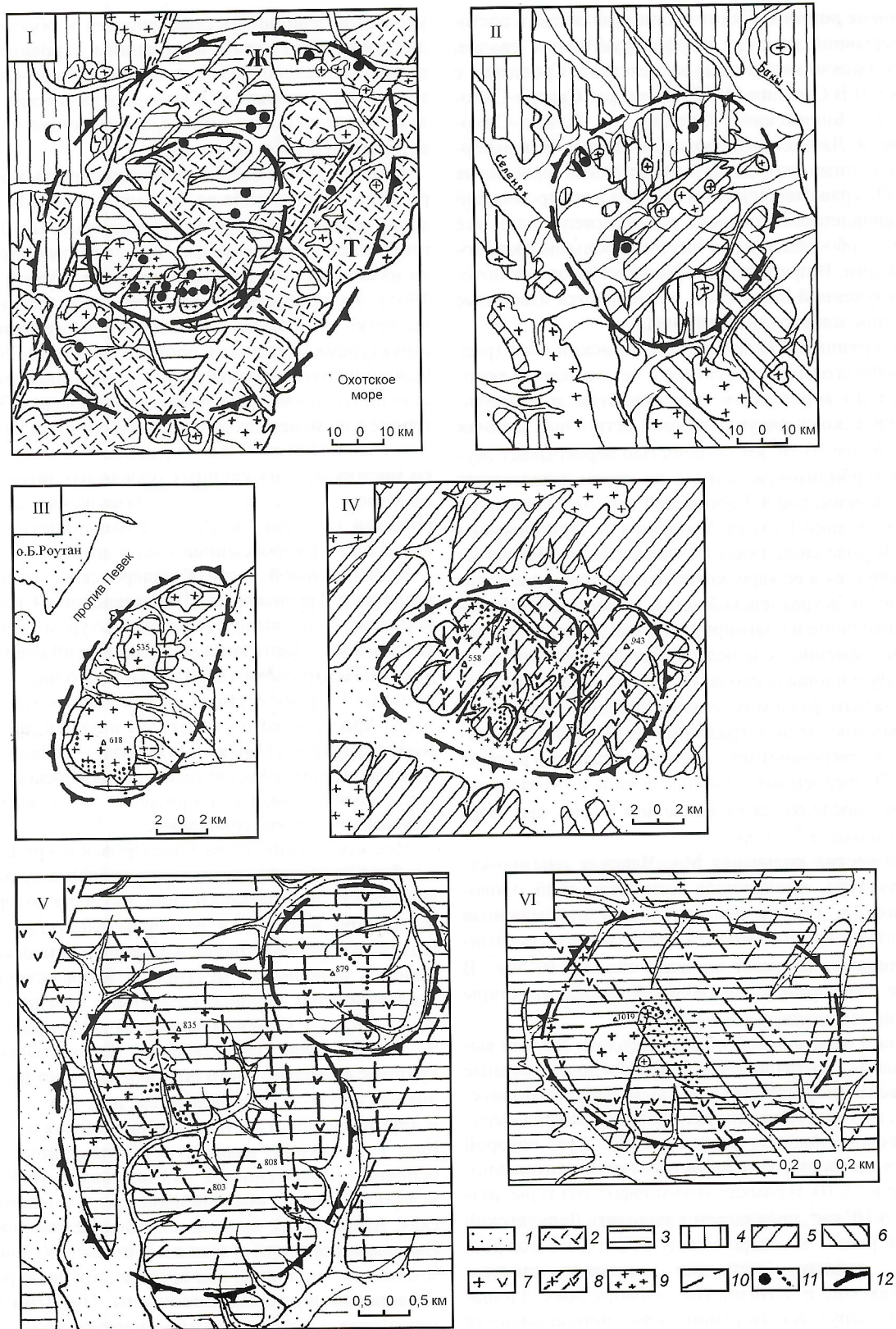


Рис. 3. Строение морфоструктур центрального типа локальных таксонов:

рудные районы: I — Кавалеровский и Верхнеуссурский (зоны: С — Самаркинская, Ж — Журавлевская, Т — Таухинская), II — Депутатский; рудные узлы: III — Певекский, IV — Пыркакайский; рудные поля: V — Арсеньевское и Ивановское, VI — Тигриное; 1 — четвертичные осадки; 2 — меловые вулканогенные образования; осадочные отложения: 3 — меловые, 4 — юрские, 5 — триасовые, 6 — палеозойские; 7 — интрузии кислого и средне-основного составов; 8 — дайки кислого и средне-основного составов; 9 — контуры скрытых интрузий; 10 — разрывные нарушения; 11 — месторождения и рудные тела; 12 — контуры положительных морфоструктур центрального типа

Ханкайский и др.), где процессы изостатического выравнивания приближаются к завершению, обычно расплывчатые, но это не распространяется на границы рудных узлов и, тем более, рудных полей, связанных с внедрениями коллизионных интрузий в осадочные отложения складчатых областей. Примером этого могут служить четкие купольные морфоструктуры рудных полей Иультинского, Одинокого, Тигринового (см. рис. 3, VI) и других месторождений редкометалльно-оловянной формации.

Параметры и металлогенические потенциалы морфоструктуры центрального типа. Данные морфоструктуры центрального типа, являясь отображением на поверхности эндогенных рудно-магматических структур, в объеме представляют собой конус, обращенный вершиной вниз. Такая форма определяется законом симметрии [24]. В.В.Соловьев [15], Г.И.Худяков с соавторами [22], проводившие изучение подобных морфоструктур, пришли к выводу о близости величины их радиуса глубине заложения. Глубина может корректироваться расстояниями до геофизических разделов слоев земной коры, где предполагается зарождение очагов-инициаторов гранитоидного магматизма. Глобальная статистика распределения морфоструктур центрального типа по радиусам в сопоставлении с глубинами геофизических разделов подтвердила близость величины радиуса глубине заложения (Б.В.Ежов, Г.И.Худяков, 1984). Исходя из порядка площадных размеров морфоструктур, радиусы и, соответственно, глубины рудно-магматических систем района определяются в интервале R_1 18—60 км ($S_1=n \cdot 1000$ км), узла — R_2 6—18 км ($S_2=n \cdot 100$ км), поля — R_3 1,8—6 км ($S_3=n \cdot 10$ км). Это показывает, что глубины зарождения систем районов должны находиться на разделе Мохоровичича и выше в базальтовом слое. Действительно, в оловорудных районах Востока России граница Мохо устанавливается на глубинах 36—42 км (Н.А.Беляевский, 1974), т.е. площади должны занимать $4-6 \cdot 10^3$ км², что и подтверждается размерами Кавалеровского, Комсомольского, Депутатского и других районов. Глубины заложения структур рудных узлов расположены на границе Конрада и выше на разделах в гранито-метаморфическом слое, а глубины зарождения рудных полей не ниже границы Форша на разделах в осадочном слое. Изложенное отображено в принципиальной модели положения и соподчиненности рудно-магматических структур в земной коре (рис. 4). Более крупная структура, питает находящуюся внутри нее более мелкую [19]. Структуры руд-

ных полей, находящиеся в последовательной связи с более крупными рудными структурами, — более перспективны, нежели такие же структуры, в которых подобная связь отсутствует.

Рудно-магматическая структура — это та масса геологических образований, из которых при магматической переработке было мобилизовано, экстрагировано олово и перенесено в область рудоотложения [8, 14]. Для рудно-магматической структуры, порожденной субдукционным магматизмом, зная площадь и определив через ее размеры радиус морфоструктуры центрального типа, можно рассчитать объем ее конической фигуры, а через него и металлогенический потенциал по следующим формулам:

$$\text{потенциальный ресурс рудного района} \quad P_n = 1/3\pi R_1^3 \rho_1 c_1 k_1;$$

прогнозный ресурс:

$$\text{узла категории} \quad P_3 = 1/3\pi R_2^3 \rho_2 c_2 k_2;$$

$$\text{поля категории} \quad P_2 = 1/3\pi R_3^3 \rho_3 c_3 k_3;$$

где R — радиус структуры, равный H ; ρ — плотность пород; c — содержание олова; k — коэффициент продуктивности.

Для рудных районов в предлагаемой формуле плотность выполняющих их пород может быть принята равной значениям плотности слоев земной коры. Содержания олова — по распространенности элемента (кларку) в породах земной коры, для пород осадочного слоя — по геохимической специализации региональной структуры. Эти же параметры для объема рудного узла становятся более определенными, так как могут быть откорректированы по выходящим на поверхность интрузивным телам и осадочным отложениям, вскрытых в складчатых областях на большую мощность. Для структуры рудного поля используются фактически зафиксированные в слагающих ее образования значения указанных параметров. Коэффициент продуктивности показывает количество олова, способного переходить в рудные концентрации. Он рассчитывается в эталонных рудных районах, узлах, полях как отношение разведенных запасов к общему количеству олова в объеме рудно-магматической системы. Коэффициент определен для Кавалеровского района в $6 \cdot 10^{-6}$, Комсомольского — $13 \cdot 10^{-6}$, Депутатского — $7 \cdot 10^{-6}$. В Кавалеровском районе коэффициент продуктивности для рудных полей с силикатно-сульфидным типом оруденения составляет 0,19, с сульфидным — 0,06. Различия в значениях коэффициента зависят от различий в геологическом глубинном строении эталона, интенсивности оруденения и др. Поэтому коэффициент несет и качественную нагрузку, от меры тождества которой оцениваемому объекту будет зависеть достоверность расчета. Так как полная аналогия в природе встречается редко, то не исключается введение в формулу коэффициента подобия. Из-за приближенности параметров рудного района расчетный металлогенический потенциал его следует относить к категории потенциальных ресурсов. Более высокая надежность параметров рудного узла позволяет расчетную оценку соотносить с прогнозными ресурсами категории P_3 , а расчетная оценка рудного поля по фиксированным параметрам удовлетворит требования прогнозных ресурсов категории P_2 . Таким образом, к каждому локальному таксону привязывается своя про-

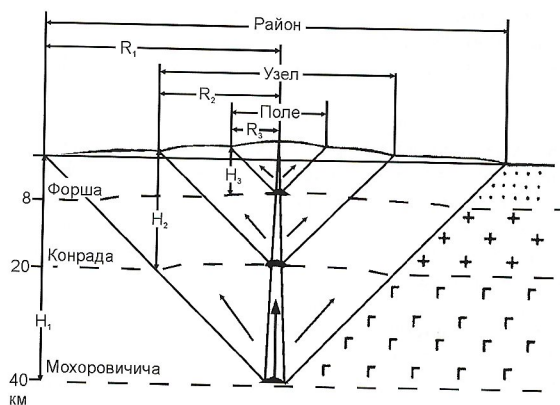


Рис. 4. Принципиальная модель иерархической соподчиненности рудно-магматических структур в земной коре

гнозная оценка, полностью вписывающаяся в требования информационно-аналитической системы «Гостеолкарта» в качестве оценочных показателей результативности геологических исследований [4].

В заключение отметим, что если на региональном уровне разработано научно обоснованное металлогеническое районирование, хотя оно и требует корректировки, то на локальном уровне, наиболее важном для выявления месторождений, оно практически отсутствует.

Изучение геодинамических процессов, включая изостазию, дает реальную возможность улучшить региональное районирование и осуществить научно-обоснованное локальное районирование. Районирование, придерживающееся порядкового ранжирования металлогенических подразделений и использующее принцип геолого-геоморфологической конформности, способствует выделению границ рудно-магматических систем. Через выяснение объемных параметров систем открываются пути для количественных расчетов металлогенического потенциала рудных районов и прогнозных ресурсов категории P_3 и P_2 , соответственно для рудных узлов и рудных полей.

Новые представления о геодинамическом развитии литосферы, ее устройстве и известные модели рудно-магматических систем позволяют наметить основные моменты в определениях металлогенических таксонов:

1. Планетарный металлогенический пояс — трансрегиональная рудоносная структура, совпадающая с подвижным поясом на границе взаимодействия литосферных плит. Площадь пояса $n \cdot 10^6$ км² и более.

2. Металлогеническая провинция (для рудоносных территорий гранитофильного профиля) — региональная рудоносная система складчато-надвиговых и хаотических (аккреционных) образований на краю континентальной плиты. Площадь $n \cdot 10^5$ км².

3. Металлогеническая область — наложенная на складчато-надвиговые образования тектоно-магматическая система, проявленная на поверхности мегасводовой морфоструктурой размером $n \cdot 10^4$ км², различающиеся ландшафтными условиями, геологическим содержанием, особенностями магматизма и металлогенической специализацией.

4. Локальные металлогенические подразделения — рудный район, рудный узел и рудное поле — наложенные на осадочное (вулканогенное) основание рудно-магматические системы, вмещаемые конусообразными структурами, упирающиеся перевернутыми вершинами в разноуровневые раздели земной коры. На поверхности они выражаются в виде положительных морфоструктур центрального типа, размерами соответственно $n \cdot 10^3$, $n \cdot 10^2$ и $n \cdot 10$ км². Рудные районы и узлы отличаются дискретным распределением аномально высоких геохимических ассоциаций. Для района характерно единство формационного типа оруденения, рудного узла — геолого-промышленного типа. Рудное поле отличается аномально высоким содержанием основного и сопутствующих ему рудных компонентов.

Локальное металлогеническое районирование сложная и кропотливая работа, без которой нельзя провести научно обоснованную оценку потенциальных и прогнозных ресурсов полезных ископаемых, без нее теряет смысл ис-

пользование компьютерных технологий. Специализированное (пометалльное) металлогеническое районирование перспективных территорий с научно обоснованной оценкой ресурсов выделенных рудных таксонов — насущная задача отраслевых институтов МПР России. Выполнив такую работу, курирующие организации получают надежный инструмент для оптимизации прогнозных ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий*. Масштаб 1:2 500 000. — М., 1989.
2. *Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района*. — М.: Наука, 1980.
3. *Геология оловорудных месторождений СССР*. — М.: Недра, 1986.
4. *Карпузов А. Ф., Морозов А. Ф., Чочия Г. Л. и др.* Информационно-аналитическая система «Государственная геологическая карта России» // *Отечественная геология*. 1999. № 2. С. 4—11.
5. *Кривцов А. И.* Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
6. *Литвинов А. Ф., Марковский Б. А.* Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 // *Региональная геология и металлогения*. 2000. № 1. С. 128—139.
7. *Металлогения орогенов*. — М.: Недра, 1992.
8. *Митрофанов Н. П.* Геодинамические режимы в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова // *Тихоокеанская геология*. 2005. Т. 24. № 1. С. 59—72.
9. *Митрофанов Н. П., Никулин В. Н.* Принципы построения геолого-генетических моделей месторождений олова // *Разведка и охрана недр*. 1990. № 4. С. 6—10.
10. *Нарбут Г. Б.* Основные геологические особенности Кавалеровского рудного района // *Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса*. — Владивосток, 1971. С. 41—59.
11. *Недра России*. Т. 1. Полезные ископаемые. — С-Пб. — М., 2001.
12. *Российский металлогенический словарь*. — С-Пб., 2003.
13. *Покалов В. Т.* Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992.
14. *Рудные узлы России* / Под ред. Е. В. Плющева. — С-Пб., 2001.
15. *Соловьев В. В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. — Л., 1987.
16. *Тарасенко Т. В.* Структурно-формационные зоны и размещение полезных ископаемых в Камчатской области // *Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки*. — М., 1971. С. 3—26.
17. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
18. *Терентьев В. М., Карпузов А. Ф., Марков К. А. и др.* Региональная металлогения и ее роль в воспроизводстве минерально-сырьевой базы России // *Региональная геология и металлогения*. 2000. № 11. С. 68—72.
19. *Томсон И. Н.* Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988.
20. *Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — М.: Мир, 1964.
21. *Флеров Б. Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.
22. *Худяков Г. И., Кулаков А. П., Ежов Б. В. и др.* Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1988.
23. *Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В. и др.* Основные принципы составления металлогенических и прогнозных карт. — М.: Недра, 1964.
24. *Шафрановский И. И.* Симметрия в природе. — Л.: Недра, 1968.

Особенности формирования минералообразующих растворов гидротермальных месторождений урана

Г.В.ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

По гидротермальным месторождениям урана имеется достаточное количество работ, так или иначе освещающих особенности их локализации, метасоматических преобразований, вещественного состава и последовательности минералообразования. Для многих месторождений определены температура и давление при минералообразовании и состав растворов во флюидных включениях. Установлено, что большая часть гидротермальных месторождений урана формировалась из углекислотных, главным образом натровых с теми или иными содержаниями хлора растворов при температуре 100°—200°С и давлении до 200 МПа. Эти данные послужили основой построения физико-химических моделей рудообразования. В целом, для ведущих гидротермальных месторождений урана имеется достаточное количество данных, позволяющее с уверенностью воссоздать ход самого рудообразования [12, 13, 15, 21, 23, 25, 26, 28]. Однако пока нет единого мнения о происхождении минералообразующих растворов и их эволюции. Цель настоящей статьи — обстоятельнее обсудить эти вопросы на основе относящихся к ним публикаций [2, 6, 8, 16, 35, 37, 45].

Состав минералообразующих растворов. Распространено мнение о генетических связях минералообразующих растворов с флюидами гранитоидных магматических очагов, что объясняется размещением большинства месторождений урана в районах с широким развитием гранитов и их эффузионных аналогов. Совершенно определено флюидами из магматических очагов уран привносился в граниты, их эффузивные аналоги и пегматиты. Надо полагать, такими флюидами уран привнесен и в аляскитовые граниты месторождения Россинг в Намибии [33]. В последнее время рассматривают как пегматитовое месторождение Радиум-Хилл в Австралии, известное с 1945 г. [44]. Скорее всего с флюидами из магматических очагов надо связывать и редкоземельно-урановую минерализацию первой фазы месторождения Мэри-Катлин в Австралии, приуроченного к скарнам над гранитами [46]. Однако, как следует из рассмотрения особенностей районов с крупными гидротермальными месторождениями урана, в них начало уранового рудообразования имело место через десятки—сотни миллионов лет после становления обогащенных ураном гранитоидов, после развития поверхностных окислительных обстановок, а само рудообразование было сопряжено во времени с глубинной мантийной активизацией [19]. Если при рудообразовании через 10—20 млн. лет после становления гранитов еще предлагают варианты объяснения генетической связи уранового рудообразования с флюидно-магматическими системами гранитов (например, для месторождения Шлема-Альберода в Германии [4]), то при промежутке в сотни миллионов лет такая связь невероятна и обогащенные ураном гранитоиды можно рассматривать только как его источники, и природа минералообразующих растворов должна быть иной.

Видимое исключение — месторождения Стрельцовского рудного поля в Восточном Забайкалье, где рудообразо-

вание было сближено со становлением близ поверхностного липаритового очага [8].

Таким образом, рудообразующие растворы крупных гидротермальных месторождений совсем, или, как правило, не имели генетических связей с флюидами гранитоидных магм. Растворы могли возникать за счет захороненных поровых, трещинных и метеорных вод.

О возможном присутствии метеорных вод свидетельствуют поверхностные окислительные обстановки, имевшие место до рудообразования в большинстве районов с гидротермальными месторождениями урана [19]. Важно, что развитие таких обстановок происходило в условиях, благоприятных для глубокой инфильтрации исходно окислительных вод (на фоне общего воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов). Глубокое проникновение метеорных вод определенно способствовало обводнению сред, обогащенных ураном, и, тем самым, извлечению из них урана. В частности, присутствие метеорных вод в гидротермальных растворах установлено на месторождениях Стрельцовского рудного поля [8], Кокчетавского массива [24] и даже на самых высокотемпературных, связанных с альбититами урановых месторождениях Кировоградского района Украинского щита [5].

На возможный весьма мощный источник водных растворов указал И.А.Резанов [24]. По его мнению, при мантийной активизации из-за подъема изотерм в земной коре наблюдается обратное превращение серпентинитов в гипербазиты с освобождением до 6% H_2O . Если это так, то при мантийной активизации в движение должны были приходиться весьма значительные объемы растворов из различных источников (при дегидратации серпентинитов, метеорных, поровых и других вод).

Хлор в форме $NaCl$ практически является обязательным компонентом гидротермальных растворов. Для хлора, содержания которого во флюидных включениях изменяются от весьма малых до целых молей на 1 кг H_2O , вероятны глубинный привнос и заимствование из гранитов и эвапоритов. На возможность глубинного привноса указывает И.А.Резанов, утверждая, что при дегидратации серпентинитов хлор выделяется вместе с H_2O . Значительные количества хлора и щелочных элементов могут извлекаться как из самих гранитоидов, так и из поровых растворов в них. Показателен эксперимент по пропариванию гранитов водой, после чего в них обнаружили рассольные скопления с кристалликами галита и сильвина [10]. По В.Б.Наумову с соавторами, средние массовые содержания хлора в расплавах гранитов составляют около 0,2%, а в их щелочных разностях — до 0,5% [16]. Что касается эвапоритовых фаций, то их влияние ощущается на месторождениях в красноцветных песчаниках Кокчетавского массива (по 3—4 моля хлора и щелочных элементов на 1 кг H_2O) [26].

Своеобразны представления зарубежных геологов об источнике хлоридных растворов для месторождений типа

«несогласия» впадины Атабаска в Канаде. Утверждается, что хлоридные растворы, имевшиеся в толще выполнения впадины, проникали в ее фундамент, нагревались и затем поднимались в зоны рудообразования. При этом они взаимодействовали с породами фундамента, содержащими кальций и магний, и обогащались ими [36]. Такой способ появления хлоридных растворов неприемлем для геохимически аналогичных, в сущности, месторождений района Ист-Аллигейтор в Австралии по причине непроницаемости покрова над фундаментом. Для сохранения этой же гипотезы выдвигалось даже предположение о подтоке хлоридных растворов с востока, из далеко расположенных эвапоритовых толщ бассейна Мак-Артур.

О возможном составе поровых растворов в гранитах можно судить по результатам компьютерного моделирования, проведенного В.Л.Барсуковым и Б.Н.Рыженко [2]. Моделирование предусматривало закрытость систем от внешних сред и равновесное состояние поровых растворов с вмещающими гранитами. Из моделирования следует, что в поровых растворах, начиная с 500—400°C главная масса хлора, щелочей и двухвалентных металлов переходит в форму неассоциированных ионов, а при 300°C диссоциирует и углекислота. При этом общая минерализация растворов составляет 5—10 г/л, а растворы должны содержать приблизительно по 1 моль/кг H_2O углекислоты, хлора и натрия, около 0,1 моль/кг H_2O калия и охранять близкой к нейтральным значениям щелочность при понижении температуры до 100°C. В целом такой состав близок к составу растворов во флюидных включениях на месторождениях урана, но содержания углекислоты заметно ниже (1 моль/кг H_2O против 2—3 в среднем).

Весьма важная особенность районов с крупными и уникальными месторождениями урана — сопряженность рудообразования с глубинной мантийной активизацией, во время которой вскрывались мощные глубинные потоки углекислоты, необходимой для уранового минералообразования. Типичный, но не всегда проявленный, признак такой активизации — базальтоидный магматизм щелочной, главным образом натровой линии, поскольку по петрологическим данным генерация магм щелочной линии происходит в присутствии углекислоты [27]. Примечательно, что такой магматизм имел место и на упоминавшихся месторождениях Стрельцовского рудного поля, где рудообразование, хотя и было сближено во времени со становлением липаритового очага, но все же возникало после излияния заключительных базальтоидов щелочной направленности. Имеются диабазы среди поздних вулканитов и на Кокчетавском массиве. Надо полагать, что и лампрофиты, отдаленные во времени от становления гранитоидных интрузий на 10—20 млн.лет, возникли при подобной глубинной активизации. После внедрения лампрофитов формировались месторождения Пршибрамские в Чехии, месторождение Шлема-Альберода в Германии и на Центральном Французском массиве. Не являются исключением и месторождения Кировоградского района Украины, где рудообразованию возрастом 1800 млн.лет предшествовали дайки диабазов возрастом 2000 млн.лет [2].

Потоки углекислоты поступали из очагов базальтоидной магмы, но они не служили заметным источником водных растворов, поскольку таким базальтоидным расплавам присуща относительная сухость [45]. Совместно с углекислотой могли привноситься карбонаты натрия и калия (сода и поташ). О такой возможности свидетельствуют процессы фенитизации (содовый метасоматоз), сопутствующие карбонатитам [41], и, главное, содовые лавы вулка-

на Ол-Диньо-Легнаи в Африке. Явно по этой причине (присутствие хорошо растворимых бикарбонатов) во включениях рудообразующих растворов суммарные молярные содержания натрия и калия обычно больше чем хлора, например, по данным Д.Н.Хитарова с соавторами [25, 26]. Показательно, что именно на месторождениях Стрельцовского рудного поля и Кировоградского района, где имеются альбититы, присутствие бикарбонатов во включениях установлено достоверно [5, 42]. При этом указано, что в альбититах Кировоградского района главными компонентами растворов являются Na_2CO_3 , NaCl , $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$. Привлекает внимание силикат натрия, определяющий форму переноса кремнезема при растворении кварца.

Следовательно, минералообразующие растворы имеют смешанную природу, в их состав в разных соотношениях могут входить поровые, трещинные, метеорные воды и воды из более глубоких зон земной коры, возникшие при дегидратации серпентинитов. Из еще больших, подкоровых глубин поступали потоки CO_2 и сопутствовавшие им карбонаты щелочей. При этом их поступление могло запаздывать или быть импульсивным, как, например, на месторождении Мариньяк во Франции [42]. На этом месторождении вначале под воздействием растворов, не содержащих CO_2 , граниты подвергались интенсивной гидрослюдизации, затем имело место урановое рудообразование, но уже из растворов с высоким содержанием CO_2 , после чего в растворах CO_2 снова отсутствовало.

На гидротермальных месторождениях урана вертикальный размах оруденения бывает значительным. Так, на месторождении Шлема-Альберода в Германии горные выработки достигли глубин более 1700 м, на месторождениях Кировоградского района Украинского щита натровые метасоматиты развиты до глубин более 2000 м, а урановая минерализация прослежена до 1500 м, на месторождениях Эльконского района Алданского щита руды встречены до глубин 2000 м [14]. Наибольшие глубины предполагаются для месторождений Кокчетавского массива Северного Казахстана. Здесь, по мнению Б.А.Масягутова и Л.В.Хорошилова, руды формировались от поверхности до глубин 4 км [24]. Тепловым активизатором, несомненно, были мантийные флюиды, под воздействием которых возбуждались конвективные системы. Воздействие флюидов должно было иметь площадной характер, так как только при этом был возможен промыв больших объемов урансодержащих сред с дальнейшим стягиванием растворов в рудолокализирующие зоны.

По данным Г.Б.Наумова [15], температуры в растворах, формировавших месторождения настурана, составляли 100—200°C при давлениях до 100—200 МПа.

Б.И.Омельяненко [17] оценивает температуры образования эйситов до 280°C, гумбеитов до 350°C. Еще более высокими были температуры и давления при формировании альбититов на месторождениях Кировоградского района Украинского щита (до 300—450°C и давления до 200 МПа и более [6, 17]). Однако для поздних, предрудных и синрудных альбититов давление составляет 40—90 МПа и как наиболее характерный интервал температур 260—120°C [5]. К сожалению, не обнаружено данных по давлениям для месторождений в гумбеитах Эльконского района Алданского щита, сходных с кировоградскими по глубинам распространения руд (2000 м). На месторождениях Эльконского района давления могли быть даже большими, что подтверждается данными температур и давления для имеющегося по соседству и возникшего в то же время золотосульфидного оруденения

Рябинового щелочного массива. По В.Б.Наумову с соавторами [16], золотосульфидное оруденение формировалось из углекислотно-хлоридных растворов при температурах 250—400°C и давлениях 400—700 МПа. Поскольку такие давления могут соответствовать литостатической нагрузке толщи пород мощностью 15—27 км, а глубина формирования щелочного массива не превышала 2—3 км, допускают, что указанные давления обусловлены поступлением флюида из глубинных участков земной коры.

По термодинамическим данным уран может переноситься в форме фторидных, фосфатных и карбонатных комплексов уранила, устойчивость которых ограничена температурами 300—350°C. В большинстве случаев урановое рудообразование происходило при 240°C и ниже. Ведущими признаны карбонатные комплексы уранила, устойчивость которых, кроме температуры, зависит от насыщенности растворов углекислотой. По С.Б.Ромбергеру [23], при низких температурах уранилкарбонатные комплексы преобладают в щелочной области (рН 7—8,5). При температурах выше 200°C они теряют свое значение и ведущими в щелочной области становятся гидроксильные, роль которых с повышением температуры увеличивается и при температурах порядка 300°C они вообще могут быть единственными растворимыми соединениями урана. Если это так, то с понижением температуры должна иметь место перестройка форм существования уранил-ионов. Однако С.Б.Ромбергер рассмотрел соотношения между комплексами при низких давлениях CO₂ (для 300°C всего 1 МПа), тогда как при характерных для месторождений урана давлениях в среднем около 100 МПа, парциальные давления CO₂ были большими и область существования уранил-карбонатных комплексов должна быть шире по температуре. Способствовать этому могли карбонаты натрия и калия в растворах, на что указывают данные экспериментов [5]. Из экспериментов следует особо высокая устойчивость, вплоть до 600°C, уранил-карбонатных комплексов в растворах кислой соли карбоната калия.

Как уже упоминалось, частое преобладание мольных количеств щелочей над хлором и избыток щелочей определенно объясняется присутствием их бикарбонатов. При этом значительный избыток щелочей в растворах — одна из основных причин щелочного метасоматоза с возникновением относительно высокотемпературных альбититов, эйситов и гумбеитов. Важно, что при щелочном метасоматозе приобретали подвижность инертные в других условиях фосфор, цирконий, титан, которые в дальнейшем связывались в апатите, цирконе и его разновидностях и титановых минералах, включая браннерит, — обычный носитель урана в эйситах, альбититах и гумбеитах. Апатит типичен для месторождений Кокчетавского района, здесь имеются собственно уран-фосфорные месторождения. Однако на некоторых месторождениях этого района апатит в эйситах отсутствовал, что привело Б.И.Омельяненко [18] к выводу об автономности источников рудоносных растворов, ответственных за формирование месторождений. Апатит уран-фосфорных месторождений содержит уран (0,2—0,6%) в форме изоморфной примеси [9]. По данным С.Б.Ромбергера, основная доля урана может быть связана в уранилфосфатных комплексах в близонейтральной области при температурах порядка 300°C. При щелочном метасоматозе определенную подвижность приобретал торий, поскольку нередко новообразованный торит, встречены и сложные по составу смеси из цирколита и ферриторита (Грачевское месторождение в Кокчетавском районе) и смеси торита, ксенотима, апатита и

уранинита в выделениях, названных фосфоторитом (месторождение Лес-Бомбес в Центральном Французском массиве) [32]. Торий в форме изоморфной примеси в апатите встречается и на уран-фосфорных месторождениях [9].

Эволюция растворов. При вскрытии низкотемпературной гидротермальной системы изменение давления должно активно влиять на состояние растворов еще до их поступления в зоны минералообразования, особенно сложных углекислотных со щелочами и хлором, что почти не рассматривается в известных физико-химических моделях уранового рудообразования. Из экспериментальных данных следует, что такие растворы при температурах ниже критических склонны к гетерогенизации на жидкую и паровую фазы с накоплением в паровой фазе летучих кислотных компонентов, прежде всего углекислоты, а в случае хлоридных растворов и некоторых количеств HCl из-за гидролиза хлористого натрия [11]. По этой причине при вскрытии низкотемпературной гидротермальной системы должны возникать более легкая и подвижная опережающая кислотная и следующая за ней щелочная волны растворов. Такой путь эволюции, подобный установленному Д.С.Коржинским для постмагматических процессов, но без ранней щелочной стадии, надо полагать, обычен при низкотемпературных самостоятельных этапах гидротермальной деятельности. Показателен район Стрельцовского рудного поля, где в самостоятельный низкотемпературный этап образовывались кислотные гидрослюдазиты и далее щелочные низкотемпературные альбититы [8]. Признаки такой кислотно-щелочной эволюции имеются и на других месторождениях урана, в т.ч. связанных со щелочными метасоматитами. Так, на всех месторождениях с эйситами, включая месторождения района Биверлодж в Канаде, щелочному метасоматозу предшествовали кислотные изменения типа пропилитизации. В Кировоградском районе Украинского щита в зонах разломов, контролирующих размещение альбититов, развиты диафориты, которые Р.В.Голева [6] рассматривает как пропилиты, совмещенные с динамотермальными метаморфитами. В Эльконском районе Алданского щита, судя по всему, к типу пропилитизации следует относить наиболее ранние ореолы альбит-серицит-хлоритовых изменений, которые, по данным А.К.Мигуты [14], развиты вдоль тектонических зон, контролирующих размещение гумбеитов.

Аналогично эволюционировали растворы и на месторождениях типа «несогласия» района Атабаска в Канаде и Ист-Аллигейтор в Австралии, уникальность которых обусловлена не только интенсивностью гидротермальной деятельности, но и литолого-структурными особенностями локализации. Так, месторождения восточной части впадины Атабаска приурочены к сопряжению крутопадающих трудно проницаемых тектонических зон в углеродистых породах фундамента со значительно более проницаемым горизонтально лежащим грубоэриггенным покровом. Определяющим был резкий спад давлений у поверхности несогласия. Важная особенность — обретение растворами повышенной щелочности в покрове над поверхностью несогласия и в кислотную фазу из-за потери углекислоты. На месторождении Сигар-Лейк [31, 39], лучше других изученном, изменения в фундаменте развиты на глубину до 100 м. В фундаменте в кислотную фазу вмещающие сланцы замещались гидрослюдами с почти полным выносом кальция, натрия и существенным калия. Выше поверхности несогласия вынесенный калий вызывал замещение гидрослюдами каолинита цемента песчаников покрова. В следующую фазу эволюции

особенно высокую щелочность растворы приобретали у поверхности и над поверхностью несогласия, что привело к интенсивному растворению кварца до возникновения структур обрушения в песчаниках покрова. В эту фазу в фундаменте гидрослюдь замещались хлоритом, а над поверхностью несогласия за счет выносимых калия и алюминия образовывались скопления гидрослюд, затем замещавшиеся хлоритом, массы которого образуют залежи урановых руд. Только в фундаменте (по причине трудно проницаемого покрова) в менее крутых до пологих тектонических зонах в углеродистых породах происходили гидротермальные преобразования на месторождениях Джабилука, Рейнджер, Кунгарра в районе Ист-Аллигейтор в Австралии. Здесь также наблюдались интенсивный вынос оснований, перемещение кремнезема и хлоритизация с образованием урановых руд в зонах хлоритизации, причем в кислотную фазу прослои доломитов замещались кварцем, а на Рейнджер-1 в результате растворения мощной пачки доломитов возникла структура обрушения, заполненная новообразованным хлоритом [30, 38].

Интенсивность удаления летучих в паровую фазу зависит от степени вскрытия системы и возрастает с охлаждением растворов, достигая максимума при температурах около 250°C [39]. По данным авторов этой работы, при испарении 4% жидкой фазы, из первоначально изолированной системы, содержащей 3 моля NaCl, при 350°C в паровую фазу из имевшихся переходит H_2 92%, CH_4 75%, CO_2 70% и H_2S 1%, а при 250°C — весь H_2 и весь CH_4 , H_2S 98%, SO_2 68% и практически весь CO_2 .

Скорее всего из-за высокой летучести CO_2 и хорошей вскрытости зон минералообразования не обнаружено свободной CO_2 во флюидных включениях на месторождениях Стрельцовского рудного поля [42] и месторождении Шлема [41], где рудообразование происходило при температурах 250—160 и 278—160°C соответственно. На Стрельцовских месторождениях давления не превышали 20 МПа, а о хорошей вскрытости зон минералообразования на месторождении Шлема свидетельствуют признаки неоднократного вскипания рудных растворов. При этом на Стрельцовских месторождениях CO_2 все же сохранилась во включениях в менее проницаемых зонах с бедными рудами, а на месторождении Шлема жилы сложены преимущественно кальцитом, содержащим 44% CO_2 .

Привлекают внимание данные работы [38] об интенсивном переходе в паровую фазу соединений серы при температуре около 250°C. Таким образом, растворы кислотной волны, уходящие из гидротермальной системы, должны обладать восстановительными свойствами, а с понижением температуры до 250°C еще и благоприятствовать образованию сульфидов. При этом соединения серы определенно отставали во времени от более летучих компонентов. Например, на месторождениях Стрельцовского района пирит отлагался в кварц-карбонат-сульфидную стадию вслед за аргиллизацией [8], на месторождениях Кокчетавского района в березитах пирит образовался позже кварц-слюдистой ассоциации [6], а на Пришибрамских месторождениях Чехии жилы преурановой сидерит-сульфидной стадии окружены ореолами серицит-иллитовых изменений вмещающих пород [1]. Причем в кислотный период уран не осаждался, а выносился при метасоматических изменениях из пород. Так, в Стрельцовском районе при аргиллизации содержание урана в породах понижалось до первых десятитысячных процента [8].

На всех месторождениях урановая минерализация формировалась в следующий за кислотным период, но не в начальные его стадии, а при повторных вскрытиях гидротермальных систем. Например, на Пришибрамских месторождениях — после кальцитовой стадии, сменившей сидерит-сульфидную, в Кокчетавском районе — при образовании анкерит-гематит-хлоритовых прожилков после выделения основной массы пирита, на Стрельцовских месторождениях — после кварц-карбонат-сульфидной в альбит-браннерит-настурановую стадию. При повторных вскрытиях гидротермальных систем урановая минерализация образовывалась и на месторождениях в альбититах Кировоградского района и эйситах Кокчетавского.

Интересна устойчивая ассоциация урановых минералов с анкеритом, гематитом и магнезиально-железистым хлоритом на месторождениях Кировоградского и Кокчетавского районов, причем в Кокчетавском ореолы анкерит-гематит-хлоритовых прожилков являлись надежным поисковым признаком месторождений в березитах [6], а прожилковая хлоритизация в эйситах выделена Б.И.Омельяненко как ведущий рудосопровождающий признак. Связь урановых минералов с хлоритом, реже с анкеритом имеется и на месторождениях Стрельцовского рудного поля. При этом считают, что здесь браннерит, уранинит и настуран развивались синхронно с гематитизацией [29]. Гематитизация играла важную роль и на месторождениях в эйситах Кокчетавского района и альбититах Кировоградского. Установлено, что в эйситах наиболее богатые залежи отличаются более интенсивной гематитизацией [24], а в альбититах отношение содержаний гидроксидов $Fe(III)$ к $Fe(II)$ максимальное на уровне рудных сечений и снижается в корневых частях зон альбитизации [5].

Тесная связь урановых минералов с гематитом указывает на восстановление урана двухвалентным железом, на возможность этого в свое время обратил внимание Р.П.Рафальский [21], а последовательность анкерит-урановые минералы и гематит—хлорит свидетельствует о восстановлении урана в момент ошелачивания растворов, поскольку образование гематита и хлорита направлено на компенсацию роста щелочности. По этой же причине присутствие гематита в безрудных альбититах и эйситах можно рассматривать как признак их образования в процессе ошелачивания растворов, причем окислителем железа, вероятнее всего, служили сами растворы, обретавшие при ошелачивании повышенный кислородный потенциал.

Таким образом, на указанных месторождениях двухвалентное железо в растворах играло важную роль в образовании урановых руд. В принципе, возможность такого восстановления урана никем не отрицается, но предпочтение отдается другим, более активным растворимым восстановителям и, прежде всего, сероводороду и продуктам его диссоциации. Однако на упомянутых месторождениях сульфиды в ассоциации с урановыми минералами не упоминаются, кроме предрудного пирита в березитах, по которому развивались урановые минералы совместно с гематитом. Можно утверждать, что и на большинстве других гидротермальных месторождений, где в ассоциации с урановыми минералами не отлагались сульфиды, при основном рудообразовании соединения серы в растворах не играли определяющей роли в восстановлении урана. Даже на месторождениях «несогласия» района Атабаска сульфиды не приобрели существенно значения, хотя в их рудных зонах восстановительный потенциал был столь значительным, что образовывались арсениды никеля в количествах вплоть до промышленных.

Отсутствие или недостаточные количества серы в растворах становятся понятными, если принять предложенную схему, по которой соединения серы из низкотемпературной гидротермальной системы удаляются в раннюю кислотную фазу эволюции растворов.

В эту же кислотную фазу эволюции, причем ранее серы, из гидротермальной системы удаляются H_2 и CH_4 , но, тем не менее, H_2 , CO и углеводороды встречаются во флюидных включениях, в частности в альбититах Кировоградского района [5]. Обнаруженные в альбититах CO и углеводороды при преобладании CH_4 , по-видимому, появились из вмещающих гранитов, в которых их содержания сравнимы с таковыми в альбититах. Что касается водорода, то его присутствие чаще всего объясняют радиолизом гидротермальных растворов.

Однако имеются крупные и уникальные месторождения, для которых присутствие значительных количеств вторичного метана, возникшего при гидрогенизации углеродистых веществ, установлено документально. Это месторождения с углеродистыми породами в составе рудовмещающих толщ, прежде всего, месторождения типа «несогласия» Австралии и Канады. На этих месторождениях углеродистые породы играли главенствующую рудолокализирующую роль, причем на месторождениях восточной части впадины Атабаска руды заметно отделены вверх от горизонтов углеродистых пород [20], что свидетельствует об участии в рудообразовании подвижных газообразных восстановителей. Яркое выражено влияние углеродистых пород на месторождении Шлема-Альберода, где на жилы среди таких пород приходится до 75—80% всех запасов руд [3]. На этих месторождениях углеродистое вещество вмещающих пород представлено формами близкими к графиту, для которых свойственна высокая химическая устойчивость. В обычных условиях графит начинает взаимодействовать с водой с образованием CH_4 при температурах не менее $400^\circ C$, тогда как на указанных месторождениях температуры минералообразования не превышали $200^\circ C$. Причина видится в высокой электропроводности углеродистых горизонтов, благодаря чему в их пределах возникали природные гальванические элементы с ЭДС, достаточной для преодоления устойчивости углеродистых веществ, и создания обстановок, необходимых для их гидрогенизации. Особенности формирования природных гальванических элементов детально рассмотрены Ю.М.Гуртовенко [7]. По данным, приводимым им, ЭДС природных гальванических элементов может достигать 10—15 В. Естественно, что не все углеродистые породы обладают электрической проводимостью. Ю.М.Гуртовенко указывает, что проводимость в них возникает, когда выделения углеродистых веществ приобретают «связность» вследствие развития в породах притертых тектонических швов и зон милонитизации. Именно такие послойные тектонические швы и зоны милонитизации характерны для углеродистых горизонтов на месторождениях во впадине Атабаска и в районе Ист-Аллигейтор. Насыщены послойными нарушениями и углеродистые породы на месторождении Шлема-Альберода. Гидрогенизации препятствует углекислота, являющаяся побочным продуктом. Поэтому для активной гидрогенизации необходимо удаление углекислоты из зоны реакции (как вновь образующейся, так и уже содержащейся в растворах), иначе необходима достаточная вскрытость структур. Наиболее благоприятными для этого были обстановки во впадине Атабаска, где катодные восстановительные окончания были приурочены к

выходам на поверхность несогласия углеродистых горизонтов, почему здесь и образовывались наиболее концентрированные руды в компактных залежах, причем на катодных окончаниях углеродистые вещества часто полностью уничтожались. Заметное до значительного снижение количеств углеродистых веществ наблюдалось и на месторождениях района Ист-Аллигейтор.

В заключение следует отметить, что имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии прямых генетических связей гидротермальных месторождений урана с флюидами гранитоидных магматических очагов. Минералообразующие растворы этих месторождений возникали за счет поровых, трещинных и метеорных вод, проникающих на значительные глубины во время развития поверхностных окислительных обстановок, возникавших перед рудообразованием в условиях общего воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов.

Существенно иной источник усматривается для месторождений впадины Атабаска. Можно утверждать, что растворы возникали из проникавших в фундамент хлоридных вод, имевшихся в выполнении впадины. Не исключен и эндогенный источник — водные растворы, образовавшиеся при дегидратации серпентинитов в земной коре из-за подъема изотерм при мантийной активизации. Примечательно, что именно при такой активизации формировались и гидротермальные месторождения урана.

Определенно, основная форма переноса урана — уранил-карбонатная. Необходима для этого углекислота и карбонаты щелочей поступали из подкоровых базальтоидных очагов во время тектоно-магматической активизации. Тогда же, при подъеме изотерм возбуждались конвективные системы, растворы обогащались ураном и в результате в рудолокализирующих зонах образовались урановые руды.

При вскрытии гидротермальных систем вследствие изменения давления и температуры растворы должны были гетерогенизироваться с разделением на более подвижную паровую и жидкую фазы с возникновением опережающей более кислотной и восстановительной и следующей щелочной волн растворов, что в рудолокализирующих зонах приводило вначале к кислотным изменениям, затем к осаждению сульфидов и далее к собственно урановому минералообразованию. При этом в случаях достаточной активности карбонатов щелочей имели место явления щелочного, преимущественно содового метасоматоза.

Судя по всему, на гидротермальных месторождениях урана роль важного восстановительного агента принадлежала двухвалентному железу, на что указывает устойчивая ассоциация урановых минералов с анкеритом, хлоритом и гематитом (с последним как с продуктом окисления железа). Что касается месторождений типа «несогласия» районов Атабаска и Ист-Аллигейтор, то для них определяющее значение имели природные гальванические элементы, возникавшие в углеродистых горизонтах вдоль согласных зон милонитизации и притертых тектонических швов. Особенности месторождений — процессы гидрогенизации углеродистых веществ на катодных окончаниях гальванических элементов с образованием газообразных восстановителей, под воздействием которых происходило восстановление урана. Подобное, по всей вероятности, имело место и на месторождении Шлема-Альберода в Германии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов Ю.А., Бойцов В. Е., Кремчуков Г.А. и др. Урановые месторождения Чехословакии. — М.: Недра, 1984.

2. Барсуков В.Л., Рыженко Б.Н. Температурная эволюция поровых растворов равновесных с породами разной осетовности // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 208—226.
3. Барсуков В.Л., Соколова Н.Т. Предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород на урановом месторождении Шлема (Рудные горы, ФРГ). Принципиальная геохимическая характеристика // Геохимия. 2000. № 1. С. 55.
4. Величкин В.И., Власов Б.И., Омеляненко Б.И., Янбухтин Т.К. Модель гидротермального магматогенного уранового рудообразования // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 1. С. 12—22.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — Киев: Наукова думка, 1995.
6. Голева Р.В. Ураноносные и парагенетические с ними гидротермальные области тектоно-магматической активизации и их прогнозно-поисковые значения. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 2000.
7. Гуртовенко Ю.М. Симметрия природных гальванических элементов / Тр. Всес. конф. «Симметрия геологических структур». — Л.: Недра, 1975. С. 125—131.
8. Ишукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. — М.: Геоинформмарк, 1998.
9. Королев К.Г., Белов В.К., Путилов Г.С. Месторождения фосфорно-урановой метасоматической рудной формации. — М.: Энергоатомиздат, 1983.
10. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении / Проблемы глобальной геодинамики. — М.: ГЕОС, 2000. С. 204—224.
11. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов / Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. — М., 1991. С. 57—117.
12. Мельников И.В. Минералого-геохимические особенности процесса формирования гидротермальных уран-молибденовых месторождений / Геохимия процессов миграции рудных элементов. — М.: Наука, 1997. С. 180—190.
13. Мельников И.В., Жукова Т.Б. и др. Некоторые особенности изменения химического состава растворов при формировании гидротермальных урановых месторождений / Теория и практика термобарохимии. — М.: Наука, 1978. С. 107—115.
14. Мизута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 49. № 4. С. 323—343.
15. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
16. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 520—529.
17. Омеляненко Б.И., Горишков А.А., Камболин А.Е., Раудонис П.А. Геологические особенности уранового месторождения Грачевское (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 429—449.
18. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978.
19. Пакульнис Г.В. О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 3—8.
20. Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада). — М., 2005.
21. Рафальский Р.П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. — М.: Госатомиздат, 1963.
22. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. — М.: Наука, 2002.
23. Ромбергер Б.С. Перенос и отложение урана в гидротермальных системах при температурах до 300°C. Приложение к геологии / Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана. — М.: Мир, 1988. С. 28—36.
24. Урановые месторождения Казахстана (эндогенные). — Алматы: Гылым, 2000.
25. Хитаров Д.Н., Шмариович Е.М., Реутин Ю.В. Физико-химические особенности растворов, сформировавших гидротермальные месторождения урана // Советская геология. 1980. № 5. С. 90—99.
26. Хитаров Д.Н., Шмариович Е.М. Растворы газожидких включений на гидротермальных молибденоурановых месторождениях // Советская геология. 1982. № 12. С. 109—115.
27. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. — Л.: Недра, 1983.
28. Шмариович Е.М., Ашихмин А.А., Модников И.С. Физико-химические причины стадийной эволюции гидротермального уранового процесса // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 52—64.
29. Aleshin A.P., Velichkin V.I., Krylova T.L., Golubev V.N., Cuney M., Poty B. Unique Mo-U deposits of the Strel'tsovskaya caldera (Eastern Transbaikalia, Russia): geological settings and formation conditions. International conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France, April 13—16 2003.
30. Binns R.A., Ayres D.E., Wilmschurst L.R., Ramsden A.R. Petrology and Geochemistry of alternation associated with uranium mineralization at Jabiluka. N.T. Australia. Ferguson J., Goleby A.B., eds. Uranium in Pine Creek geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 417—438.
31. Bruneton P. Geology of the Cigar Lake uranium deposit (Saskatchewan, Canada). In Economic Minerals of Saskatchewan. Edited by C.F. Gilbooy and L.W. Vigross Saskatchewan Geological Society. Publication 8. P. 99—119. 1987.
32. Cathelineau M. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east french Massif Central. Bull. Mineral. 110. 1987. P. 249—259.
33. Correlation of Uranium Geology between South America and Africa. IAEA, Vienna 1986. Technical Reports. Series 270. P. 142—147.
34. Cuney M. Geologic Environment, Mineralogy and Fluid Inclusions of the Bois Noirs-Lmouzat Uranium Vein, Forez, France. Econ. Geol. Vol. 73. 1978. P. 1567—1610.
35. Cuney and Friedrich. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. Bull. Mineral. 1987. 110. P. 235—247.
36. Derome D., Cathelineau V., Cuney M., Farbe C. Reconstitution of the H, T, x properties of paleofluids in the McArthur River unconformity-type uranium deposit (Saskatchewan, Canada). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France, April 13—16, 2003.
37. Drummond S.E. and Ohmoto H. Chemical Evolution and Mineral Deposition in Boiling Hydrothermal Systems. Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 1. P. 126—147.
38. Ewers G.R., Ferguson J. Mineralogy of the Jabiluka, Ranger, Koondarra and Nabarlek uranium Deposits. Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 363—374.
39. Fouques J.P., Fowler M., Knipping H.D., Schimann K. The Cigar Lake uranium deposit: discovery and general characteristics. In Uranium deposits of Canada. Canadian Inst. of Mining and Metallurgy, 1986. Special Volume 33. P. 218—229.
40. Koster van Groos. 1990 High-pressure DTA study on the upper three-phase region in the system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--H}_2\text{O}$. American Mineralogist. 1990. Vol. 75. № 5—6. P. 667—676.
41. Krylova T.L., Velichkin V.I., Timofeev A.V., Poty B., Cuney M., Pironon J. The mineral-forming fluids at the vein-type uranium deposits of the Saxonian Erzgebirge (Germany). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France. April 13—16 2003.
42. Krylova T.L., Aleshin A.P., Velichkin V.I., Cuney M., Pironon J., Chabiron A., Poty B. Physico-chemical conditions of uranium ore formation at the Strel'tsovskoye and Antei deposits (Eastern Transbaikalia, Russia). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France. April 13—16 2003.
43. Leroy J. The Margnac and Fanay Uranium Deposits of the La Crouzille District (Western Massif Central, France): Geologic and Fluid Inclusion Studies. Econ. Geol. Vol. 73. 1978. P. 1611—1634.
44. McKay A.D. and Miezitis Y. 2001. Australia's uranium resources, geology and development of deposits. AGSO-Geoscience Australia, Mineral Resource Report 1.
45. Naumov V.B. Volatile components in magmatic and metamorphic processes: fluid and melt inclusion data // Bull. Mineral. 1988. Vol. 111. № 3—4. P. 291—296.

Докембрийское золото Курской магнитной аномалии

В.А.ДУНАЕВ (ФГУП ВИОГЕМ)

История изучения золотоносности докембрийского кристаллического фундамента региона КМА охватывает примерно сорокалетний период. К настоящему времени накоплен обширный фактический материал, установлены десятки рудопроявлений золота, но вопрос о перспективах обнаружения его промышленных скоплений остается открытым. При этом доминирует оптимистическая оценка докембрийской золотоносности КМА [3, 4, 9, 10]. В данной статье автор излагает альтернативную точку зрения, основанную на анализе особенностей геотектонического развития КМА в докембрии, рудноформационной принадлежности и параметров оруденения установленных проявлений золота.

Основные черты геологического строения и геотектонического развития докембрийского фундамента. Кристаллический фундамент КМА сложен метаморфическими и магматическими породами архея и нижнего протерозоя (карелия). Глубина его залегания под обводненными породами осадочного чехла в присводовой части Воронежской антеклизы составляет в среднем 100—200 м, увеличиваясь с удалением от ее свода до 400—600 м и более. В разрезе фундамента выделяют 4 серии первичных осадочных и вулканических пород (снизу вверх): обоянскую, михайловскую, курскую и оскольскую, подвергнувшихся метаморфизму различных фаций: амфиболитовой (обоянская и нижняя часть разреза михайловской серии), эпидот-амфиболитовой (верхняя часть разреза михайловской серии), от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой (курская и оскольская серии) [5].

Обоянская серия нижнего архея (саамия) представлена главным образом плагиогнейсами (биотитовыми, амфибол-биотитовыми, иногда графитсодержащими). Природа первичного субстрата гнейсов не ясна. Наиболее вероятно, что он состоял из песчаников (полимиктовые и граувакковые) и пелитов. Среди гнейсов встречаются прослои амфиболитов (по-видимому, по основным вулканитам) и магнетит-амфибол-кварцевых пород, образованных при метаморфизме кремнисто-железистых осадков. Мощность серии не установлена.

Михайловская серия верхнего архея (лопия) сложена метаморфитами, образованными по первичным эффузивам и вулканогенно-осадочным породам. Предполагаемая мощность михайловской серии — от сотен до первых тысяч метров. В ее составе выделяют две свиты: нижнюю — александровскую, представленную метавулканитами коматиит-базальтовой формации (амфиболиты, ортосланцы основного и ультраосновного составов), маломощными прослоями железистых кварцитов железисто-кремнисто-метабазитовой формации, и верхнюю — лебединскую, сложенную метавулканитами базальт-риодацитов формации (ортосланцы среднего и кислого составов), метапесчаниками и метаалевролитами. Непосредственный контакт пород михайловской и обоянской серий нигде на КМА не установлен. Возможно, что обоянская серия в принятом на сегодня объеме включает и глубоко метаморфизованные части разреза михайловской серии.

Курская серия нижнего протерозоя (карелия) представлена двумя свитами: нижней (стойленская) терригенной и верхней (коробковская) терригенно-железисто-кремни-

стой. Наибольшая мощность пород курской серии по различным оценкам 1500—3000 м. В ее основании залегают метаморфизованные конгломераты.

Оскольская серия характеризуется терригенно-обломочными, в т.ч. углеродистыми, карбонатными и железисто-кремнистыми фациями осадочных пород. На отдельных участках КМА в средней части разреза этой серии встречаются вулканиты преимущественно основного состава. Мощность серии до 3500 м.

Докембрийская история геологического развития региона КМА включает четыре этапа: раннеархейский (прото-континентальный), позднеархейский (гранит-зеленокаменный), раннекарельский (подвижных поясов) и позднекарельский (платформенный). Число этапов, их радиологические возрастные границы и характерные интрузивные комплексы приняты по работе [5], но трактовка геологических событий отдельных этапов, особенно позднеархейского и раннекарельского, автор дает несколько по-иному, чем в указанной работе.

Раннеархейский этап (4,0—3,1 млрд.лет) характеризовался формированием протоконтинентальной коры преимущественно гранитогнейсового облика за счет мощной гранитизации пород обоянской серии. Завершился он внедрением интрузий бесединского комплекса габбро-анортозитовой формации.

Позднеархейский этап (3,1—2,5 млрд.лет) реализовался в две последовательные стадии: рифтогенную и орогенную. Рифтогенная проявилась растяжением, утонением протоконтинентальной коры, ее деструкцией и дифференцированным прогибанием, излиянием через образованные трещины лав (сначала коматиит-базальтовых, а затем базальт-риодацитовых), накоплением вулканогенно-осадочных отложений. В результате сформировалась толща пород михайловской серии, в которую внедрились комагматичные базит-гипербазитовые вулканитам субвулканические и гипабиссальные интрузии сергиевского комплекса дунит-перидотит-габбровой формации. В орогенную стадию регион КМА подвергся сжатию, дислокационному и региональному метаморфизму (зеленокаменному по породам михайловской серии), а затем мощному палингено-анатектическому гранитообразованию. В начале появились гранитоиды мигматит-плагиогранитовой формации (салтыковский комплекс), а затем субшелочные калиевые гранитоиды (атаманский комплекс). Завершился позднеархейский этап стабилизацией данного региона и превращением этого участка земной коры в кратон, испытывающий поднятие.

В итоге на Курской магнитной аномалии сформировалась характерная для архейского этапа развития древних платформ гранит-зеленокаменная область. Такие области обычно представлены двумя структурными элементами: гранитогнейсовыми ареалами, составляющими не менее 60—80% площади области, и как бы врезанными в эти ареалы узкими протяженными, часто извилистыми синклиналиобразными зеленокаменными поясами, сохранившимися от предпротерозойской эрозии корневыми частями наиболее глубоких прогибов в архейской протоколе, оси которых трассируют глубинные разломы — проводники маг-

матического материала, сформировавшего зеленокаменную составляющую гранит-зеленокаменных областей. Вследствие разной интенсивности растяжения архейской протокры и других факторов, действующих в процессе формирования гранит-зеленокаменных областей, в различных регионах мира они отличаются друг от друга размерами и формой зеленокаменных поясов, мощностью и полнотой разреза слагающих их пород, а также степенью обособленности поясов от гранитогнейсовых ареалов.

Поскольку существенная часть докембрийского золота нашей планеты сосредоточена именно в зеленокаменных поясах, все исследователи Курской магнитной аномалии, начиная с Е.М.Крестина, впервые установившего наличие в зеленокаменной толще этого региона коматиитов, стремились выделить и оконтурить такие пояса. В частности, Е.М.Крестин [7] оперировал 4 поясами (Михайловско-Белгородский, Сторожевско-Борисовский, Суджанский и Петровско-Волотовский). Н.М.Чернышев [9] выделил 3 пояса в объеме Крупецко-Криворожского, Михайловско-Белгородского и Орловско-Оскольского грабен-синклинориев, необоснованно включив в зеленокаменную толщу породы курской и оскольской серий, а Б.М.Демченко с соавторами [3] — 5 поясов (Навлинский, Львовско-Ракитянский, Золотухинско-Валуйский, Павловско-Стрелицкий и Щекинско-Данковский).

Однако при непредубежденном подходе следует признать, что в докембрии Курской магнитной аномалии преобладает рассредоточенное распространение зеленокаменных пород (михайловской свиты) в виде многочисленных узких полос (преимущественно линейных, вытянутых согласно с простиранием основных структур региона, иногда дуговидных) и участков неправильной формы с некоторым относительным разряжением их в Курско-Корожанском горст-антиклинории (см. рисунок). Это свидетельствует о том, что на Курской магнитной аномалии в позднеархейский этап преобладал рассеянный рифтинг с формированием широкого площадного ареала лавовых излияний, без заполнения ими локальных глубоких впадин, т.е. без образования четко отделенных от гранитогнейсовых полей зеленокаменных поясов. Об этом свидетельствует и небольшая (до 2 км) установленная мощность разреза пород михайловской серии. В типичных зеленокаменных поясах мощность стратифицированного разреза составляет 5—20 км.

Раннекарельский этап (2,5—1,9 млрд.лет) связан с формированием на протоплатформенном архейском основании линейных подвижных поясов (авлакогенов), соответствующих в современной структуре КМА грабен-синклинориям (Крупецкий, Михайловско-Белгородский и Орловско-Оскольский). Этот процесс осуществлялся также в две стадии: раннюю (стадию формирования прогибов и накопления в них осадков курской и оскольской серий) и орогенную, в которую наблюдалась интенсивная складчатость и региональный метаморфизм отложений указанных серий, а также образование золотухинского габбро-перидотитового и стойло-николаевского габбро-диорит-гранодиоритового интрузивных комплексов. **Позднекарельский этап** (1,9—1,65 млрд.лет) характеризовался сугубо платформенным режимом тектонического развития региона с несколькими эпизодами его тектономагматической активизации.

Докембрийское золото Курской магнитной аномалии связано с позднеархейским и главным образом раннекарельскими этапами геотектонического развития этого регио-

на. Раннеархейский и позднекарельский этапы не сопровождались золотым оруденением.

Золотоносность позднеархейского этапа. На Курской магнитной аномалии известны единичные проявления золота в породах михайловской серии, причем не все они могут быть отнесены к позднеархейскому этапу, так как нет радиохронологических определений возраста оруденения. Более или менее уверенно позднеархейскими можно считать залегающие в метавулканитах *золотосульфидное* Авильское и *золото кварц-сульфидное* Южно-Реутецкое рудопроявления с низкой (от 0,01 до 2,7 г/т) концентрацией золота в единичных пересечениях (см. таблицу).

Следует обратить внимание на незначительное (на уровне кларкового) содержание сингенетичного золота в вулканах михайловской серии, в т.ч. в коматиитах 2—100 мг/т [7]. Учитывая, что для архейских зеленокаменных поясов характерны стратиформно-регенерированные золоторудные месторождения в породах с высокой концентрацией сингенетичного золота, указанное обстоятельство свидетельствует о низких перспективах золотоносности зеленокаменных пород КМА. Перспективы развития на КМА золото-джеспилитовой формации, связанной с эксгалационно-осадочным накоплением золота в породах железисто-кремнисто-митабазитовой формации, также невелики из-за небольшой мощности (1—30 м) и крайне ограниченного площадного развития слагающих ее пород. Низкая продуктивность на золото в целом зеленокаменных пород Курской магнитной аномалии обусловлена, на наш взгляд, особенностями геологического развития этого региона в позднем архее (рассеянный рифтинг, площадное излияние лав без формирования четко выраженных зеленокаменных поясов), о которых уже говорилось.

Что касается гидротермального золотого оруденения, связанного с гранитоидами орогенной стадии позднеархейского этапа (салтыковский и атаманский интрузивный комплексы), то примеров проявления такого оруденения в данном регионе нет. Кроме того, гранитоиды этих комплексов не обнаруживают золотой специализации (содержание в них золота ниже кларкового [2]) и закономерной пространственной связи с известными рудопроявлениями золота. Изложенное не дает оснований считать упомянутые гранитоиды рудопроодуктивными на золото.

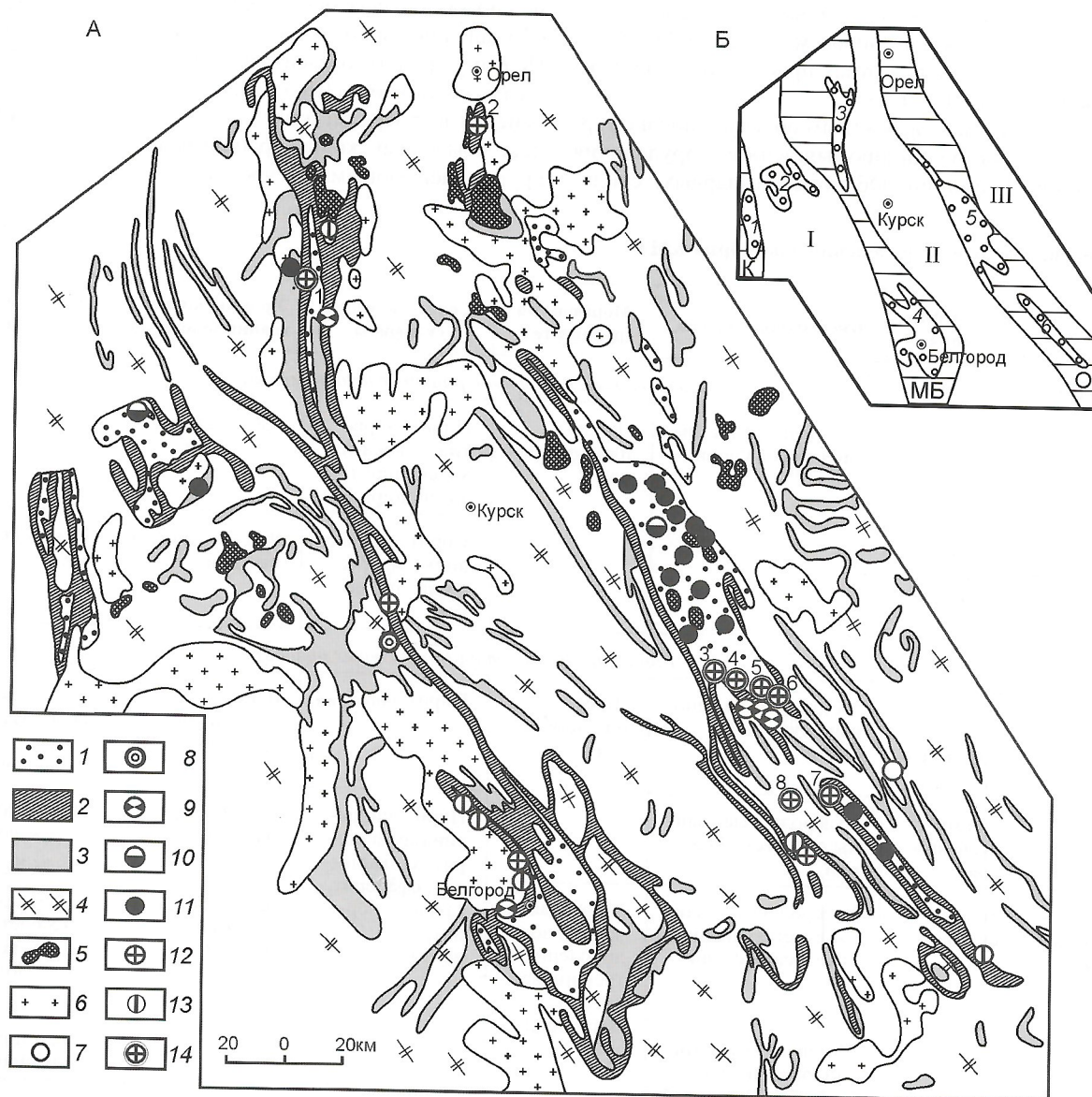
Золотоносность раннекарельского этапа. Абсолютное большинство известных на КМА рудопроявлений золота образовано в раннекарельское время. Все они приурочены к грабен-синклинорным структурам, определяющим геотектонический облик региона в данный этап (см. рисунок). На стадии формирования прогибов шло хемогенно-осадочное накопление сингенетичного золота в благоприятных для этого фациях осадков, пласты которых в орогенную стадию преобразовались в стратиформно-регенерированные рудопроявления золота. Они известны в грубообломочных метапородах в основании курской серии (формация золотоносных конгломератов) и углеродистых сланцах оскольской (золотосульфидная формация). Сингенетичное золото в рассеянном виде (от следов до 0,01—0,5 г/т) присутствует в железистых кварцитах коробковской свиты [11].

Формация золотоносных конгломератов представлена на Курской магнитной аномалии несколькими проявлениями в грубообломочных породах основания курской серии. Наиболее продуктивны метапороды (кварцитопесчаники, гравелиты, конгломераты) стойленской свиты в Старооскольском

районе. Золото в них обнаружено на участках Коробковском (северо-восточное и южное крыло Коробковской синклинали, Стретенская антиклиналь) и Александровском (южное обрамление Лебединского железорудного месторождения). Однако золотосодержащими оказались только отдельные, не увязывающиеся между собой опробованные интервалы. Концентрация золота в них составила на участке Коробковском 0,06—0,6 г/т на 0,1—2,45 м, на Александровском — от 0,1—0,45 г/т на 1—6 м (Южно-Лебединское рудопроявление) до 1—3 г/т на 1—3,1 м (Александровское рудопроявление). Размер золотин 0,003—0,006 мм. Сульфиды представ-

лены пиритом и пирротинном. Спорадический характер развития золота и низкий уровень его концентрации в породах стойленской свиты обусловлен крайне слабой золотосодержащестью архейского гранит-зеленокаменного основания, в результате разрушения которого происходило накопление кластогенного золота в базальных отложениях курской серии.

Золотосульфидная формация представлена стратиформным оруденением в углеродистых сланцах оскольской серии (Стрекаловское рудопроявление в Рыльской и Луневское в Тим-Ястребовской грабен-синклиналях). Характер орудене-



Размещение золоторудных проявлений в докембрии Курской магнитной аномалии (А) и его структурная схема (Б). Основа по геологической карте Воронежского кристаллического массива масштаба 1:500 000, 1999. Структурная схема по [5]:

метаморфические образования серий: 1 — оскольской, 2 — курской, 3 — михайловской, 4 — обоянской; 5 — интрузивы раннекарельского стойло-николаевского комплекса; 6 — позднеархейские гранитоиды; проявления формаций позднеархейского этапа: 7 — золотосульфидная и 8 — золото кварц-сульфидная; формации раннекарельского этапа: метаморфогенные (9 — золотосодержащих конгломератов, 10 — золотосульфидная), гидротермальные (11 — золотосульфидная, 12 — золото кварц-сульфидная, 13 — золото кварцевая); 14 — месторождения железистых кварцитов, в которых установлены гидротермальные золоторудные проявления: А (1 — Михайловское, 2 — Орловское, 3 — Панковское, 4 — Коробковское, 5 — Лебединское и Стойло-Лебединское, 6 — Стойленское, 7 — Северо-Волотовское, 8 — Чернянское); Б — грабен-синклинории: К — Крупецкий, МБ — Михайловско-Белгородский, О — Орловско-Оскольский; горст-антиклинории: I — Льговский, II — Курско-Корочанский, III — Ливенско-Лосевский; грабен-синклинали: 1 — Крупецкая, 2 — Рыльская, 3 — Михайловская, 4 — Белгородская, 5 — Волотовская

ния вкрапленный, прожилково-вкрапленный. Суммарное содержание сульфидов колеблется в широких пределах — от 2—10 до 15—30%. Среди них преобладают пирит и пирротин, встречаются халькопирит, галенит, сфалерит и арсенопирит. Наиболее изучено Луневское рудопроявление, которое можно считать типоморфным для рассматриваемой формации. Оно расположено в центральной части Тим-Ястребовской грабен-синклинали и приурочено к небольшой синклинальной складке, сложенной породами нижнетимской подсвиты. По данным работы [9], это рудопроявление представляет собой горизонт окварцованных сульфидоносных углеродистых сланцев, внешне практически не отличающихся от вмещающих пород мощностью 25—30 м. Кроме золота (0,8—2,2 г/т) в рудах присутствуют металлы платиновой группы (0,05—1 г/т).

Следует признать маловероятным обнаружение на Курской магнитной аномалии промышленного оруденения рассмотренной формации. Об этом, во-первых, свиде-

тельствует малочисленность установленных рудопроявлений, несмотря на неплохую изученность площадей распространения углеродистых пород оскольской серии, и незначительное содержание в рудах золота. Во-вторых, как показали результаты проведенных в 90-е годы широкомасштабных исследований хемогенно-осадочной металлоносности углеродистых сланцев КМА [8], первичная концентрация благородных металлов в них была очень низкой. Небольшая интенсивность гидротермальных синметаморфических процессов, на что указывают слабые эпигенетические изменения рудоносных углеродистых пород, также не способствовала мобилизации благородных металлов и обогащению ими отдельных горизонтов указанных пород. Поэтому трудно согласиться с утверждением Н.М.Чернышева с соавторами [10] о том, что стратиформный тип оруденения в углеродистых сланцах оскольской серии обладает «высокими концентрациями платиноидов и золота, крупномасштабными ресурсами».

Характеристика золотого оруденения докембрия КМА

Генетический тип	Рудная формация	Вмещающие породы	Морфология рудных тел	Сопутствующие сульфиды	Уровень концентрации золота, г/т	Примеры рудопроявлений
Метаморфогенный (стратиформно-регенерированный)	Позднеархейский этап (гранит-зеленокаменный)					
	Золото-сульфидная	Метавулканыты михайловской серии	Линзо-, пластообразная	Пирит, пирротин, (марказит, халькопирит, арсенопирит)	0,8—1,28 на 0,7—1,2 м	Авильское
	Золотокварц-сульфидная			Пирит, (халькопирит, арсенопирит, пирротин)	0,01—1 (до 2,7) на 0,3 м	Южно-Реутецкое
	Раннекарельский этап (подвижных поясов)					
	Золотоносных конгломератов	Метаморфиты в основании курской серии	Линзо-, пластообразная	Пирит, пирротин	0,06—0,6 (до 1—3) на 0,1—3 (до 6) м	Южно-Лебединское, Александровское, Южно-Коробковское
	Золото-сульфидная	Углеродистые сланцы оскольской серии		Пирит, пирротин (арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, пентландит)	0,2—0,8 (до 2,2) на 2—5,7 м	Луневское, Стрекаловское
Магматогенно-гидротермальный	Золото-сульфидная	Углеродистые сланцы и метавулканыты оскольской серии	Минерализованные зоны дробления и трещиноватости метаморфитов		0,01—2,6 (до 4—10) на 0,15—3,5 м	Кшенское, Верхнеберезовское, Луговское, Тимское, Волотовское
		Метавулканыты михайловской серии				Студенокское, Михайловское
	Золотокварц-сульфидная	Метаморфиты курской серии		Пирит, (пирротин)	0,01—4 на 0,2—5 м	На Михайловском, Коробковском, Стойленском и других месторождениях железистых кварцитов
	Золотокварцевая	Кварцито-песчаники, гранитоиды, метавулканыты кислого и среднего состава	Зоны жил и прожилков	Пирит, (халькопирит)	0,2—2,6 (до 13,6) на 0,1—1,5 м	Яковлевское, Южно-Висловодское, Северо-Погромное, Алексеевское

Примечание. В скобках указаны второстепенные сульфиды.

Орогенная стадия раннекарельского этапа развития рассматриваемого региона наиболее продуктивна в отношении золотого оруденения. К этой стадии относится большинство известных проявлений и точек минерализации золота, локализованных в Михайловско-Белгородском и Орловско-Оскольском грабен-синклинариях. Все они имеют гидротермальный генезис и контролируются продольными разломами, образуя иногда золоторудные зоны протяженностью до 70—100 км и шириной до 2—8 км или несколько субпараллельных таких зон (например, Воскресеновская, Мальцевско-Прилепская и Тим-Панковская в центральной части Тим-Ястребовской грабен-синклинали).

Оруденение представлено минерализованными зонами рассланцевания или дробления пород, а также зонами кварцевых жил и прожилков. Часто золотоносные тектонические зоны залегают субсогласно с вмещающими породами. Кварцевые жилы и прожилки встречаются и в минерализованных зонах, но не играют в них сколько-нибудь существенной роли. Для рудопроявлений золота орогенной стадии характерны геохимические аномалии Cu, Zn, Pb и Ba, иногда Co и Ni.

Характер околорудных гидротермальных изменений зависит главным образом от состава вмещающих пород. По алюмосиликатным породам кислого и среднего составов (гранитоиды, гранодиориты, диорит-порфириты и др.) развиваются преимущественно березиты, вулканитам среднего и основного составов — пропилиты, гипербазитам — листвениты, кварцитопесчанникам — существенно кварцевые метасоматиты. В железистых кварцитах и сланцах обычно наблюдается окварцевание, карбонатизация и хлоритизация.

У большинства исследователей Курской магнитной аномалии не вызывает сомнения парагенетическая связь гидротермального золотого оруденения рассматриваемой стадии с позднеорогенными интрузиями стойло-николаевского комплекса габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Доказательства наличия такой связи достаточно убедительные. Прежде всего, это пространственная ассоциация рудопроявлений и интрузивов стойло-николаевского комплекса, их приуроченность к одним и тем же разломам позднеорогенного возраста, явная специализация на золото-диорит-гранодиоритовых породах комплекса (в них содержание золота в два и более раз превышает кларковое, а в гранитоидах остальных магматических комплексов данной аномалии оно меньше кларкового).

Широко проявленная базитовая составляющая стойло-николаевского комплекса, повышенное содержание в его породах элементов, характерных для основных магм (Cu, Ni, Co и др.) свидетельствуют о мантийно-коровом происхождении магмы глубинных промежуточных очагов, которые дали расплавы, сформировавшие интрузивные тела этого комплекса. Важно отметить, что связь гидротермального золотого оруденения с орогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формацией мантийно-корового генезиса характерна и для фанерозоя [6], что подтверждает золоторудно-продуктивный потенциал стойло-николаевского интрузивного комплекса.

По относительному содержанию сульфидов различают гидротермальные золотосульфидную (25% и более), золотокварц-сульфидную (2—25%) и золотокварцевую (<2%) формации. Приведенные критерии указанного показателя достаточно условные. Поэтому для идентификации золоторудной формации важное значение имеет характер ору-

денения и особенности вмещающих пород, причем, эти два признака часто связаны друг с другом.

Золотосульфидная формация характеризуется преимущественно метасоматическим вкрапленным, прожилково-вкрапленным оруденением, в массе которого нередко встречаются малоомощные кварцевые жилы и прожилки. Среди сульфидов преобладают пирит, иногда совместно с пирротинном, редко с арсенопиритом, встречается примесь халькопирита, сфалерита, галенита, иногда пентландита. На многих рудопроявлениях этой формации обнаружены элементы платиновой группы (от десятых долей до первых граммов на тонну). Золотосульфидная формация характерна для черносланцевых (с пачками вулканитов) толщ пород оскольской серии Орловско-Оскольского грабен-синклинария.

Большинство рудопроявлений такого формационного типа обнаружено в центральной части Тим-Ястребовской грабен-синклинали. Они залегают в метавулканитах основного состава (Верхнеберезовское, Луговское, Панковское-1, Кшенское и др.), брекчиях неясного генезиса среди метабазитов (Тимское-I), углеродистых сланцах (Вишнево-Мальцевское, Тимское-III, Погоженское и др.). В Волотовской грабен-синклинали известно одноименное рудопроявление, представленное минерализованными зонами дробления на контакте углеродистых сланцев роговской свиты оскольской серии и субпластовыми базитовыми интрузиями золотухинского комплекса.

Ряд рудопроявлений золотосульфидного формационного типа залегает в метапородах михайловской серии (Студенокское в Рыльской грабен-синклинали, Михайловское в одноименной грабен-синклинали, Западно-Лебединское в юго-восточном замыкании Тим-Ястребовской грабен-синклинали). Они отчетливо контролируются разломами, связанными с орогенной стадией формирования протерозойских подвижных поясов Курской магнитной аномалии.

Вероятно, повышенное содержание сульфидов в рудах рассматриваемой формации обусловлено заимствованием серы из первично обогащенных ею углеродистых пород оскольской серии или базит-гипербазитовых метавулканитов михайловской.

В целом золотосульфидное оруденение КМА характеризуется низким (0,01—2,6 г/т, в единичных пробах до 4—10 г/т) содержанием золота, небольшой мощностью (0,15—3,5 м) золотоносных интервалов и прерывистым их распределением. Некоторые исследователи видят аналогию между Кшенским рудопроявлением и такими крупными золоторудными месторождениями, как Калгурли (Западная Австралия) и Гейта (Танзания) [9], а Волотовское рудопроявление считают близким аналогом золоторудного гиганта Ашанти (Гана) [4]. Однако среднее содержание золота на указанных месторождениях на порядок выше, чем у наших «аналогов», причем, Калгурли и Гейта локализованы не в черносланцевых толщах протерозойских подвижных поясов, а соответственно в породах коматиит-базальтовой и джеспилит-базальтовой формаций типичных архейских зеленокаменных поясов; на месторождении Ашанти оруденение не золотосульфидное, а представлено мощными и протяженными золотокварцевыми жилами [1].

Золотокварц-сульфидная формация представлена гидротермальными рудопроявлениями золота в породах курской серии. Практически все известные рудопроявления этой формации установлены в железистых кварцитах ко-

робковской свиты на разведанных железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии. Эти рудопрооявления приурочены к зонам разрывных нарушений с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, жилами и прожилками кварцевого и карбонат-кварцевого состава. Содержание сульфидов в рудах очень изменчивое (от первых до 20—30%). Среди них преобладает пирит, иногда совместно с пирротином.

Мощность рудных зон 0,2—5,0 м, а содержание в них золота колеблется от 0,01 до 4 г/т. Кварцевые жилы обычно маломощные (0,01—1,0 м) с низким (0,01—0,53 г/т) содержанием золота. Золото преимущественно свободное, тонкое (до 10—50 мкм), иногда мелкое (до 0,1—0,2 мм), высокопробное (780—995). Часть золота (до 5—7 г/т) присутствует в сульфидах, гематите, магнетите и силикатном агрегате. Приведенные параметры гидротермального золотого оруденения в железистых кварцитах показывают его низкую продуктивность, что при трудностях извлечения тонкого золота делает такое оруденение бесперспективным для самостоятельной разработки.

Вопрос о попутном извлечении золота на горнообогаительных комбинатах КМА из отходов обогащения железистых кварцитов, в которых его содержание составляет сотые—десятые доли граммов на тонну, пока не решен из-за отсутствия экономически и экологически приемлемой технологии. В указанных отходах, кроме гидротермального золота охарактеризованных локальных рудных зон, присутствует также рассеянное хемогенно-осадочное золото железистых кварцитов, частично перераспределенное в процессе регионального метаморфизма раннекарьельского этапа.

Золотокарцевая формация представлена зонами кварцевых (иногда с карбонатом, альбитом и другими минералами), маломощных (0,1—1,5 м) жил и прожилков. В них, как правило, присутствует вкрапленность пирита, реже халькопирита. Рудопрооявления рассматриваемой формации залегают обычно в кварцитопесчаниках стойленской свиты (Яковлевское, Южно-Висловское, Северо-Погромечское, Алексеевское), позднеархейских гранитоидах (Новоялтинское, Игнатьевское, Светло-Дунайское), метавулканитах кислого и среднего составов (отдельные участки Кшенского, Вишнево-Мальцевского и Луневского рудопрооявлений). С точки зрения поисков промышленного объекта в докембрии Курской магнитной аномалии золотокарцевая формация бесперспективна. Об этом свидетельствуют низкий уровень концентрации золота (от 0,2 до 2,6 г/т, в одной пробе 13,6 г/т на 0,7 м) и незначительная мощность рудных тел.

В заключение следует отметить, что основные золоторудные эпохи докембрия Курской магнитной аномалии соответствуют позднеархейскому (гранит-зеленокаменному) и раннекарьельскому (подвижные пояса) геотектоническим этапам, причем, наиболее золотоносным оказался раннекарьельский этап, точнее его орогенная стадия. Слабое развитие на КМА золотого оруденения в зеленокаменных породах позднего архея, с которыми обычно связана промышленная докембрийская золотоносность, обусловлено отсутствием в этом регионе типичных зеленокаменных поясов, четко отделенных от гранитоидных ареалов.

Золотое оруденение раннекарьельского этапа представлено стратиформно-регенерированными рудопрооявлениями золота в метапородах базальных слоев курской серии (формация золотоносных конгломератов) и углеродистых слан-

цах оскольской серии (золотосульфидная формация), а также гидротермальным оруденением в минерализованных тектонических зонах, парагенетически связанным с позднеорогенным стойло-николаевским габбро-диорит-гранодиоритовым интрузивным комплексом (золотосульфидная, золотокварц-сульфидная и золотокварцевая формации).

Стратиформно-регенерированные рудопрооявления формации золотоносных конгломератов и золотосульфидной формации представлены убогим оруденением, что обусловлено для первой из них слабой золотоносностью гранит-зеленокаменного основания курской серии — источника кластогенного золота в конгломератах, а для второй — низкой концентрацией сингенетического золота в углеродистых породах оскольской серии. Среди гидротермальных золоторудных формаций раннекарьельского этапа наиболее продуктивна золотосульфидная, но и она характеризуется непромышленными параметрами оруденения.

Таким образом, неблагоприятные геологические предпосылки (отсутствие в докембрии Курской магнитной аномалии типичных зеленокаменных поясов) и фактически установленная слабая продуктивность золотого оруденения различных геотектонических этапов и формационных типов (низкий уровень концентрации и тонкая размерность золота, небольшие мощности рудных интервалов, прерывистость оруденения) с учетом глубокого (от 100 м и более) залегания фундамента под толщей пород осадочного чехла убеждают в бесперспективности поисков в докембрии этого региона промышленных золоторудных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Ганеев И.Г. Скрипченко В.В. и др. Рудные ресурсы и их размещение по геоэпохам. *Благородные металлы* / Под ред. Д.В.Рундквиста. — М.: Недра, 1995.
2. Владимирова Н.Л., Кононов Н.Д., Квитко Т.Д. Эволюция петрохимического состава и геохимической специализации гранитоидов Воронежского кристаллического массива / *Металлоносность центральных районов Восточно-Европейской платформы*. — М., 1976.
3. Демченко Б.М., Сычкин Н.И., Лосицкий В.И. и др. Минерогения Воронежского кристаллического массива // *Геологический вестник центральных районов России*. 1999. № 1—2. С. 30—33.
4. Дунай Е.И., Пономарев Б.Н. Перспективы золотоносности «черносланцевой» формации Волотовской грабен-синклинали // *Геологический вестник центральных районов России*. 1998. № 2—3. С. 50—56.
5. Железные руды Курской магнитной аномалии / Под ред. В.П.Орлова, И.А.Шевырева, Н.А.Соколова. — М.: Геоинформмарк, 2001.
6. Золоторудные месторождения СССР. Т. 5. Формации, закономерности размещения, перспективная оценка / Под ред. В.А.Нарсеева, Н.А.Фогельман. — М., 1999.
7. Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // *Советская геология*. 1980. № 9. С. 84—97.
8. Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. — М.: Недра, 1988.
9. Чернышев Н.М., Мяснянкин В.И. О золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных структур КМА // *Геология рудных месторождений*. 1992. № 2. С. 63—70.
10. Чернышев Н.М., Молотков С.П., Буковин В.В. Развитие минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов центральной зоны России в свете идей М.Н.Годлевского // *Руды и металлы*. 2002. № 5.
11. Щеголев И.Н., Ильин В.В., Холин В.М. К проблеме золотоносности железисто-кремнистых формаций криворожского типа // *Геологический журнал*. 1992. № 4.

Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие

Л.А.ИЗОСОВ (Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН), М.В.ГОРОШКО (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Цель настоящей статьи — сводное описание с привлечением новых данных геологии Южно-Синегорской впадины в юго-восточной части докембрийского Ханкайского массива Центрально-Азиатского герцинского пояса [16]. Описываемое тектоническое сооружение площадью около 11 тыс. км², представляет собой комплекс вулcano-тектонических депрессий и вулcanoгенно-интрузивно-купольных поднятий, расположено в южной части Ханкайского докембрийского массива, где предшественниками выделялись Черниговский синклиналии, Спасский и Вознесенский антиклиналии [5]. Геологический интерес к этой территории возник в начале 50-х годов прошлого века в связи с открытием оловянных, флюоритовых, полиметаллических и редкометалльных промышленных месторождений Вознесенского рудного района и урановых Синегорского (рис. 1).

Взгляды на геологическое строение и металлогению региона, сложившиеся в это время, начали кардинально меняться в 1960-е—70-е годы в результате разворота специа-

лизированных на уран крупномасштабных геологических и геофизических съемок, а также поисковых работ, в которых активное участие принимали авторы статьи. Были разработаны принципиально новые схемы стратиграфии и развития магматизма Ханкайского массива, возросла достоверность выделяемых складчатых и разрывных дислокаций и уточнено место оловянного, редкометалльно-флюоритового, полиметаллического и уранового оруденения в истории развития региона.

Аналогичные наложенные структуры, заложенные в рифее и развивающиеся до верхнего палеозоя включительно, характерны для докембрийских массивов герцинских складчатых областей [8]. К таким структурам относятся прогибы Тепла-Баррандиенский Чешского, Стерлитамак-Шарыкский Кокчетавского, Мельгинский Турано-Чжангуанцайлинского и Кимканский Цзямусы-Малохинганского массивов. Они играют огромную роль в металлогении этих массивов, так как к ним приурочено

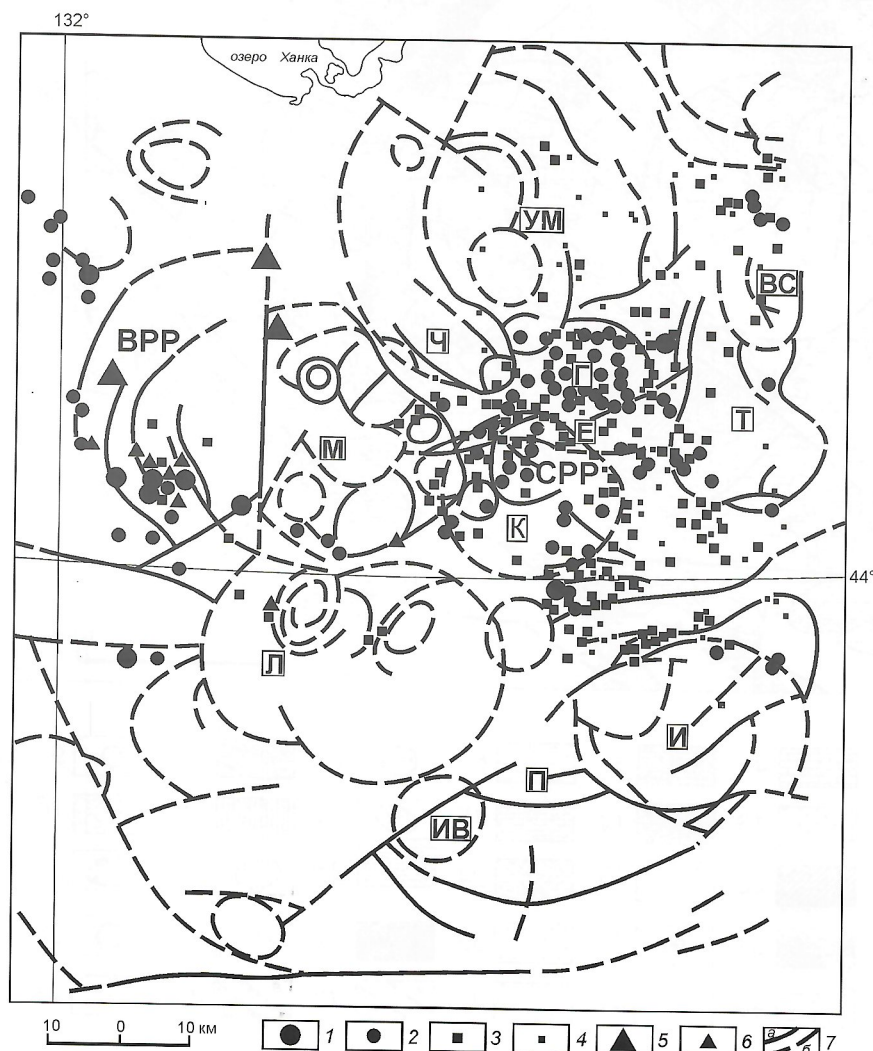


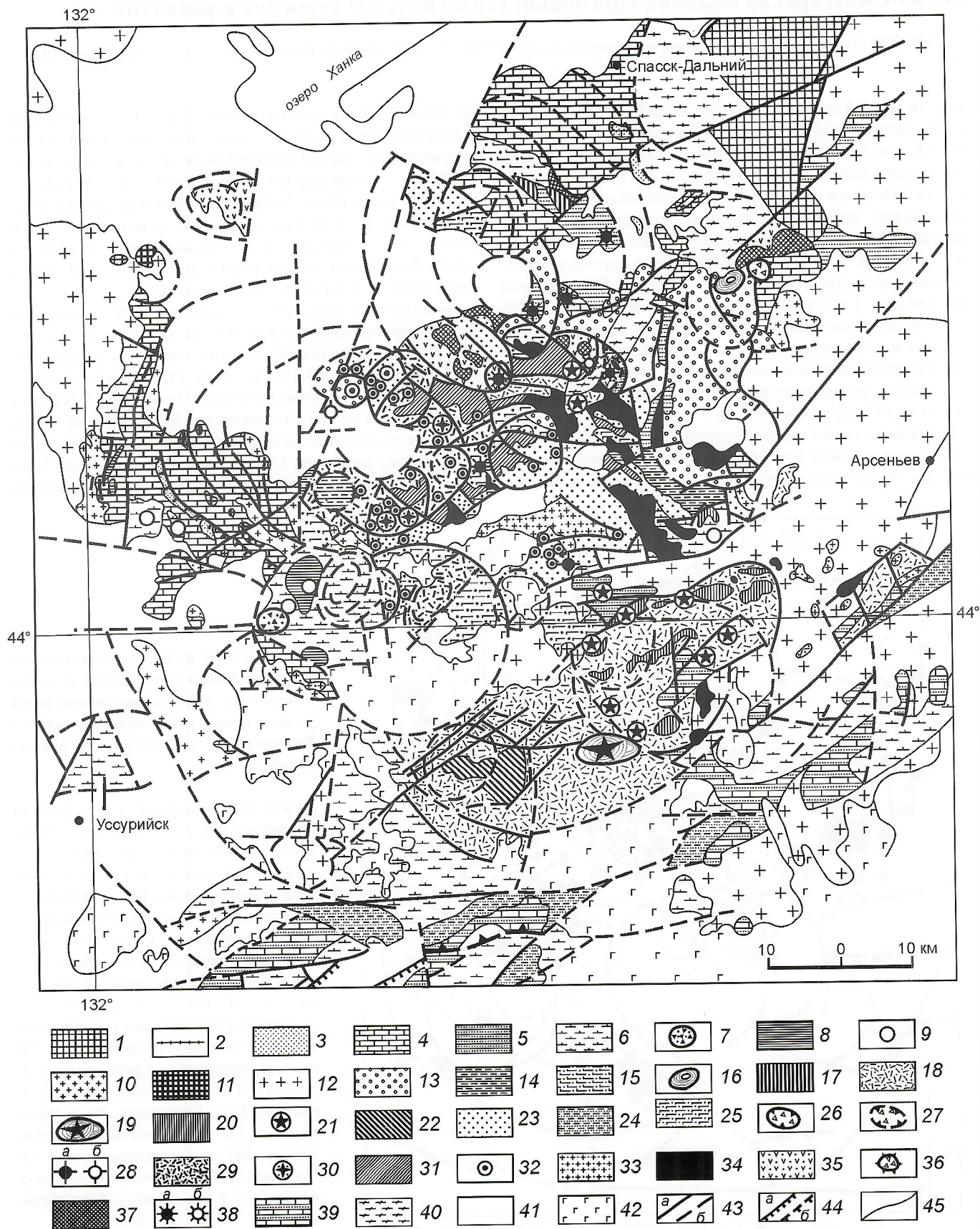
Рис. 1. Схема вулcano-тектонических структур Южно-Синегорской впадины и характер размещения проявлений рудной и нерудной минерализации в Вознесенском и Синегорском рудных районах:

рудная минерализация: 1 — урановые месторождения, 2 — крупные рудопоявления и аномалии радиоактивности, 3 — мелкие рудопоявления, 4 — пункты минерализации; редкометалльно-флюоритовые проявления: 5 — месторождения, 6 — рудопоявления; 7 — главные разломы: а — установленные, б — выделенные по геолого-геоморфологическим данным; рудные районы: ВРР — Вознесенский, СРР — Синегорский; вулcano-тектонические депрессии (буквы в квадрате): М — Монаяшишинская, Г — Грибинская (Лунзенская), Л — Ляличинская, П — Потеринская, Т — Тихорецкая, И — Известкинская, ИВ — Ивановская, Ч — Черниговская, ВС — Верхнесинегорская; интрузивно-вулcanoгенно-купольные поднятия: Е — Еловое, УМ — Усть-Медведицкое; К — Куйбышевское

подавляющее большинство палеозойских месторождений урана, олова, вольфрама, тантала, ниобия, бериллия, полиметаллов, флюорита, графита, золота и платины. Сравнительный анализ геологии и металлогении Южно-Синегор-

ской впадины с этими структурами выявил много общего в истории их геологического развития и металлогении.

Южно-Синегорская впадина, выделенная Л.А.Изосовым в 1976 г. [10], сложена исключительно пестрыми и не выдер-



жанными по простиранию рифей-кембрийскими, ордовикско-силурийскими, девонскими, раннекаменноугольными и позднепермскими морскими, терригенными и терригенно-вулканогенными формациями, разделенными несогласиями и смятыми в брахиформные складки (рис. 2). Часть из них (девонско-позднепермские) может быть сопоставлена с выделяемым китайскими геологами комплексом типа «пиньшань», характерным для дива-структур [27].

Стратиграфия и магматизм. Рифейские кремнисто-карбонатно-терригенные образования структурно обособляются от архейских (или нижнепротерозойских?) метаморфических комплексов, выполняя наложенные на них отрицательные структуры — синклинии [5]. Наиболее широко они распространены в северо-восточной части Южно-Синегорской впадины. На остальной территории их выходы неизвестны, кроме насыровской свиты Вознесенского антиклинария, которая отнесена к рифею условно.

Нижнекембрийские отложения в Южно-Синегорской впадине распространены в ее северо-восточной, юго-восточной и западной частях. В каждой из этих частей (и даже в отдельных блоках) выделяются свои стратоны, слабо увязывающиеся между собой [20]. Состав и мощность отдельных стратонов отражены на рис. 3. Рифей-раннекембрийские отложения характеризуются высоким содержанием углерода и битуминозностью. Графитосодержащие пачки и прослои установлены в спасской, митрофановской, лузановской и новоярославской свитах, битуминозные известняки выявлены в отложениях волкушинской и прохоровской свит. Все вышеперечисленные комплексы пород как бы «вложены» один в другой и не выходят за пределы контура распространения рифей-нижнекембрийских отложений. Отложения нижнего—среднего кембрия имеют существенно терригенный, грубообломочный состав (меркушевская и медвежинская свиты). Сложены они преимущественно известковистыми конгломератами, граве-

Рис. 2. Структурно-формационная карта Южно-Синегорской дива-впадины:

1 — позднеархейская (раннепротерозойская?) карбонатно-вулканогенно-терригенная формация: сланцы биотитовые и диопсидовые, гнейсы биотит-амфиболовые, амфиболиты, кварциты, мраморы (*татьяновская свита*); 2 — рифейская вулканогенно-карбонатно-терригенная формация: сланцы биотитовые, мусковитовые, графитовые, хлоритовые и биотит-хлоритовые, песчаники, кварциты (*спасская, митрофановская и кабаргинская свиты*); 3 — рифейско-раннекембрийская джеспилитовая формация: сланцы кварц-серпичит-гематитовые, песчаники, гравелиты, известняки (*кабаргинская, песчано-сланцевая и насыровская свиты*); 4 — раннекембрийская кремнисто-терригенно-карбонатная формация: известняки, кремни, доломиты, сланцы глинистые, песчаники (*прохоровская, дмитриевская, лузановская, дальзаводская, березянская, новоярославская, волкушинская, коваленковская свиты*); 5 — ранне-среднекембрийская терригенная (молассовая) формация: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (*медвежинская и меркушевская свиты*); **позднекембрийская риолитовая формация:** 6 — покровная фация: риолиты, риодациты, их туфы, туфолавы, ортофиры, песчаники (*толица риолитов*); 7 — жерловая фация (руины стратовулканов): агломератовые и псефитовые туфы риолитов; 8 — массивы и дайки риолитов, 9 — нежки (жерловины) риолитов, 10 — интрузивы биотитовых и биотит-турмалиновых гранитов и гранит-порфиров; **ордовикская батолитовая формация:** 11 — габбро, 12 — граниты биотитовые; 13 — ордовикско-силурийская терригенная (молассовая) формация: конгломераты, гравелиты, песчаники (*даубихезская свита*); 14 — ордовикско-силурийская (силурийская?) терригенная (флишoidная) формация: алевролиты, песчаники, сланцы глинистые, гравелиты, линзы известняков (*реттиховская свита*); **раннесилурийская? вулканогенная терригенно-вулканогенная формация (туфо-эффузивная толица):** 15 — покровная фация: базальты, андезиты, их туфы, ксенотуфы, эпидозиты, амфиболиты, сланцы глинистые; 16 — жерловая фация (руины щитовидных вулканов): диабазы, базальты, андезиты, их туфы; 17 — субвулканическая (трубок взрыва?) фация: перидотиты, серпентиниты, вулканические брекчии, габбро; **раннедевонская базальт-риолитовая формация:** 18 — покровная фация: риолиты, дациты, их туфы, игнимбриты, туфолавы, базальты, андезиты, их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники (*толица риолитов*); 19 — жерловая фация: агломератовые и псефитовые туфы риолитов и дацитов; 20 — массивы и дайки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; 21 — нежки риолитов и дацитов; 22 — интрузивы смешанного состава: габбро, монзониты, сиениты, адамеллиты, граниты; 23 — средне-позднедевонская терригенная пестроцветная формация: песчаники, алевролиты, конгломераты, туфопесчаники, прослои фораминиферовых известняков (*вассиановская свита*); 24 — ранне-позднедевонская терригенная слабоугленосная формация: конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфы, пепловые туфы кислого состава, туффиты, аргиллиты, глины, базальты (*люторгская свита*); **позднедевонская терригенно-вулканогенная (с шошонит-латитовой ассоциацией) формация:** 25 — покровная фация: базальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы, песчаники, алевролиты, эпидозиты, кремнистые породы, конгломераты (*лунзенская свита, снегуровская толица*); жерловая фация (руины щитовидных вулканов): 26 — установленные: долериты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; 27 — выделенные по геофизическим данным; 28 — нежки долеритовиабазов: а — установленные, б — выделенные по геофизическим данным; **раннекаменноугольная риолитовая формация:** 29 — покровная фация: риолиты, дациты, их туфы, туфолавы, игнимбриты, редко базальты, туфоалевролиты, туфопесчаники (*светлоярковская толица*); 30 — жерловая фация (руины стратовулканов): агломератовые и псефитовые туфы риолитов и дацитов; 31 — массивы и дайки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; **раннекаменноугольная габбро-сиенит-трахирриолитовая формация:** 32 — нежки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; 33 — интрузивы биотитовых гранитов и гранит-порфиров, 34 — габбро, сиенитов и гранитов; **позднепермская риолит-андезитовая формация:** 35 — покровная фация: андезиты, риолиты, их туфы, туфы смешанного состава, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты (*барабаишская свита*); 36 — жерловая фация: агломератовые и псефитовые туфы смешанного состава; 37 — экструзивная и субвулканическая фация: массивы и дайки риолитов, 38 — нежки: а — риолитов, б — андезитов; 39 — позднепермская карбонатно-терригенная формация (*чандазаская свита*); 40 — раннемеловая габбро-гранит-гранодиоритовая формация; 41 — триас-неогеновая терригенная угленосная формация; 42 — неогеновая щелочно-базальтоидная формация: базальты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы, риолиты; 43 — разрывные нарушения, установленные по данным: а — геолого-геофизическим, б — геоморфологическим; 44 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 45 — геологические границы

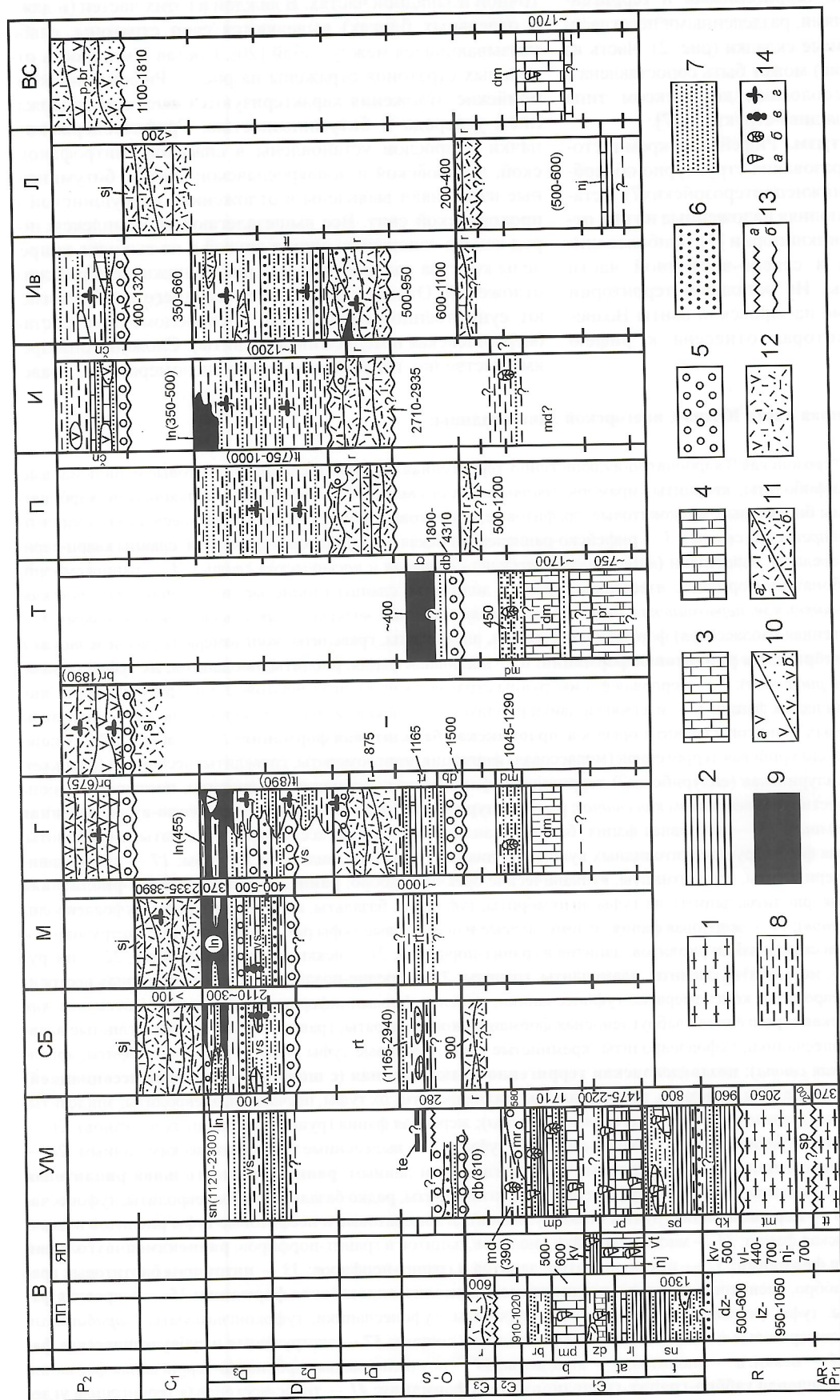


Рис. 3. Стратиграфические колонки главных вулкано-тектонических структур Южно-Синегорской впадины:

вулкано-тектонические структуры: В — Вознесенское вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие (ПШ, ЯП — Первомайская и Ярославская подзоны), УМ — Усть-Медведицкое вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие, СБ — Сандуганский блок; вулкано-тектонические депрессии кальдерного типа: М — Монастыришская (Лунзенская), Ч — Черниковская, Т — Тихорецкая, П — Потеринская, И — Известковая, ИВ — Ивановская, Л — Ляличинская, ВС — Верхнесинегорская; 1 — гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы; 2 — сланцы; 3 — известняки, доломиты; 4 — кремнистые породы; 5 — конгломераты; 6 — гравелиты; 7 — песчаники, туфопесчаники; 8 — алевролиты, туфоалевролиты; 9 — базальты и их туфы; 10 — андезиты (а) и их туфы (б); 11 — риолиты, дациты (а) и их туфы (б); 12 — туфы смешанного состава; 13 — угловое несогласие (а) и разрыв (б); 14 — окаменелости: археоцитаты (а), трилобиты (б), фораминиферы (в), флора (г); **стратиты:** свиты: AR₂ (PR₁?) — татьяновская, Rsp — спасская, Rmt — митрофановская, Rkb — кабаргинская, R-ε_{1ps} — песчано-сланцевая, R-ε_{1ns} — насыровская, ε_{1pr} — прохоровская, ε_{1dm} — дмитриевская, ε_{1lz} — лузановская, ε_{1dz} — дальзадовская, ε_{1br} — первомайская, ε_{1nj} — березьянская, ε_{1nl} — волкушинская, ε_{1kv} — коваленковская, ε_{1-2md} — медведкинская, ε_{1-2mr} — меркушевская, ε_{3t} — толща риолитов, O-Sdb — даубихевская свита, O-Sgr — реттиховская свита, S₁?te — туфо-эффузивная толща, rD₁ — толща риолитов, свиты: D_{2-3vs} — вассиановская, D_{3hl} — лунзенская; D_{3sn} — снегуровская толща, D_{1-3lt} — лютургская свита, C_{1sj} — светлогорская толща, свиты: P_{2br} — барабашская, P_{2sn} — чандалазская; литологический состав страгонов см. на рис. 2.

литами, песчаниками и алевролитами общей мощностью 1300—1400 м.

В 60-е годы прошлого века постсреднекембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие локальные депрессии в пределах Южно-Синегорской впадины, большинством исследователей считались верхнепермскими и среднедевонскими. Дальнейшее изучение Л.А.Изовым палеозойских вулканитов района в процессе среднемасштабного геологического картирования и картосоставительских работ 1982—1985 гг. [16] позволило на основании палеонтологических и изотопных данных выделить среди них породы позднекембрийского, раннедевонского, позднедевонского, раннекарбонового и позднепермского возрастов (см. рисунки 2, 3).

Девонские и нижнекарбоновые стратифицирующиеся образования залегают в трех крупных вулканотектонических кольцевых и грабенообразных депрессиях: Грибнинской, Монастырищинской и Потеринской, расположенных по периферии Южно-Синегорской впадины, а также выполняют ее центральную часть, где сложены в основном терригенными породами. На картах вулканотектонических депрессий, составленных в процессе проведения крупномасштабных геологических съемок, все толщи вулканитов кислого состава отнесены к среднему девону. Находки раннедевонской флоры и раннекарбоновой фауны (Л.А.Изов, 2002), а также результаты определения возраста риолитов Rb-Sr методом [25] послужили основанием для выделения верхнего кембрия в Ляличинской и Потеринской структурах, нижнего девона — Потеринской и Грибнинской, нижнего карбона — Монастырищинской. С этапом девонско-раннекарбоновой тектоно-магматической активизации связано формирование Тихорецкой грабен-синклинали, которая также относится к рангу вулканотектонических депрессий (Л.А.Изов и др., 2000). Хотя непосредственно в пределах структуры на поверхности не установлены выходы девонско-раннекарбоновых вулканитов, они широко распространены в ее западном обрамлении, где образуют линейно вытянутые субвулканические массивы вдоль кальдерных разломов. Поэтому можно полагать, что проседание ядра депрессии произошло в результате опустошения глубинного магматического очага и обрушения его кровли.

В строении Южно-Синегорской впадины принимают участие следующие магматические комплексы, входящие в состав вулканогенно-осадочных, вулканогенных и вулканоплутонических формаций (см. рисунки 2, 3): 1) позднекембрийский гранит-риолитовый; 2) раннесилурийский? базит-гипербазитовый (андезит-базальт-перидотитовый); 3) позднедевонский андезитобазальтовый; 4) раннекаменноугольный риолитовый; 5) раннекаменноугольный габбро-сиенит-лейкогранит-трахириолитовый; 6) позднепермский риолит-андезитовый и 7) раннемеловой габбро-гранит-гранодиоритовый. Кроме того, большое значение для формирования структуры впадины имело становление ордовикских гранитных батолитов.

Перечисленные, в основном стандартно построенные, непрерывно дифференцируемые комплексы пород, как правило, принадлежат к известково-щелочной и щелочной сериям K-Na линии и нередко отличаются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей и глинозема. Несколько особняком в этом отношении стоит позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс, представляющий собой образования «горячих точек» [17]. Плутонические

фазии в нем представлены редкометалльно-фтористой разновидностью субщелочных гранитов, в которых калий преобладает над натрием.

Особое место среди магматитов второго комплекса занимают породы, родственные кимберлитам [15, 16]. Примечательно, что в пределах Вознесенского вулканогенно-интрузивно-купольного поднятия часто встречаются дайки базитов и ультрабазитов, среди которых могут присутствовать и образования, сходные с несущими признаки алмазности [23, 15]; некоторые из них имеют кимберлитовый эволюционный тренд [6].

Позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс представляет собой вулканоплутоническое сообщество [12]: в его строении, помимо толщи риолитов, входят экзотрузивы кислого состава, массивы «вознесенских» гранитов субвулканического типа и их эквивалентов [5]. Возраст пород, входящих в комплекс, многочисленными исследователями трактовался по-разному. Покровные вулканиты относились к различным стратонам и считались допозднепалеозойскими, среднепалеозойскими, среднедевонскими, позднепермскими и позднемеловыми; «вознесенские» граниты рассматривались как допозднепалеозойские, поздне- и среднепалеозойские образования [5]. Впоследствии Rb-Sr методом был определен позднекембрийский возраст риолитов — 512 млн. лет [24]. Кроме того, М.Д.Рязанцевой в 1969 г. был установлен факт прорывания толщи риолитов градековскими гранитами, которые имеют ордовикский возраст.

Представления о раннепалеозойском возрасте «вознесенских» гранитов, которые в свое время развивал известный приморский металлогенет Ю.Г.Иванов, опираются на следующие данные [12]: 1) K-Ar возраст гранитов, по данным А.А.Рязанцева, колеблется в пределах 420—480 млн. лет, а В.И.Мальшевым получены и более «древние» цифры — 455—500 млн. лет, что соответствует границе ордовика—кембрия; 2) массивы гранитов этого типа встречаются исключительно в ареалах развития нижнекембрийских толщ, которые они прорывают; 3) Л.А.Изов в 1975 г. установил, что граниты, аналогичные «вознесенским», в окрестностях села Халкидон перекрываются конгломератами ордовикско-силурийской даубихезской свиты.

Ордовикский комплекс гранитных батолитов (градековский, снегуровский, анучинский) сформировался в две фазы в результате проявления гранитно-сводового тектогенеза: к *первой фазе* относятся небольшие массивы «гибридных пород»: габбро, диоритов, диорит-монцитонитов, сиенит-монцитонитов и сиенитов [5, 15, 12]), а *вторая (главная) фаза* представлена гранитоидами, слагающими огромные батолиты. Изометричные тела габброидов и диоритов хорошо картируются гравиразведкой [10, 21], поскольку обладают положительной избыточной плотностью (0,18—0,31 г/см³) по сравнению с вмещающими их терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия. Локальные положительные аномалии силы тяжести, соответствующие штокам «гибридных пород», пересекают линейные гравитационные минимумы, отвечающие трещинным телам позднекембрийских вознесенских гранитов.

Градековские граниты прорывают метаморфические и осадочные докембрийские образования и верхнекембрийскую толщу риолитов и их туфов [12]. Кроме того, известно [10], что Анучинский батолит в Южно-Синегорской впадине перекрывается фаунистически охарактеризованной васиановской свитой среднего—верхнего девона. Изотопный

возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом, колеблется в интервале 434—495 млн. лет (Л.А.Изосов и др., 1982). В Западном Приморье, где выступает Гродековский батолит, по наблюдениям Л.А.Изосова и М.А.Евлановой (1982) в нижнесилурийской кордонкинской свите содержится большое количество галек гранитоидов и аркозового материала. При этом гранитоиды в гальках имеют свежий облик и не гнейсированы, поэтому вряд ли могут происходить из докембрийских образований.

В период становления ордовикских батолитов произошла консолидация Ханкайского массива, выступавшего в дальнейшем как жесткая структура. Следует подчеркнуть, что с ордовикским воздыманием Сино-Корейского щита связано внедрение промышленно-алмазоносных кимберлитовых трубок, изотопный возраст которых 430—

490 млн. лет [4]. Поэтому самый пристальный интерес в отношении поисков алмазов вызывают субщелочные мафиты первой фазы ордовикского и гипербазитов раннесилурийского? комплексов, среди которых могут быть обнаружены представители кимберлитовой и (или) лампроитовой формаций. Становлению рассматриваемой серии предшествовало развитие позднекембрийского корового ультракислого субщелочного вулcano-плутонизма. В ордовике в связи с миграцией к поверхности базитового магматического очага, который фиксируется здесь гравиразведкой (рис. 4) [12, 15], сформировались крупные гранитоидные батолиты метасоматического генезиса с повышенной вертикальной мощностью. Как известно, Г.И.Туговик [26] подобные «базитовые купола» относит к перспективным в отношении алмазов, так как они включают

интрузивные аналоги кимберлитовой формации — габбро-долеритовую, габбро-сиенитовую и др.

Тектоника. Южно-Синегорская впадина разбита на блоки разломами, вероятно, докембрийского заложения, которые образуют характерную решетку и обладают магомонтролирующим характером. Это и обусловило развитие в ней как крупных полигенных вулcano-тектонических депрессий кальдерного типа и вулcano-тектонических поднятий, так и многочисленных мелких вулcano-тектонических просядок, экструзивов и вулканов центрального типа. В целом впадина представляет собой многокольцевой комплекс сложно соподчиненных разнопорядковых вулcano-тектонических структур. В северо-западной части депрессии выделяются два крупных вулканогенно-интрузивно-купольных поднятия (Вознесенское и Усть-Медведицкое), к которым приурочены глубинные магматические массы ультраосновного — основного состава (см. рис. 4); [10, 11, 12]. Вся остальная ее часть занята обширной специализированной на уран-молибденовое оруденение вулcano-тектонической депрессией, состоящей из тесно связанных кальдер проседания, грабенов и центрального вулканогенно-интрузивно-купольного поднятия (Еловое). В пределах Вознесенского подня-

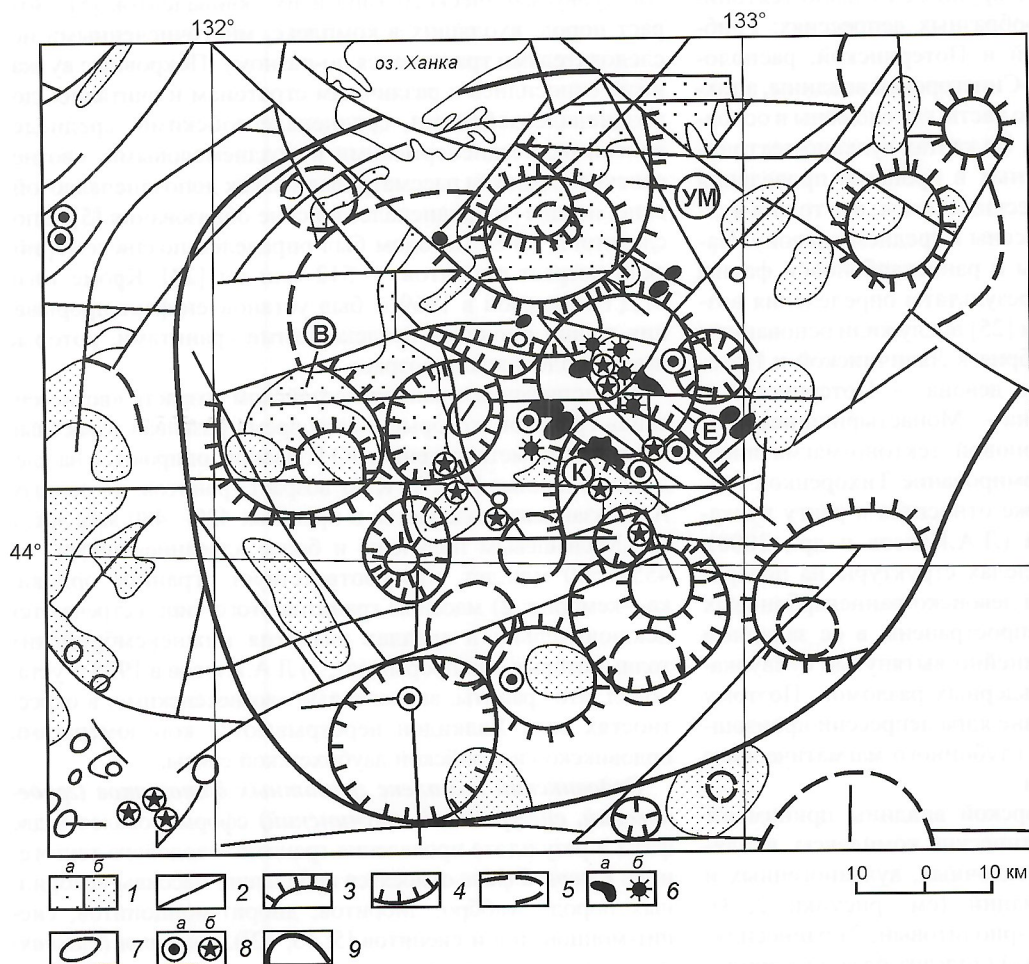


Рис. 4. Схема глубинного строения Южно-Синегорской впадины:

1 — глубинные интрузивные и субвулканические массы состава: а — основного, б — кислого (данные средне- и крупномасштабной грави- и магниторазведки); 2 — структурные элементы, выраженные линейными зонами градиентов и границами полей различного характера на карте локальных аномалий силы тяжести; границы: 3 — вулканогенно-интрузивно-купольных поднятий (В — Вознесенское, УМ — Усть-Медведицкое, Е — Еловое, К — Куйбышевское), 4 — вулcano-тектонических депрессий, выделенные по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным, 5 — кольцевых структур неясного генезиса, отдешифрированные на космофотоснимках и топопланшетах мелкого и среднего масштабов; 6 — локальные центры извержений, выделенные по: а — максимумам Δz , б — минимумам Δg ; 7 — щитовидные базальтоидные вулканические постройки, выделенные по магнитометрическим данным и отдешифрированные на мелкомасштабных космофотоснимках; 8 — вулканические центры (а — крупные, б — мелкие), отдешифрированные на мелкомасштабных космофотоснимках; 9 — граница Южно-Синегорской тектонической воронки

тия, где обнажается нижнекембрийский активизированный чехол, установлена [10] очаговая структура, образованная позднекембрийскими гранитоидами и риолитами, определяющая размещение крупных месторождений Sn, флюорита, Be, Ta, Nb, полиметаллов и др. В ядре Усть-Медведицкого купола, также сложенного нижнекембрийским чехлом, выступает базит-гипербазитовый комплекс с признаками алмазоносности [15, 16].

Концентрическое строение Южно-Синегорской дива-структуры (см. рисунки 2, 4) отчетливо проявляется благодаря дуговым, кольцевым линеаментам и линейным зонам градиентов силы тяжести, выявленным на мелко-масштабных космофотоснимках, картах локальных гравитационных аномалий и вертикальной расчлененности рельефа. Эти структурные элементы — индикаторы разломов во многих случаях заверены горными выработками. Большую помощь в изучении кольцевых структур различной иерархии и зон магмоконтролирующих дизъюнктивов, часто относящихся к типу скрытых разломов фундамента [2], оказали результаты дешифрирования средне- и крупномасштабной топоосновы, а затем и спектрональных космофотоснимков масштаба 1:1 000 000. Составленные при этом схемы дешифрирования линейных элементов рельефа, по существу, представляющие карты мега-трещиноватости, показали хорошую сходимость их как друг с другом, так и с геолого-геофизическими данными. На них четко проявились основные кольцевые структуры и крупные вулканические аппараты, а также определились главные системы разрывов («разломная решетка»), нередко фиксирующиеся мощными линейными гравитационными аномалиями типа «над ступенью». Особенно четко зоны скрытых разломов фундамента и глубинные магматические массы выделяются при крупномасштабных гравиметрических съемках, которые были проведены в Вознесенском и Синегорском рудных районах [9, 10 и др.].

В системе решетчатых разломов впадины выделяются пять направлений: широтное, меридиональное, северо-западное, север-северо-восточное и северо-восточное (45°). Вопрос о времени заложения дизъюнктивов во многих аспектах остается открытым. Однако ввиду их магмоконтролирующего характера в ряде случаев можно прийти к определенным выводам, основываясь на возрасте приуроченных к ним излившихся и интрузивных пород.

По данным большинства исследователей [2], наиболее древний (дорифейский) структурный план региона образован тектоническими линиями широтного и меридионального простирания, вдоль которых уже в раннем архее сформировались системы вулканических поясов, разделявшие зоны гранитообразования. Разломы северо-западного направления контролируют размещение позднекембрийских кислых магматических проявлений, поэтому они заложены, по-видимому, в рифее. Особенно четко эти дислокации выражены в пределах западной части Ханкайского массива, где среди них выделены крупные надвиги [5]. Север-северо-восточные структурные линии отвечают наиболее яркому «тихоокеанскому» направлению; они ограничивают Ханкайский массив от Сихотэ-Алинского и Туманган-Лаоелин-Гродековского покровно-складчатых поясов. Система северо-восточных дизъюнктивов согласуется со складчатыми структурами мезозойского и часто залечена палеозойско-мезозойскими офиолитами. На наш взгляд, эти разломы фиксируют положение палеотрогов, которые расположены косо по отношению к границам

Ханкайского массива и имеют торцовое сочленение с рифейскими структурами. Они заложены и развивались, вероятно, в берриасе и готерив-альбе, с чем связано надвигообразование и проявление фаз складчатости в Сихотэ-Алинском складчатом поясе [15].

Главные структурные элементы Южно-Синегорской впадины — крупные кальдерообразные вулканотектонические депрессии и вулканогенно-интрузивно-купольные поднятия, имеющие сложное строение и относящиеся к полигенетическому типу (Л.А.Изосов, 2002). Для впадины характерно асимметричное строение: ее южное обрамление составляют депрессии, а на севере и в центре структуры — выходят вулканогенно-интрузивно-купольные поднятия; кроме того, в западной части Южно-Синегорской впадины выделяется позднекембрийская локальная очаговая зона, выраженная вулканогенно-интрузивным куполом (см. рисунки 1, 2, 4).

Южно-Синегорская впадина фиксирует мощную очаговую зону и может быть достаточно уверенно отнесена (Л.А.Изосов, 1999) к типу тектоносферных воронок, описанных В.А.Абрамовым [1] на Сибирской платформе. Большой интерес представляют выводы В.А.Абрамова о существовании в литосфере «восходящих» и «нисходящих» воронок, которые, вероятно, имеют определяющее значение при формировании металлогенического профиля того или иного рудного узла. В рассматриваемом случае необходим углубленный структурно-формационный и металлогенический анализы для выявления таких рудоконтролирующих пар. Однако уже сейчас можно отметить, что Южно-Синегорская впадина имеет весьма сложное глубинное строение и представляет собой комплекс разнорядковых тектоносферных воронок, по которым в палеозое происходил круговорот корового и мантийного вещества (многоуровневая конвекция). Следует обратить внимание также на факт приуроченности промышленных месторождений и крупных рудопроявлений Вознесенского и Синегорского рудных районов к вулканотектоническим структурам положительного знака. Поскольку в одной из них (Усть-Медведицкая) обнаружены слабоалмазоносные ультрамафиты и минералы-индикаторы алмаза [15], а другая (Вознесенская) имеет сходное с ней глубинное строение, по-видимому, можно говорить об определенных перспективах Южно-Синегорской тектоносферной воронки в отношении алмазов [14]. В этом смысле большой интерес представляет работа И.Н.Говорова с соавторами [6], которые на основании петрологических исследований пришли к выводу о наличии кимберлитовой тенденции в эволюционном тренде магматитов Вознесенского рудного района.

В краевых частях Ханкайского массива проявились мезозойско-кайнозойские горизонтальные движения, которые в значительной степени деформировали палеозойские, в т.ч. и девонские, толщи [16]. По данным работы [21], во взаимоотношениях между глубинными уровнями гравитирующих масс Ханкайского массива отчетливо проявлены следы горизонтальных движений с северо-западным вектором, приведших к формированию складок северо-восточного простирания и повороту глубинных слоев в близширотном направлении. Изучение палеомагнетизма палеозойских пород Юго-Западного Приморья позволило Ю.С.Бретштейну с соавторами [3] прийти к выводу о том, что локальные блоки впадины испытывали дифференцированное вращение в течение всего палеозоя. Таким обра-

зом, горизонтальные и, в частности, вращательные движения устанавливаются в Южно-Синегорской впадине различными методами. В западном обрамлении Ханкайского массива был описан [11] Гродековский тектонический покров ордовикских гранитов. На широкое развитие в верхней части девонского вулканогенно-осадочного чехла сдвига-надвиговых дислокаций указал и М.В.Горошко [7], основываясь на результатах бурения многочисленных поисковых и опорных скважин в Синегорском рудном районе. При этом в девонских породах было выявлено большое количество пологих и горизонтальных зеркал скольжения, по которым происходило перемещение масс в западном направлении с амплитудами в несколько сотен метров. Приведенные материалы говорят о том, что фронтальные надвиги, проявленные в мезокайнозой в Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе [18, 19], перемещались в девонскую структурно-формационную зону Ханкайского массива и даже выходили за ее пределы. Таким образом, активизировались палеозойский чехольный комплекс и образования наложенных впадин, в результате чего мог происходить срыв и деформация разнорядковых вулканогенно-интрузивных куполов.

История геологического развития. Южно-Синегорская впадина в начальные этапы своего развития выступала как внутриконтинентальный бассейн седиментации, палеогеографически связанный с Мировым океаном. В рифее—раннем кембрии в ней накапливались мощные кремнисто-карбонатные и черносланцевые толщи, геохимически специализированные на V, Ni, Co, Mo и Ag. В нижнем—среднем кембрии началась орогенная активизация впадины с образованием молассоидов (меркушевская свита). Разогрев верхней оболочки земной коры в позднем кембрии—ордовике привел к становлению крупных вулканогенно-интрузивных куполов.

По геохронологическим данным [21] в Вознесенском районе наиболее древними магматическими образованиями являются мелкие массивы габброидов и пироксенитов (559±87 млн.лет), прорывающие нижний кембрий и секущиеся гродековскими гранитами. Поэтому можно полагать, что в раннем палеозое (в среднем—позднем кембрии) здесь произошло заложение мощных мантийных магматических очагов длительного развития.

В позднем кембрии в западной части Южно-Синегорской впадины проявился магматизм типа «горячих точек» [17]: внедрились литий-фтористые высокремнеземистые и высококальциевые вознесенские субвулканические граниты и накопились комагматичные им толщи кислых вулканитов.

Главные события ордовика в регионе — внедрение трещинных интрузивов смешанного состава (габбро-сиениты) и последующее становление крупных гранитных масс, сопровождавшееся формированием молассовых впадин. Вначале они заполнялись грубообломочными отложениями (даубихезская свита), а затем — пестроцветными алевро-псаммитовыми (реттиховская свита). Моласса несогласно ложится на преимущественно карбонатные атдабанскую прохоровскую и ботомскую дмитриевскую свиты, а также с разрывом перекрывает интрузивы позднекембрийских и ордовикских гранитоидов. Поэтому в ней содержатся многочисленные обломки известняков с раннекембрийскими окаменелостями (до 50—60%) и гранитов (до 30—40%), а также присутствуют типичные аркозовые отложения.

Окончательное оформление Южно-Синегорской впадины как дива-структуры произошло в девоне—раннем карбоне (*этап дива*), когда интенсивно проявился бимодальный вулканизм и связанный с ним плутонизм. Толщи морских девонско-нижнекаменноугольных вулканитов в пределах впадины огромной мощности и по простиранию замещаются одновозрастными с ними чехольным комплексом Ханкайского массива — близгоризонтально залегающей маломощной слабоугленосной люторгской свитой наземного происхождения [16]. В поздней перми в регионе функционировали локальные кальдеры проседания, в которых отлагались толщи базальтов, андезитов, риолитов и туфов смешанного состава с остатками наземной флоры. В кайнозой в Южно-Синегорской впадине заложилась Ханкайская межгорная депрессия рифтового происхождения, выполненная кайнозойскими угленосными отложениями.

Индикаторы Южно-Синегорской структуры как дива-впадины следующие: 1) в основании ее разреза рифей-силурийские, преимущественно осадочные, толщи, в т.ч. ордовик-силурийская моласса; 2) преимущественно девонско-нижнекаменноугольные терригенно-вулканогенные и вулканогенные толщи пестрого состава большой мощности, которые относятся к комплексу типа «пиньшань» по [27]; 3) впадина — постплатформенное образование. Это один из главных признаков дива-структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металогеогенических исследованиях. — М.: Наука, 1979.
3. Бретштейн Ю.С., Гуракий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 41—63.
4. Ву Иашань, Джен Юаньшен, Тан Лянньан, Жан Анди. Зависимость алмазоносности кимберлитов от тектонических структур фундамента Сино-Корейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 117—123.
5. Геология СССР. Т. 32. Ч. 1. — М.: Недра, 1969.
6. Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Журавлев Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) по данным Rb-Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60—69.
7. Горошко М.В. Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива) // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 77—82.
8. Горошко М.В. Впадины и прогибы длительного развития на докембрийских массивах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и их металлогения. Т. 1 // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (Мат-лы 38 Тектонического совещания). — М.: ГЕОС, 2005. С. 167—171.
9. Горошко М.В. Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов юго-востока России: геология и ураноносность. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. — Хабаровск: ИТиГ, 2001.
10. Изосов Л.А., Рязанцева М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Советская геология. 1977. № 2. С. 77—90.
11. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 47—53.
12. Изосов Л.А., Петрищевский А.М., Бажанов В.А. Позднекембрийский вулканогенно-плутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Советская геология. 1989. № 5. С. 90—95.

13. Изосов Л.А. Палеозойские дива-структуры зоны сочленения Северо-Восточного выступа Китайской платформы и Сихотэ-Алинской складчатой области / Тез. докл. международного симпозиума по проблемам дива-структур. — Благовещенск, 1991. С. 61—63.
14. Изосов Л.А. Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тез. докл. 32 тектонического совещания. Т. 1. — М., 1999. С. 278—281.
15. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент—океан (Япономорский и Желтоморский регионы). — Владивосток: Дальнаука, 2000.
16. Изосов Л.А. Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. — Владивосток: Дальнаука, 2002.
17. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры. — Владивосток, 1989.
18. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 53—61.
19. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80—87.
20. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края (в 3 частях). Препринт. — Владивосток, 1987.
21. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. — Владивосток: Изд-во Дальневосточного ун-та, 1988.
22. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 60—73.
23. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазная диатрама северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 46—59.
24. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
25. Смирнов А.М., Давыдов А.И., Изосов Л.А. и др. Кембрийская липаритовая формация Приморья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 17—429.
26. Туговик Г.И. Кимберлитовый магматизм Буреинского массива и его обрамления // Магматизм и рудоносность вулканических поясов. Ч. 2. — Хабаровск: ДВО АН СССР, 1988. С. 14—17.
27. Chen Guoda. The third basic tectonic element of the earth's crust — the diwa region // Kexue Tongbao. 1959 (3). P. 94—95.

УДК 551.762.3:550.832 (571.1-195.4)

© Коллектив авторов, 2006

Строение баженовской свиты Широкого Приобья по геофизическим исследованиям скважин*

Л.А.КРОЛЬ, Ф.Г.ГУРАРИ, А.И.ЛАРИЧЕВ, Е.Ю.ЛАПТЕВА, А.С.ФОМИЧЕВ (ФГУП «СНИИГГиМС»), Н.Я.МЕДВЕДЕВ, И.М.КОС (ОАО «Сургутнефтегаз»), А.А.ПОТРУХОВ, Г.К.СКАЧЕВ (ТНП «Когалымнефтегаз»)

Баженовская свита в последнее время стала объектом пристального внимания геологов-нефтяников и ученых в связи с выявлением залежей и пробной добычей нефти из них в районах Широкого Приобья. В частности, опыт промышленной эксплуатации залежей в баженовской свите нефтяниками ОАО «Сургутнефтегаз» доказывает высокий потенциал свиты для прироста промышленных запасов нефти [10].

Баженовская свита в качестве самостоятельного литостратона была выделена Ф.Г.Гурари в разрезах скважин, пробуренных в Омской впадине. Опубликовано в 1959 г. в ранге пачки [3], в 1960 г. переведена в ранг свиты.

Вначале свита рассматривалась многими исследователями в качестве основной нефтепроизводящей толщи и регионального экрана. Первое предположение о возможности выявления в баженовской свите залежей нефти промышленного масштаба было опубликовано Ф.Г.Гурари [4]. Он предложил опробовать всю толщу марьяновских (баженовских) аргиллитов открытым забоем для выявления вероятных трещиноватых зон, аккумулирующих нефть. Такое опробование было проведено на Назинской площади, но притоков получено не было. Лишь через семь лет (1968) первый промышленный фонтан из баженовских аргиллитов ударил на Салымской площади. Мощный при-

ток нефти из глинистой толщи, как тогда считали, был настолько необычен, что первое время ряд исследователей утверждал, что нефть идет из песчаников, незамеченных в разрезе. Последующие фонтаны, полученные на этой, а затем на других площадях, убедительно показали, что нефтяная залежь приурочена к зонам трещиноватых баженовских аргиллитов.

Промышленные скопления нефти в баженовской свите известны более 30 лет. Проведена опытно-промышленная эксплуатация скважин Салымского района и на западе Сургутского свода. [11].

О строении баженовской свиты и ее нефтеносности уже появилось много публикаций. По мере разбуривания баженовской свиты выявлялись новые особенности ее строения. Оказалось, что в ней имеются узкие, протяженные зоны, в которых битуминозные баженовские аргиллиты находятся в частом переслаивании с пластами песчаников, алевролитов и небитуминозных аргиллитов. Эти зоны получили название *аномальных разрезов* (АР). На изучаемой территории, в тектоническом отношении приуроченной к северной части Нижневартовского свода, северной и центральной частям Сургутского, Яромовскому и Западно-Вэнгапурскому прогибам, зоны аномальных разрезов распространены широко. В качестве тектонической основы использовалась «Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты», масштаб 1:1 000 000 (редактор И.И.Нестеров, 1990).

При изучении баженовской свиты в этом районе были использованы материалы геофизических исследований скважин (КС, ПС, ГК, НГК, КВ, ГГП и АК) по более чем 1200 скважинам и сейсмические материалы, позволившие уточнить границы зон с нормальными (НР) и аномальными

*В тексте статьи использованы сокращения геофизических методов исследования: КС — метод кажущегося сопротивления; ПС — метод потенциалов собственной поляризации; ГК — гамма-каротаж; НГК — нейтронный гамма-каротаж; КВ — кавернометрия; ГГП — гамма-гамма каротаж; АК — акустический каротаж; БК — боковой каротаж.

ми разрезами баженовской свиты. Кроме этого учтены официально утвержденные разбивки по 80 скважинам [5].

На изученной территории выделено несколько зон с аномальными разрезами, границы которых проведены с учетом пробуренных скважин и сейсмических данных. Практически все зоны с такими разрезами, кроме одной, протягиваются в субмеридиональном направлении. Закартировано семь подобных зон: Сахалинско-Айпимская, Конитлорско-Ватлорская, Федоровско-Быстринская, Тевлинская, Равенская, Придорожно-Ягунская, Повховская. Пять из них проходят через северную и центральную части Сургутского свода, одна — через Ярсомовский прогиб и другая — на севере Нижневартовского свода. По первичным сейсмическим данным границы некоторых зон гораздо шире, что не подтверждается данными по скважинам. Ширина зон колеблется от 2 до 28 км, длина — от 80 до 240 км, толщина отложений баженовской свиты изменяется в пределах от 22 до 128 м, причем, наибольшая толщина характерна для центральных частей зон (рис. 1). Здесь же отмечается и увеличенная толщина песчаников. На структурной карте по кровле баженовской свиты на таких участках вырисовываются поднятия. Часто при создании структурной модели горизонта Ю₁ в Западной Сибири используется отражающий горизонт Б, приуроченный к кровле баженовской свиты. В зонах с аномальными разрезами это

приводит к ошибкам в построениях карт [9]. Максимальная толщина песчаников подобных зон до 50 м, наблюдается она в Равенской зоне аномальных разрезов. Распространение песчаников в аномальной зоне разрезов показано на рис. 4. Они отсутствуют в Сахалинско-Айпимской и на севере Равенской и Придорожно-Ягунской зон. Коэффициент песчанистости для зон с аномальными разрезами составляет 48% (рис. 2).

Наиболее развиты песчаные отложения баженовской свиты на Сургутском своде — в Федоровско-Быстринской, Конитлорско-Ватлорской и Тевлинской зонах аномальных разрезов. Образование этих разрезов объясняют различно. Первые сведения о наличии аномальных разрезов в баженовской свите опубликовал в 1981 г. Г.С.Ясевич, определивший их как следствие мутьевых или других донных течений [12]. Близкую точку зрения о природе аномальных разрезов изложил в том же году Ф.Г.Гурари, указавший, что их зоны протягиваются с северо-востока к центру бассейна. Совсем другую трактовку указанных разрезов предложил О.М.Мкртчян, отметивший тождественный состав песчаников и алевролитов с такими же породами ачимовской пачки неокома. Аналогичную позицию поддержали многие исследователи: С.В.Курсин, А.Л.Наумов, Т.М.Онишук и др. При этом А.А.Нежданов в 1985 г., ссылаясь на сильную дислоцированность пород аномаль-

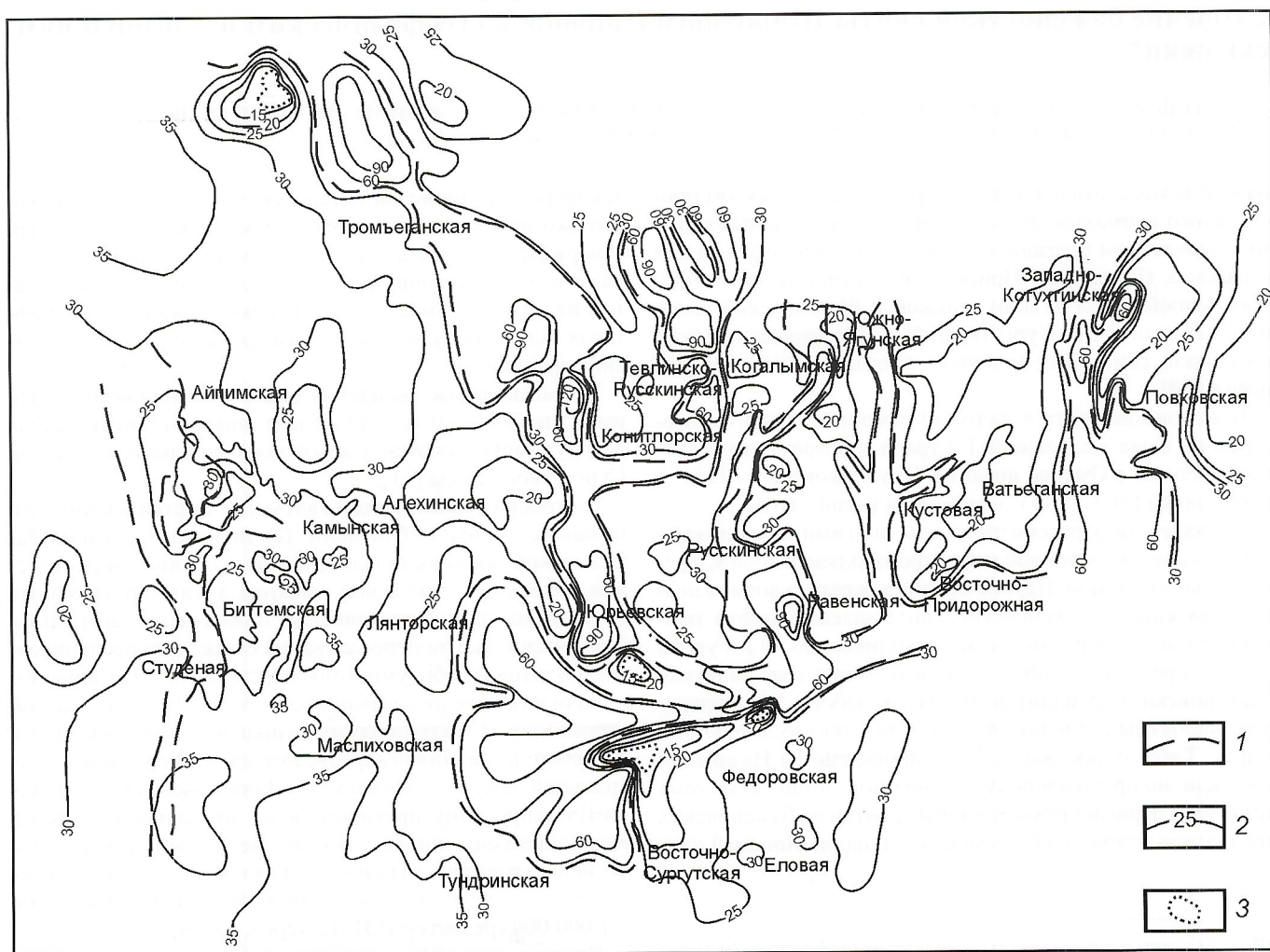


Рис. 1. Карта толщин баженовской свиты:

1 — границы аномальных разрезов; 2 — изопакиты; 3 — участки отсутствия отложений баженовской свиты

I



II

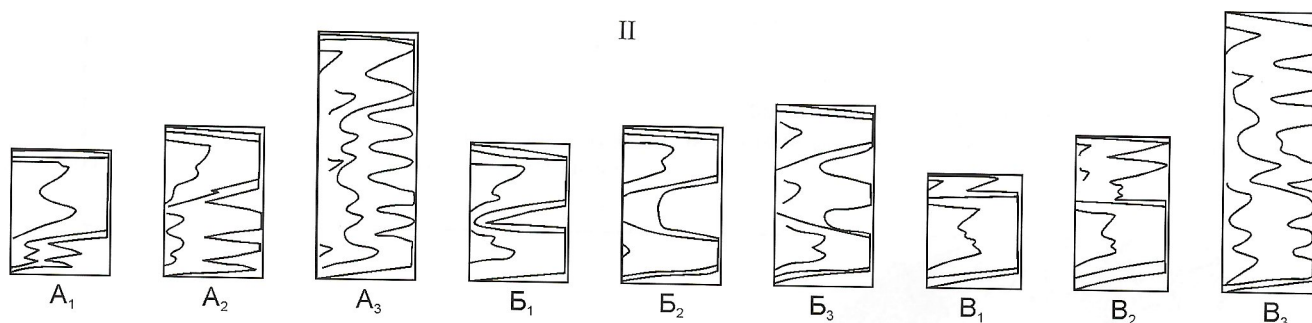


Рис. 2. Типы разрезов баженовской свиты:

I — нормальные, II — аномальные; A₁—A₃, B₁—B₃, B₁—B₃ — увеличение содержания песчаных, алевроитовых и глинистых прослоев

ных разрезов, наличие в них обломков баженовских аргиллитов, признал их гигантскими оползнями, типа олистостромов. Идея об оползнях поддержана и другими геологами. По мнению авторов статьи, наиболее реальная модель образования аномальных разрезов приведена Ф.Г.Гурари [2], признавшим, что зоны таких разрезов — следствие турбидитных потоков. Позднее он определил аномальные разрезы как *эмбрионы*, т.е. зачатки мощных турбидитных потоков, образовавших мощную толщу неокотских клиноформ, перекрывающих баженовскую свиту.

С зонами развития аномальных разрезов связаны участки увеличения толщины георгиевской свиты, подстилающей баженовскую свиту до 5 м, что подтверждает осадконакопление в пониженных участках палеорельефа. Аналогичные выводы сделаны геологами ТО СУРГУТНИПИ [6].

Нормальные разрезы баженовской свиты на изученной территории имеют толщину 14—39 м (см. рис. 1). В сводовых частях большинства локальных структур мощность свиты уменьшается, а на отдельных участках Федоровской, Быстринской, Тальянской и Ватлорской баженовская свита вовсе отсутствует. Характерно, что рядом с ними расположены зоны с аномальными разрезами, толщина которых повышена. По этому вопросу мнение авторов расходятся. Так, Л.А.Кроль связывает такое явление с тем, что мутьевые потоки эродировали повышенные участки дна бассейна прежде, чем произошло их отложение. А.С.Фомичев считает, что отсутствие баженовской свиты на некоторых положительных структурах Западной Сибири, в т.ч. и Широкого Приобья, является следствием размыва отложений при низком стоянии уровня поверхности моря.

Давно известно, что баженовская свита по составу неоднородна. На большей части территории она представлена рядом пачек аргиллитов, карбонатов, мергелей, силицитов, местами сильно пиритизированных. Все эти литологические особенности положены в основу расчленения свиты на пачки. В баженовской свите разными авторами вы-

делены от 3 до 8 пачек. Авторы статьи на рассматриваемой территории по анализам кривых каротажных диаграмм на западе выделяют 12, а на востоке — 16 пачек. Толщина их изменяется от 1 до 7 м, но в основном составляют 1—3 м. При расчленении баженовской свиты на пачки были использованы каротажные диаграммы КС, БК, ГК, НГК и КВ. Наиболее информативными оказались кривые КС и ГК. Высокие значения ГК связаны с наличием в породах радиоактивных элементов, в основном урана, концентрация которого колеблется от 10 до 150 г/т.

Анализ показал, что повышенные значения ГК в нормальных разрезах отмечаются в наиболее пониженных участках современного рельефа по кровле свиты и достигают 80 мкР/ч, а для отдельных пачек — до 125 мкР/ч. На поднятиях величина средних значений радиоактивности уменьшается и изменяется от 20 до 45 мкР/ч. Для нормальных разрезов баженовской свиты увеличение радиоактивности отмечается в ее верхней части. Это характерно практически для всей изученной территории. В нижней части разреза часто отмечаются прослои пород с карбонатным цементом, толщина и количество которых возрастает с востока на запад. Сотрудниками «Сургутнефтегаза» и «СУРГУТНИПИнефти» установлено, что карбонатность разреза пород нижней части в отдельных прослоях разреза может достигать 60—90% [10].

В зонах с аномальными разрезами значения ГК изменяются от 10 до 45 мкР/ч, при этом минимальные средние значения отмечаются в центральных частях таких зон, где присутствует большое количество песчано-алевритовых прослоев. Высокие значения КС приурочены к прослоям силицитов, карбонатов и мергелей при общей высокой насыщенности пород битуминозным органическим веществом. Распределение средних значений КС в нормальных и аномальных разрезах различно. В них они изменяются в пределах 75—400 Ом·м. Повышенные значения КС от 250 до 400 Ом·м, отмечены в современных пониженных участках рельефа кровли баженовской свиты. Такие же вели-

ны отмечаются и на некоторых поднятиях: Алехинском, Восточно-Сургутском, Восточно-Еловом, а также на юго-востоке Студеного, западе Маслиховского и северо-западе Тромьганского. Средние значения КС изменяются от 60 до 250 Ом·м на Айпимском, Биттемском, Лянторском (центральная и южная части), Федоровском, Рускинском, Кочевском, Восточно-Перевальном и Тяньском поднятиях. Аналогичными работами по Томской области [8] было установлено, что участки с повышенными средними значениями КС отвечают пониженным частям палеорельефа дна баженовского моря с максимальными концентрациями биогенного кремнезема. Данный вывод был сделан на основании изучения более 2000 шлифов из баженовской свиты и сопоставления их с величиной и

формой кривых КС, что можно распространить и на изученную территорию.

В аномальных разрезах установлены следующие значения КС в зонах (Ом·м): Конитлорско-Ватлорской — 128—150, Федоровско-Быстринской — 20—110, Сахалинско-Айпимской — 77—250, Равенской — 40—100, Тевлинской — 60—150. Следовательно, в центре рассматриваемой территории, более насыщенной аномальными разрезами и приподнятой по кровле баженовской свиты, средние значения КС меньше, чем на западе.

Анализ распределения средних значений отрицательных аномалий ПС показал, что в нормальных разрезах баженовской свиты они изменяются на востоке от 0 до 45 мВ, в центре и на западе — от 0 до 75 мВ. В аномальных разрезах величина отрицательных аномалий ПС составля-

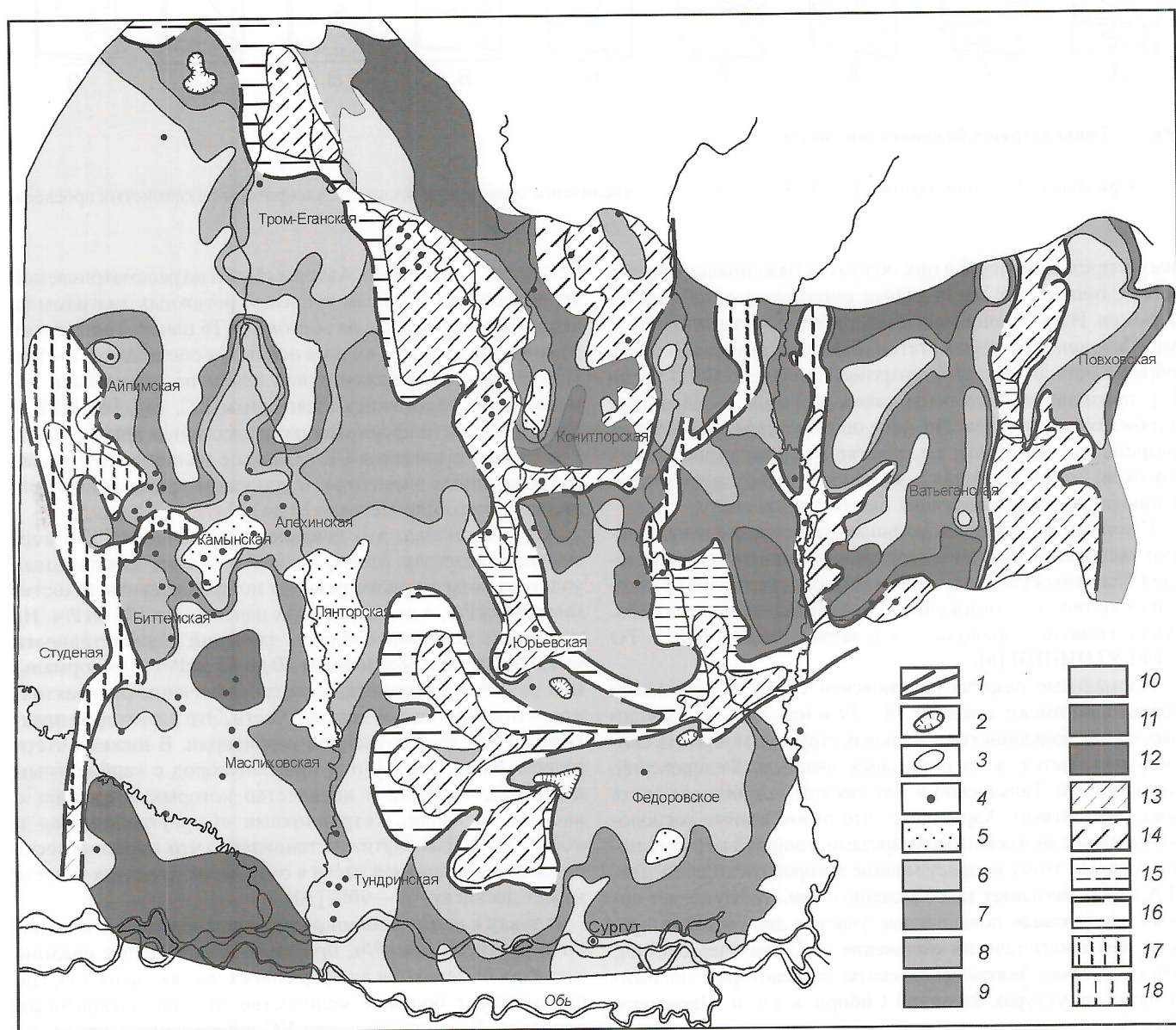


Рис. 3. Карта типов разрезов баженовской свиты Широтного Приобья:

границы: 1 — зон с аномальными разрезами, 2 — участки отсутствия баженовской свиты, 3 — зон распространения типов; 4 — скважины, в которых получены притоки нефти; типы нормальных разрезов: 5 — Камынский, 6 — Федоровский, 7 — Ватлорский, 8 — Айпимский, 9 — Еловый, 10 — Маслиховский, 11 — Рускинский, 12 — Сахалинский; типы аномальных разрезов: 13 — A_2+A_3 , 14 — A_1 , 15 — B_3 , 16 — B_1+B_2 , 17 — B_3 , 18 — B_1+B_2

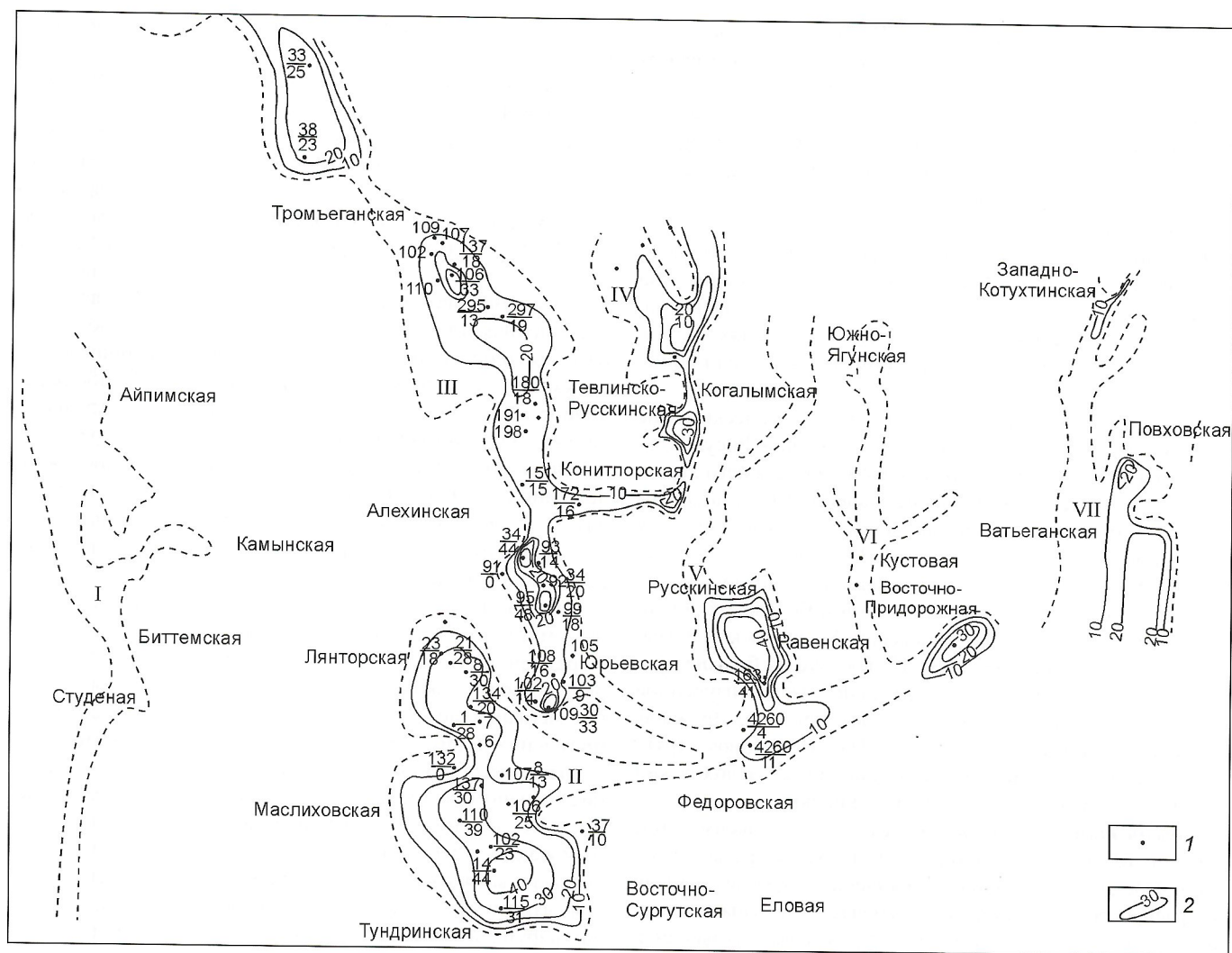


Рис. 4. Схема распределения песчанности зон аномальных разрезов:

I — информативные скважины: числитель — номер скважины, знаменатель — песчанность, %; 2 — изолинии песчанности аномальных разрезов, %; аномальные разрезы: I — Сахалинско-Айпимская; II — Федоровско-Быстринская; III — Конитлорско-Ватлорская; IV — Тевлинская; V — Равенская; VI — Придорожно-Ягунская; VII — Повховская

ет 0—56 мВ. В отдельных пачках значения ПС выше и достигают 75 мВ (Ватъеганская площадь).

Повышенные значения отрицательных аномалий ПС отмечаются в нормальных разрезах: на севере Алексинский и Южно-Сардаковский, юге Камынский и Повховский, востоке Тундринский и Русскинский, в центре — Маслиховский и Кочевский, севере — Южно-Сардаковский.

В аномальных разрезах такие значения отмечаются на поднятиях: Айпимское, Юрьевское, Русскинское, Конитлорское, Кустовое, Восточно-Придорожное, Усть-Котухтинское.

Аномалии ПС, как правило, характерны для разреза баженовской свиты в основном верхней части, там, где выделяются прослои с повышенным значением КС и ГК. В этих прослоях по АК и ГПП отмечаются также пониженные скорости и плотности пород. М.Ю.Зубков установил, что понижение скорости и плотности связано с содержанием органических веществ в породах [7].

На изученной территории закартированы типы разрезов баженовской свиты по рисунку записи КС, который в большей степени, чем другие виды каротажа (за исключением

радиоактивного), отражает вещественный состав (рис. 3). Типы разрезов баженовской свиты названы по площадям, находящимся в западной части, где они наиболее распространены: камынский, федоровский, айпимский, ватлорский, еловый, маслиховский, русскинский и сахалинский (см. рис. 3). В целом, за исключением камынского, ватлорского и маслиховского типов, разрезы баженовской свиты имеют *второе* строение и напоминают *салымский* тип, выделенный ранее Ю.В.Брадучаном [1]. Наиболее приближены к нему сахалинский и русскинский типы, характеризующиеся увеличением значений КС в нижней и верхней частях и постепенное уменьшение их к середине.

Существует определенная закономерность смены типов нормальных разрезов в зависимости от рельефа современного структурного плана по кровле баженовской свиты (рис. 4). В наиболее приподнятых частях рельефа отмечается Камынский и Федоровский типы разрезов, а в наиболее погруженных — Сахалинский.

Сахалинский тип имеет высокие средние значения КС > 300 Ом·м и распространен в наиболее пониженных частях современного структурного плана по кровле баже-

новской свиты: в Тундринской и Вынглорской впадинах, Восточно-Венглинском прогибе между Кочевским валом и Тевлинским куполовидным поднятием, восточнее Тромбеганского поднятия. Кроме того, он отмечен на Мычлорском и Южно-Мычлорском поднятиях, в Ярсомовском прогибе, на Северо-Обской моноклинали, северо-западе Восточно-Придорожного, юго-востоке Ватбеганского поднятий.

Русскинский тип очень похож на сахалинский, но имеет меньшее значение КС и распространен в основном на западе изученной территории: Русскинской, Кочевской, Тевлинско-Русскинской и Икилорской площадях, западном склоне Ярсомовского прогиба, Обской седловине, Нижневартовской террасе и Котухтинской седловине.

Маслиховский тип расположен гипсометрически выше по кровле баженовской свиты, чем русскинский. Рисунок записи кривой КС имеет несколько иной вид. Для него характерно скачкообразное увеличение значений КС от подошвы к кровле. Этот тип в основном распространен на западных площадях: Восточно-Сургутской, Тундринской, Еловой, Восточно-Еловой, Лянторской, западной части Камынской, южной и восточной частях Айпимской и Кочевской; в центре — небольшие участки Кочевской, Когалымской и Тевлинско-Русскинской площадей. На востоке он больше прослеживается по сравнению с центральной частью изученной территории. Отмечается на поднятиях Грибное, Дружное, Яркое, Котухтинское и Повховское. На современном структурном плане по кровле баженовской свиты маслиховский тип сменяет вверх по восстанию русскинский.

Еловый тип нормальных разрезов имеет максимальное значение КС в нижней части, затем отмечается резкое падение к середине и медленное увеличение к кровле. Данный тип распространен нешироко и отмечается на западе и частично в центральной части, оконтуривая маслиховский и русскинский типы на Восточно-Сургутской, Еловой, Восточно-Еловой, Лянторской, в западной части Камынской, юге и юго-востоке Айпимской, Кочевской площадей.

Айпимский тип, напоминающий салымский, но в отличие от него, имеющий небольшое увеличение значений КС в прикровельной части разреза распространен фрагментарно на площадях Айпимская, Биттемская, Алехинская, Тромбеганская, Ларкинская, Тевлинско-Русскинская, Тянская, Когалымская, Ягунская, Ватбеганская, Повховская и Южно-Сардаковская. Этот тип в основном примыкает к зонам аномальных разрезов.

Выше, по восстанию кровли баженовской свиты, отмечается **федоровский тип**, который характеризуется появлением пика по КС в средней части, несколько меньшего по значениям, чем в верхней и нижней частях. Он отмечается в центре и на востоке изученной территории на площадях: Федоровская, Русскинская, Лукъявинская, Студенная, Западно-Перевальная, Нижнесортимская, Сыхтыглорская, на севере — Камынская и Савуйская.

Ватлорский тип отличается от рассмотренных тем, что по записи кривой КС является «зеркальным» отражением маслиховского. Для него характерно уменьшение значений КС к кровле. Напоминает **вахский тип**, описанный Ю.В.Брадучаном, но значения КС в верхней части гораздо выше. Распространен ограниченно в центре и на северо-западе Ватлорского, Конитлорского и Сыхтымского поднятий.

Камынский тип, выделенный в нормальных разрезах баженовской свиты, как и ватлорский, встречается очень ограниченно. Отмечается на западе изучаемой территории

в основном на Камынском и Лянторском поднятиях. Незначительное развитие его отмечается на Федоровском и Кочевском поднятиях. Для него характерны примерно одинаковые значения КС по всему интервалу.

Среди аномальных разрезов баженовской свиты было выделено 9 типов по числу прослоев терригенного материала (песчаники, алевролиты и небитуминозные аргиллиты) и распределению его в различных частях разреза (см. рис. 2). Типы разрезов были обозначены буквами А, Б, В с индексами 1, 2, 3. Как правило, увеличение количества терригенного материала, и размерности зерен связано с увеличением индекса. Типы А₁, А₂, А₃ представляют собой разрезы терригенного материала, переслаивающегося с битуминозными породами в нижней части. Наибольшее количество их в типе А₃. Этот тип отмечен в центральных частях зон с аномальными разрезами, иногда переходя к границам зон в тип А₂, затем А₁. Суммарные мощности отложений баженовской свиты типа А₃ изменяются в пределах 47—128 м, А₂ — 34÷56 м, А₁ — 26÷33 м. Типы А₁, А₂, А₃ отмечаются практически во всех зонах аномальных разрезов, за исключением Айпимско-Сахалинской.

Типы Б₁, Б₂, Б₃ — разрезы, в которых прослой терригенного материала находятся в средней части. В типах Б₁ и Б₂ в средней части залегают в основном аргиллиты, характеризующиеся низким значением КС; Б₁ отличается от других меньшей мощностью аргиллитов, большим содержанием в них пирита и большим значением радиоактивности в аргиллитах, что не характерно для типа Б₂ и Б₃. Сочетание большого значения радиоактивности с низким значением КС, не типично для пород баженовской свиты. Расположение этого типа на границах выклинивания зон с аномальными разрезами, по мнению авторов, связано с тем, что потоки терригенного материала на своих границах нарушали экосистему, в результате чего наблюдалась массовая гибель организмов, гниение которых вызвало образование пирита, что и привело к уменьшению значений КС. В нормальных разрезах баженовской свиты *салымского типа*, граничащих с аномальными в средней части, также отмечается пирит и многочисленные останки рыб, а также отпечатки аммонитов и бухий [1].

Тип Б₂ характеризуется большей мощностью аргиллитов в средней части, сопоставимой с мощностями верхней и нижней частей и уменьшением в них значений радиоактивности по сравнению с предыдущим типом. По классификации Ю.В.Брадучана, он похож на *тамбейский тип*. Для типа Б₃ характерно наличие в средней части, кроме аргиллитов, еще алевролитов и песчаников. Как правило, тип Б₃ к границам зон с аномальными разрезами сменяется типом Б₂, затем Б₁. Мощности их в изученных скважинах соответственно составляют 45—55, 49—80 и 23—41 м.

Для группы разрезов типа В характерно присутствие прослоев терригенного материала в верхней части и увеличение их количества от типа В₁ к типу В₃. Как и в предыдущих типах, здесь отмечается смена типов от В₃ к В₁ по направлению к границам зон. Иногда песчаники в разрезе типов В₂ и В₃ принимают за пласты группы Ач. В этом случае надо обязательно привлекать радиоактивный каротаж. В разрезах типа В₁ отмечаются прослой аргиллитов с большими значениями радиоактивности, как и в разрезах типа Б₁. Мощность разрезов типа В₃, В₂ и В₁ составляет 56—59, 23—38 и 26—35 м соответственно.

Для песчаников аномальных зон характерны значения отрицательных аномалий ПС гораздо большие, чем в плас-

тах группы Ю₁, что связано с повышенной гидродинамической во время отложения осадков.

Анализ продуктивности скважин в зависимости от типов разрезов баженовской свиты, показал, что притоки нефти в нормальные разрезы в основном связаны с типами: Айпимским, Сахалинским, Маслиховским и Еловым, а единичные — с Камыньским и Федоровским. Притоки более 25 м³/сут получены в западной части, где баженовская свита залегает глубже, чем на остальной территории, и в этом же направлении увеличиваются средние значения радиоактивности. В аномальных разрезах приточные скважины расположены в зонах развития типов А₂, А₃, Б₃ и В₃. Дебиты нефти достигают 25 м³/сут, но в основном составляют 5—10 м³/сут. Дебит более 25 м³/сут отмечается только в скв. 10 Сорымо-Иминской площади.

Максимальное число приточных скважин по имеющимся данным отмечено в Конитлорско-Ватлорской зоне аномальных разрезов, на Тянской, Конитлорской и Южно-Конитлорской поднятиях. Небольшие притоки до 10 м³/сут получены на Айпимской, а также Студеном и Сахалинском поднятиях Сахалинско-Айпимской зоны аномальных разрезов. В остальных зонах таких разрезов отмечено по одной приточной скважине с дебитом более 10 м³/сут.

На основании изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Баженовская свита на изученной территории имеет сложное строение. Наряду с нормальными разрезами выделено 7 зон с аномальными, в которых присутствуют прослои песчано-алевритового материала. Аномальные разрезы в основном распространены субмеридионально.

2. Максимальные мощности баженовской свиты как в нормальных, так и аномальных разрезах, приурочены к понижениям в палеорельефе.

3. Повышенные средние значения кажущихся сопротивлений и радиоактивности в нормальных разрезах связаны с понижениями в современном рельефе по кровле баженовской свиты.

4. Поднятия отмечаются на современном структурном плане по кровле баженовской свиты на участках развития аномальных разрезов.

5. Установлены зоны отсутствия баженовской свиты, приуроченные к палеоподнятиям.

6. В нормальных разрезах баженовской свиты на изученной территории по данным геофизических исследований скважин выделено до 16 пачек, из которых 8 имеют увеличенные значения по КС и ГК.

7. Аномалии ПС в нормальных разрезах баженовской свиты связаны с трещиноватыми прослоями, выделяемыми по данным геофизических исследований скважин и характеризующимися высокими значениями КС, радиоактивности, пониженными значениями скоростей и плотности.

8. По кривым КС выделены типы нормальных и аномальных разрезов, распределение которых, возможно, связано с особенностями палеорельефа на начало накопления баженовской свиты.

9. Границы аномальных разрезов хорошо фиксируются по появлению прослоев в типах Б₁ и В₁, характеризующихся низкими значениями КС и аномально высокими значениями радиоактивности.

10. Анализ распределения типов позволяет сделать предположение о том, что восточная часть исследуемой территории, куда входит северная часть Нижневартовского свода, Ярсомовский прогиб, Обская седловина, Северо-Обская моноклиналь, Котухтинская седловина и Котухтинский структурный мыс, а также западная часть были опущены по сравнению с Сургутским сводом.

11. Наличие песчаников в нижней части баженовской свиты и небольшая мощность георгиевской свиты часто вносит путаницу в индексацию песчаных пластов, где их часто принимают за пласты группы Ю₁.

12. Структурный план по кровле баженовской свиты в зоне аномальных разрезов нельзя использовать для построения структурной карты по горизонту Ю₁.

13. Притоки нефти связаны с основным с Айпимским, Сахалинским, Маслиховским и Еловым, в единичные — с Камыньским и Федоровским типами разрезов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1986.
2. Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Москвин В.И. и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. — М.: Недра, 1988.
3. Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. — Л.: Гостоптехиздат, 1959.
4. Гурари Ф.Г. О поисках нефти и газа в мезозое Западно-Сибирской низменности / Мат-лы по геологии, гидрогеологии, геофизики и полезным ископаемым Западной Сибири / Тр. СНИИГГиМС. Вып. 17. — Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 15—32.
5. Каталог стратиграфических разбивок // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1972. Вып. 67. Стр. 315.
6. Минченков И.Н., Кропотова Е.Н., Федорцев И.В. и др. Сейсмостратиграфическая модель образования опесчаненных разрезов баженовской свиты на Сургутском своде / Пути реализации нефтегазоносного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Пятая научно-практическая конференция. Т. 1. — Хантымансийск: Путеведь, 2002. С. 229—235.
7. Морж Е.В., Зубков М.Ю., Кос И.М. Связь механических свойств, вещественного состава и текстурно-структурных особенностей отложений баженовской и абалакской свит Маслиховского месторождения / Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Пятая научно-практическая конференция. Т. 1. — Хантымансийск: Путеведь, 2002. С. 308—313.
8. Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозов Г.Н. и др. Баженовская свита: литолого-геохимическая классификация и модель осадконакопления / Геология и геофизика. 2002. № 3—4. С. 225—236.
9. Славкин В.С., Холмянская Н.Ю. Новый подход к восстановлению структурного плана верхнеюрских отложений Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2001. № 9. С. 27—35.
10. Сонич В.П., Санин В.П., Плеханова В.Л. и др. Особенности строения и нефтеносности отложений баженовской свиты на территории деятельности ОАО «Сургутнефтегаз» / Нефть Сургута. — М.: Нефтяное хозяйство, 1997. С. 205—223.
11. Халимов Э.М., Колесникова Н.В., Морозова М.Н. и др. Анализ опытно-промышленной эксплуатации и экономической эффективности разработки залежей нефти в баженовской свите на западном склоне Сургутского свода / Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2001. № 11. С. 49—55.
12. Ясевич Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1981. Вып. 166. С. 51—60.

Ваняшкинская свита — стратон нелегитимный

Е.В. ЧИБРИКОВА, В.А. ОЛЛИ (Институт геологии УНЦ РАН)

На западном склоне Южного Урала, в бассейнах рек Юрюзань, Ай, Сим распространена толща терригенных и карбонатно-терригенных пород, именуемая ваняшкинской свитой. В структурном плане это участки Уфимского амфитеатра, тектонического комплекса Кара-Тау, Юрюзанской синклинали (центральная часть Башкирского антиклинория).

Отложения [3], выделенные А.К. Белоусовым [1] как «пестроцветная толща среднего девона», называются *ваняшкинская свита*. Свита отмечалась им в разрезах у населенных пунктов Усть-Катав, Вязовая, Ваняшкино, на горе Россыпная (р. Сим в 4-х км ниже последней деревни). Затем такую свиту стали выделять в других регионах не только Южного Урала, но и значительно севернее, а также на востоке Русской платформы.

Рассматриваемая свита не имела палеонтологической характеристики, а залегание под вязовскими* «остракодовыми известняками» позволяло «привязывать» ее к ним по возрасту. Датировка тех и других отложений была первоначально от живета до верхнего эйфеля включительно, а в унифицированных схемах Урала [11] ваняшкинская и вязовская свиты отнесены к нижнеэфельскому подъярсу.

В Стратиграфических схемах Урала [8] ваняшкинская свита рассматривается как нижняя часть вязовского горизонта, вышележащие отложения которого составляет вязовская свита. Названный горизонт по корреляции с Международной стратиграфической шкалой (МСШ), основанной на конодонтах, относится к эмсу**.

Понятием *ваняшкинская свита* пользовались и авторы настоящей статьи [15, 16] до тех пор, пока они не обнаружили растительные микрофоссилии в ее различных, прежде всего типовых, разрезах. Со временем к названным органическим остаткам добавились и другие.

Стратотип ваняшкинской свиты — разрез на правом берегу р. Ай ниже д. Ваняшкино (теперь она объединилась с селом Сулея, рис. 1, А). Здесь находится старый заброшенный карьер, в нижней части которого видны грубозернистые сливные песчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов видимой мощности 3—4 м. Их принято считать такатинскими, залегающими в основании разреза. По бровке нижнего (по течению реки) конца карьера обнажаются вязовские известняки, охарактеризованные фауной, а терригенные породы между ними и такатинской свитой были отнесены к ваняшкинской свите. Большая часть ее закрыта осыпью, и только верхние горизонты обнажены довольно хорошо.

По данным А.П. Тяжевой [10], изучавшей разрез, когда карьер был свежим, граница между названными свитами проводилась по пласту зеленовато-серого аргиллита, зале-

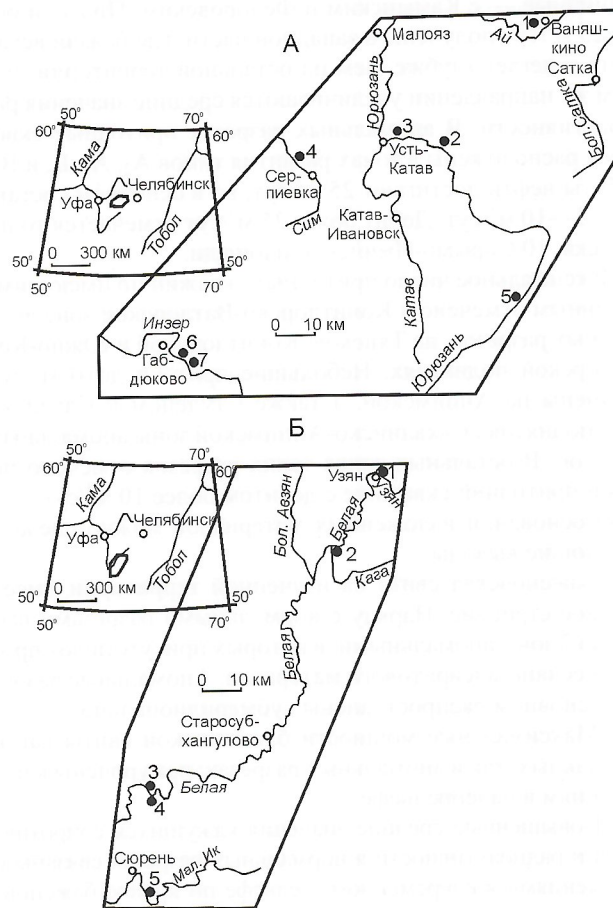


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов вязовских и подстилающих отложений:

А — девона в Юрюзано-Айском районе и на р. Инзер; разрезы: 1 — Ваняшкино, 2 — Вязовая, 3 — Усть-Катав, 4 — гора Россыпная, 5 — д. Александровка, 6 — Габдюково, 7 — Зуяково; Б — такатинских в восточном и южном обрамлении Башкирского антиклинория; разрезы: 1 — р. Узян, 2 — р. Кага, 3, 4 — Максютково, 5 — Ташлук; на врезке — территория исследований

гающего на грубозернистых песчаниках. Выше разрез представлен переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами, глинистыми алевролитами, доломитами. Окраска пород преимущественно серовато-зеленая, желтая, светло-серая. Мощность их 20 м. В образце из верхней части данных отложений, примерно в 1,5 м от их кровли, авторы обнаружили растительные микрофоссилии, в комплексе которых преобладают нескульптурированные акритархи и однолучевые споры (?). Трехлучевые споры немногочисленные, представлены мелкими формами *Brochotriletes minutissimus* Tschibr., *B. minutissimus* var. *antiquus* Tschibr., *Retusotriletes* sp. 4, *Apiculiretusispora* sp. 32818 Mc. *Gregor*, *Emphanisporites* (?) *corrugatus* Tschibr. et Olli. Такая ассоциация акритарх и спор ближе всего к известным раннедевонским.

*Наименование *вязовская свита* получила от тех же авторов, что и *ваняшкинская свита* [3]

** По этапам смены комплексов спор растений, границу между нижним и средними отделами девона следует проводить в основании такатинских отложений и их аналогов, что отвечает рубеж у конодонтовых зон *gronbergi* и *nothoperbonus* в МСШ (граница между нижним и верхним эмсом [17]).

Более представительный разрез рассматриваемых отложений находится на правом берегу р.Юрюзань (см. рис. 1, А), в железнодорожной выемке в 2-х км восточнее вокзала станции Вязовая; здесь же — стратотип вязовской свиты (горизонта). Она сложена темно-серыми и серыми известняками, прослоями глинистыми, с многочисленными остракодами раннего эйфеля. Встречены и конодонты зоны *serotinus* [2], которая в МСШ относится к верхнему эмсу*. Видимая мощность вязовских отложений 16—18 м.

Между ними и ашинской свитой докембрия залегают (снизу вверх по разрезу, рис. 2, А):

Породы	Мощность, м
1. Песчаники мелкозернистые, светлые, серовато-желтые, бурые с поверхности, переходящие в сливные разности	2—2,5
Закрыто осыпью	0,6
2. Песчаники зеленовато-желтые, светлые, бурые с поверхности, тонкоплитчатые, мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами и алевроитистыми аргиллитами; в них встречены споры (обр. 46), а в алевролитах и песчаниках — макромерные остатки растений (обр. 46 ^а)	0,7
3. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые закрыто осыпью, однако на этом участке местами выступают слои песчаников и алевролитов	0,4 9,3
4. Мягкие аргиллиты и алевролиты серовато-зеленого, желто-зеленого, зеленовато-желтого цветов, вишнево-красные («пестроцветные»), с линзовидными прослойками серых разностей; в двух образцах этих пород (образцы 44, 95) встречены споры и акритархи	0,5
5. Переслаивающиеся глинистые доломиты и аргиллиты серовато-желтой окраски, некоторые прослои тех и других линзовидные	1,5
Закрытый осыпью участок с двумя обнажающимися в виде выступов пластами доломитов	3
6. Желтовато-серые доломиты с тонкими линзовидными прослоями листоватых аргиллитов; из обр. 92 выделены растительные микрофоссилии	0,3
7. Серые мелкокристаллические доломиты	0,5
Закрытый осыпью участок	0,8
8. Тонкопереслаивающиеся темно-серые аргиллиты и желтовато-серые доломиты;	
прослои доломитов	0,03—0,05
аргиллитов.	0,01—0,04
Из аргиллитов — обр. 91 с растительными микрофоссилиями	0,6
Закрыто осыпью	0,8

9. Серые мелкокристаллические доломиты	0,5
Закрыто осыпью	4,5
10. Переслаивающиеся известняки, известковистые аргиллиты темно-серого и коричневатого цвета с остракодами (образцы 42 ^б , 42 ^в)	2,5
Общая мощность	29

Песчаники слоя 1 всеми исследователями относились к такатинской свите, а вышележащие породы, до слоя 10 — ваяншкинской.

Как видно из изложенного и рис. 2, А, растительные микрофоссилии обнаружены нами в нижней, средней и верхней частях разреза. Во всех пяти образцах они близкие и образуют единый комплекс, состоящий из шагреневых, гладких, сетчатых акритарх, оболочек с неясными трещинами прорастания (споры?), однолучевых спор (?). Трехлучевые споры представлены мелкими размерами, сетчатыми, шагреневыми оболочками, формами с контактными ареа, но все они преимущественно мелких размеров [19]. Многие из этих растительных микрофоссилий встречались нами ранее в хлебодаровской свите нижнего девона (Западная Башкирия, Южный Урал)**, в филиппчукской свите пражского яруса (Средний Урал). Есть среди них и предположительно новые виды.

Такие растительные микрофоссилии дали возможность авторам отнести вмещающие породы к хлебодаровской свите (лохковский—пражский ярусы). Следовательно, подстилающая пачка грубозернистых песчаников не может быть такатинской; она является составной, нижней частью хлебодаровской свиты [2, 19], а эйфельский ярус среднего девона начинается здесь вязовскими отложениями; между ними и хлебодаровской (ваяншкинской) свитой фиксируется перерыв в осадконакоплении. В нижней части хлебодаровской свиты разреза Вязовая (см. рис. 2, А) обнаружены также макромерные остатки растений***. Они были определены Н.М.Петросян как *Psilophytites* sp., *Taeniocrada langi* Kr. et Weyl., *Protobarinophyton* sp., *Psilophyton* cf. *burnotense* (Gilk). По ее наблюдениям, подобный комплекс встречался в отложениях филиппчукской свиты р.Щугор (Северный Урал, Е.Ч.).

Если в рассматриваемом разрезе контакт вязовских отложений с подстилающими закрыт, то в разрезе Усть-Катав его можно видеть как и нижнюю границу с ашинской свитой. Данный разрез расположен на правом берегу р.Юрюзань против устья ее притока р.Катав, в железнодорожной выемке на северной окраине г.Усть-Катав (пос.Шубино, см. рис. 1, А). Нижнюю часть берегового обрыва р.Юрюзань слагают породы ашинской свиты докембрия. Выше залегает пласт светло-серых сливных грубозернистых песчаников мощностью 2 м, которые считались такатинской свитой. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в алевролиты, глинистые и песчаные алевролиты с прослоями глинистых сланцев, слабосцементированных песчаников, суммарная мощность которых

*В.Г.Халымбаджа [12] нашел конодонты также в вязовских отложениях разреза Бейда (на правом берегу р.Ай выше устья р.Бейда). Комплекс их здесь — зоны *inversus*, так что в целом они отвечают двум зонам — *inversus* и *serotinus* [12].

** В названную свиту авторы много лет назад выделили терригенные отложения раннедевонского возраста [14 и др.]. Она вошла в унифицированные стратиграфические схемы Урала [8, 11] и Русской платформы [7].

*** Сборы их проводились авторами, а также Н.М.Петросян, участвовавшей в экскурсии выездной сессии подкомиссии по девонской системе МСК СССР (1983).

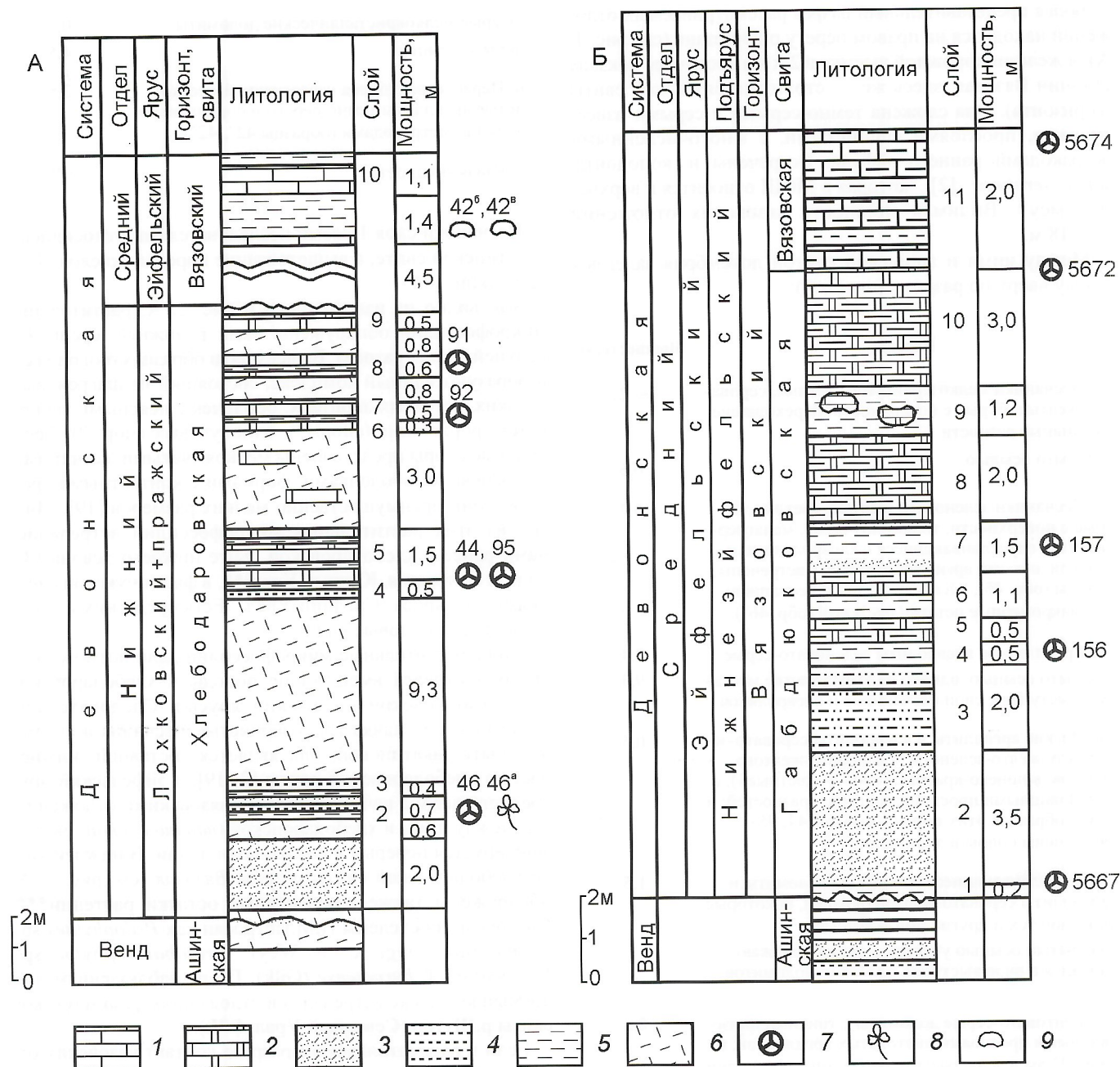


Рис. 2. Разрезы Вязовая (А) и Габдюково (Б):

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — участки, закрытые осыпью; точки находок: 7 — спор и акритарх, 8 — отпечатков растений, 9 — остракод

около 15 м. Породы имеют желтовато-серую, зеленовато-желтую окраску, а в кровле они становятся бурыми, ожелезненными, что мы рассматриваем как показатель перерыва перед осаджением вязовских карбонатов [19].

В образце примерно из средней части данной пачки терригенных пород, относившихся к ваяншкинской свите, авторами были обнаружены споры растений и акритархи, аналогичные комплексу их из разреза Вязовая. Значит, и в разрезе Усть-Катав вязовские отложения подстилаются хлебодаровской свитой раннего девона.

Следует отметить, что предвязовский перерыв в осадконакоплении констатировал здесь и В.С.Цыганко. По его словам, «... между морскими известняками вязовской сви-

ты и лагунными образованиями ваяншкинской свиты наблюдается отчетливый несогласный контакт» [13, с. 234—235].

На правом берегу р.Сим в 4,5 км ниже д.Серпиевка по течению реки находится гора Россыпная (см. рис. 1, А), где также выделялась ваяншкинская свита, залегающая на ашинской. В отличие от рассмотренных разрезов, здесь отсутствуют грубозернистые песчаники, которые можно было бы отнести к «такате». Поэтому считается, что девон начинается в данном пункте ваяншкинской свитой [10 и др.] Сложена она мелкозернистыми слабосцементированными песчаниками, глинистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и глинистыми доломитами.

Окраска их пестроцветная: желтая, желтовато-серая, серовато-зеленая и вишнево-фиолетовая, изредка серая. Мощность пород около 20 м. На них залегают глинистые известняки вязовской свиты.

Из отобранных образцов только один — из средней части данного разреза — содержит споры и акритархи (резко преобладают). Комплекс их близок к таковым из разрезов Вязовая, Усть-Катав, Ваняшкино, т.е. раннедевонский.

Заслуживает внимания еще один разрез *ваняшкинских* отложений, хотя в них и не были обнаружены растительные микрофоссилии. Он расположен в верховье р.Юрюзань (см. рис. 1, А), где девонские отложения слагают одноименную синклиналь. Здесь на левобережье реки ниже д.Александровки *ваняшкинская* свита залегает на силурийских доломитах [9, 10]. Названная свита сложена толщей переслаивающихся доломитов, мергелей и глинистых сланцев мощностью 48 м. В ее подошве пласт песчаников остракодовыми известняками — следы перерыва в виде прослой глины с «конкрециями, глыбами железняков и розового кварцевого песчаника» [9, с. 10].

После обнаруженных авторами растительных микрофоссилий, датирующих *ваняшкинскую свиту* в Юрюзано-Айском районе, последовали находки остатков рыб, сделанные А.Г.Иванушкиным [4], главным образом в разрезах Усть-Катав и Вязовая. Э.Ю.Марк-Курик определила их как эмские, а на вопрос автора статьи Е.В.Чибриковой, подразделяется ли эмс на нижний и верхний подъярусы, она ответила отрицательно.

Между тем рубеж этот весьма важен, так как он разграничивает ранне- и среднедевонские образования, о чем уже было сказано в настоящей статье и публикациях [17, 20]. Следовательно, при определении возраста пород как эмс в целом нельзя говорить однозначно — раннедевонские они или среднедевонские (эйфельские). Однако А.Г.Иванушкин датировку *ваняшкинских* отложений (по рыбам) эмсом стал трактовать как поздний эмс.

Другие данные приводит В.С.Цыганко по разрезу Усть-Катав: «Нами в этом разрезе в 1989 г. были найдены остракоды *Eomoelleritia* sp. (определения А.Ф.Абушик) и кости позвоночных *Porolepis* sp. *Acanthodei*, *Palaeonisci*, *Actinopterigii* gen. indet., *Amaltheolepis* sp. nov. (определения В.Н.Талимаа и И.Валиквичуса). Таким образом, речь идет о раннедевонском, вероятно, пражском возрасте пород *ваняшкинской* свиты в данном разрезе» [13, с. 234].

Следовательно, остатки растений (микро- и макромерные), рыб, остракод однозначно свидетельствуют о раннедевонском возрасте *ваняшкинской свиты* Юрюзано-Айского района. Это не нижняя часть вязовского горизонта эйфельского яруса, как считалось прежде, а более древний, самостоятельный стратон — хлебодаровская свита (лохков—прагиен). Песчаники, называвшиеся *такатинскими*, являются ее базальной пачкой [19].

Вязовский горизонт, вместе с *такатинским*, составляет одну палинозону *R. clandestinus*, разделяющуюся на две подзоны [18, 21]. По основанию названной зоны, как уже отмечалось, проходит граница нижнего и верхнего эмса, так что длительность перерыва между хлебодаровской и вязовской свитами в Юрюзано-Айском районе равна, примерно, раннему эмсу.

До находок растительных микрофоссилий в стратотипе *ваняшкинской свиты* и в других разрезах Юрюзано-Айского района таким наименованием нижней части

вязовского горизонта пользовались и авторы настоящей статьи. Так было, например, при изучении разрезов на р.Инзер, вскрытых скважинами разрезов Предуральяского прогиба и других (за пределами Башкирии).

На правом берегу р.Инзер выше деревни Габдюково (см. рис. 1, А) выделялась палеонтологически немая *ваняшкинская* свита, подстилающая остракодовые вязовские известняки. Здесь впервые были выделены споры растений и описаны под названием *ваняшкинских* [15, 16]*. Однако комплекс их, как выяснилось только после исследований в Юрюзано-Айском районе, резко отличается от *ваняшкинских* этой стратотипической местности. Вместе с тем, они почти не отличаются от спор из фаунистически охарактеризованных вязовских отложений в том же разрезе у д.Габдюково, и их можно считать единым комплексом (комплексом вязовского горизонта).

Таким образом, невалидность *ваняшкинской свиты* и в данном разрезе очевидна; по упомянутой деревне нижнюю часть вязовских отложений, представленную терригенными и карбонатно-терригенными образованиями, мы назвали *габдюковской свитой* [19]. Ее нужно считать фацией карбонатов нижней части вязовской свиты (горизонта).

Следует отметить, что подобное замещение на Южном Урале — явление редкое, и вязовские отложения обычно карбонатные с самого основания. Они залегают на отложениях разного возраста, а при нормальной стратиграфической последовательности — на *такатинских* отложениях.

В разрезе «Габдюково» на слюдистых серых алевролитах *ашинской свиты* залегают (снизу вверх по разрезу, см. рис. 2, Б):

Породы	Мощность, м
1. Мягкие глинистые алевролиты, алевролитистые аргиллиты. Окраска их в основном серовато-зеленая. Породы переходят по простираанию в бурые, коричневатые и фиолетовые разности	0,1—0,2
2. Светло-серые сливные кварцевые песчаники	3,5
3. Глинистые, слабосцементированные песчаники желто-бурой окраски, переходящие вверх в коричнево-бурые	2,0
4. Аргиллиты, переходящие в алевролиты; окраска зеленовато-серая, охристо- и ржаво-бурая	0,5
5. Серые, песчано-алевритистые доломиты, разделенные тонкими прослойками бурого алевролита. Доломиты плитчатые, толщина плиток 0,5—1,0 см.	0,5
6. Тонкопереслаивающиеся алевролитистые аргиллиты, алевролиты и доломиты; окраска их бурая, темная и светлая, зеленовато-серая	1,1
7. Слабосцементированные песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. Песчаники тонкоплитчатые, светло-серые, желтоватые; алевролиты и аргиллиты такого же цвета, но есть линза серых	1,5

*Одна из разновидностей их вошла в литературу под названием *vanjaschkinensis* [15, 16, 21].

8. Серые массивные доломиты и глинистые разности	2,0
9. Тонкопереслаивающиеся алевролиты и алевро-тистые аргиллиты с линзовидными прослоями и мелкими линзами доломитов; окраска пород светло-серая и зеленовато-серая	1,2
10. Массивные, местами кавернозные серые доломиты и глинистые их разности	3,0
11. Темно-серые известняки, глинистые известняки, битумозные, с прослоями известковистых глинистых сланцев	2,0
Общая мощность	17,5

По предыдущим исследованиям считалось, что в данном разрезе девонские отложения начинаются такатинской свитой (см. рис. 2, Б; слой 2), на которой залегают ваяншинские отложения, перекрывающиеся вязовскими (слой 11). Обнаруженные авторами споры растений (слой 1) под песчаниками, относившимися к такатинской свите, вместе со всеми из вышележащих пород, включая вязовские, входят в состав единого комплекса. Он состоит из видов и разновидностей верхней подзоны (*G. vanjaschkinensis*—*A. subreticularis*) палинозоны *R. clandestinus*. Эта подзона выделена для вязовского горизонта нижнего эйфеля, который в данном разрезе начинается габдюковской свитой; она связана постепенным переходом с вышележащими карбонатами вязовской свиты (вместе эти свиты образуют вязовский горизонт).

В 5 км выше по течению р.Инзер, также на его правом берегу западнее д.Зуяково (см. рис. 1, А) имеется разрез, аналогичный Габдюковскому. Здесь выделяются те же стратонны девона, из которых палеонтологическую характеристику (в основном по остракодам) имели только вязовские карбонатные породы.

Авторы в нижележащих терригенных породах, называвшихся ваяншинскими, обнаружили споры габдюковской свиты [19]. К восточному и южному обрамлениям Башкирского антиклинория также приурочены отложения, считавшиеся ваяншинскими (такими они показаны и в работе [8]). Это разрезы широтного течения р.Белая (восточная часть) и меридионального (в верховье). На них мы останавливались в публикации о такатинских отложениях [20], для которых выделили несколько типов разреза, различающихся по набору слагающих их пород, их соотношению, но характеризующихся одним и тем же комплексом спор растений, который относится к нижней подзоне палинозоны *R. clandestinus*—*A. divulgata plicata* [18, 21].

В обеих подзонах много общих форм с контактными *area*, но верхняя подзона (вязовский горизонт) отличается присутствием спор с пленчатым периспорием (экзоэктинной) довольно крупных размеров и однолучевых форм [16, см. таблицы IX и X].

К одному из выделенных типов *такаты* мы отнесли разрезы рассматриваемой территории, являющейся крайней восточной для площади их распространения на Южном

Урале. Такатинские споры были обнаружены авторами в разрезах Узьян, Кага, Максютново (2 разреза), Ташлуй* (см. рис. 1, Б), в отложениях, подстилающих вязовские и считавшихся ваяншинскими, что послужило основанием переименовать ваяншинские в «такатинские» [20].

Однако кавычки можно считать излишними, поскольку в данном регионе так называют породы, которые «хорошо забытые старые». Оно употреблялось прежде одними исследователями для всего их объема [5, 6], другими — для нижней части, которая представлена пачкой грубозернистых песчаников (Адрианова, Спасский, 1953; Синицын, Сухарев, 1950 и др.).

В такатинских отложениях данной территории грубозернистые терригенные компоненты имеют или незначительную мощность и приурочены к нижней части разреза, или вообще отсутствуют. Как и в типовых разрезах более западных регионов, названная свита связана постепенным переходом с вязовскими карбонатными образованиями, а залегают на отложениях разного возраста.

Возможно, что в восточных разрезах можно выделить маломощную пачку карбонатно-терригенных (терригенно-карбонатных) пород в габдюковскую свиту — например, в разрезе Узьян, но для этого нужны дополнительные биостратиграфические исследования. Наличие такой пачки отмечалось нашими предшественниками, что одни из них трактовали как появление карбонатов в верхней части ваяншинских отложений (Мамаев, 1978), другие — как наличие терригенных прослоев в нижней части вязовских карбонатных образований (Казанцева, 1970 г.).

Изложенные данные показывают, что у отложений, называемых *ваяншинской свитой* в трех различных регионах Южного Урала, общим является то, что они залегают под вязовской свитой и не имеют палеонтологической характеристики. Полученная авторами такая характеристика датирует эти отложения в стратотипе и стратотипической местности (Юрюзано-Айский район) ранним девонем (хлебодаровская свита), а раннеэйфельская вязовская свита залегают на них со стратиграфическим несогласием.

Все это исключает легитимность понятия *ваяншинская свита* не только для указанной территории, но и для *подвязовских* отложений разрезов на р.Инзер, восточного и южного обрамления Башкирского антиклинория. Постепенный переход здесь наблюдается, но в первом случае от нижней части вязовского горизонта к верхней (габдюковская свита), во втором — от такатинской свиты (горизонта) к вязовской свите (горизонту).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов А.К. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала // Бокситы. Тр. ВНИИ минер. сырья. 1937. Т. 2. Вып. 112. С. 70—97.
2. Богоявленская О.В., Чибрикова Е.В., Ржонсницкая М.А. Типовые разрезы среднего девона Юрюзано-Айского района западного склона Южного Урала: Препринт докл. — Уфа, 1983.
3. Домрачев С.М., Мелещенко В.С., Чочиа Н.Г. Стратиграфия девонских отложений Уфимского амфитеатра и Кара-Тау (бассейн рек Уфы, Ая, Юрюзани и Сима) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1. С. 69—100.
4. Иванушкин А.Г. Девонские отложения Каратауского структурного комплекса и Зилимо-Нугушской структуры (запад-

* Разрез Ташлуй находится на р.Малый Ик, где «подвязовские» отложения назывались «ташлуйской свитой», относившейся поначалу к силуру, затем к эйфелю. В данном разрезе, как и других «восточных», до наших исследований из органических остатков отмечались находки *Hostimella hostimensis* P. et B. — растения, имеющего стратиграфический диапазон распространения в нижнем девоне и эйфеле.

- ный склон Южного Урала) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. —Екатеринбург, 1996. С. 50—75.
5. Келлер Б.М. Такатинская свита девона Башкирии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 137—139.
 6. Крылова А.К. Девонские отложения южной части Башкирского Урала // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 41. С. 71.
 7. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, 1988 г. с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. —Л., 1990.
 8. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). —Екатеринбург, 1993.
 9. Тяжеева А.П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений р.Юрюзани и верховья р.Белой (Южный Урал) // Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 1 // Тр. ЮУТУ. 1956. С. 3—15.
 10. Тяжеева А.П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Девонские отложения Башкирии. Ч. I. Стратиграфия. —М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 5—130.
 11. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. —Свердловск, 1980.
 12. Халымбаджа В.Г., Чернышева Н.Г. Эйфельский ярус на западном склоне Урала // Конодонты эйфельского яруса СССР. —Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. С. 13—17.
 13. Цыганко В.С. Проблемы стратиграфии западного склона Урала и востока Русской платформы // Геология девонской системы. Мат-лы Междунар. симпозиума. —Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 234—235.
 14. Чибрикова Е.В. Растительные микрофоссилии из нижнего девона западного склона Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. С. 113—124.
 15. Чибрикова Е.В. Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья (из силурийских и девонских отложений). —М.: Наука, 1972.
 16. Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). —М.: Наука, 1977.
 17. Чибрикова Е.В. Международная стратиграфическая шкала девона, границы подразделений в ней и в разрезах России // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Мат-лы конференции. —Уфа, 2004. С. 105—112.
 18. Чибрикова Е.В., Наумова С.Н. Зональные комплексы спор и пыльцы девона Европейской части Советского Союза и их аналогии за рубежом / Палинология протерозоя и палеофита. —М.: Наука, 1974. С. 39—52.
 19. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Нижний девон Юрюзано-Айского района (западный склон Южного Урала) // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. —Уфа, 1991. С. 4—14.
 20. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Такатинский горизонт (девон) на Южном Урале и на востоке Русской платформы // Изв. Отдел. наук о Земле и экологии. № 5. —Уфа, 2000. С. 77—88.
 21. Avkhimovitch V.J., Tschibrikova E.V. et al. Middle and Upper Devonian miospore Zonation of Eastern Europe // Bull. Centr. Rech. Explor. 1993. Vol. 17. № 1. P. 79—147.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.89+681.3+552.4 (470.21)

© З.М.Волошина, В.К.Каржавин, 2006

Термодинамические условия и флюидный режим регионально метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Печенгской структурной зоны

З.М.ВОЛОШИНА, В.К.КАРЖАВИН (Геологический институт КНЦ РАН)

Объектом исследования является Печенгская структурная зона, расположенная в северо-западной приграничной части Кольского полуострова. Она обладает неоднородным, асимметрично-зональным строением и включает Северо-Печенгскую брахисинклиналь, сложенную породами карельского (нижнепротерозойского) комплекса, и Южно-Печенгскую подзону с близкими по составу супракрустальными отложениями, в строении которой различаются сильно сжатая Пороярвинская линейная синклиналь и тектонически примыкающая к ней область развития купольно-блоковых структур Нотозерского блока [5].

Метаморфическая зональность этой структуры впервые была охарактеризована В.Г.Загородным [4], позднее она была откартирована по индекс-минералам, фиксирующим прогрессивное возрастание степени метаморфизма [3, 8]. Региональный метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ раннего протерозоя, слагающих Печенгскую структурную зону, развивался в широком диапазоне термодинамических условий — от пренит пумпеллитовой фации, до низких и средних ступеней амфиболитовой [1, 9]. Метаморфические зоны почти полностью повторяют очертания Печенгской структуры с характерным возрастанием степени метаморфизма от центральных частей к краевым ее фланговым структурам. Метаморфическая зональность на площади Печенгского синклинория четко фиксируется по пространственным изменениям текстурно-структурных

особенностей пород и их минерального состава, в частности, по определенным индекс-минералам. В ходе исследования изучены минеральные парагенезисы и типоморфные особенности минералов, последовательность их кристаллизации и термобарометрические условия формирования с распределением в них флюидной фазы.

Для проведения термобарометрических расчетов (*P-T*-параметров) был использован метод TWQ с совмещенной базой термодинамических величин [10, 11]. В основу метода положены химические составы минеральных ассоциаций исследуемых образцов, и последовательность их кристаллизации. Реализация численного моделирования мультисистем с участием флюида сложного состава проводилась при помощи компьютерного программного комплекса «Селектор» [7]. Исходными данными для исследования были результаты петрографического и микронзондового изучения химического состава минеральных фаз из различных метаморфических зон.

Состав флюида, равновесного с твердой фазой, оценивался в процессе реализации мультисистем для каждой метаморфической зоны. Для теоретических исследований были созданы физико-химические модельные мультисистемы. Состав мультисистем содержал до 15 независимых компонентов (элементы): Si—Ti—Al—Fe—Mg—Ca—Na—K—C—H—O. Расчетная матрица мультисистем, представленная 30 зависимыми компонентами (соединения), включает 7

газообразных компонентов H_2 , H_2O , O_2 , CO , CO_2 , CH_4 , C_2H_6 . Расчет фазового состава независимых компонентов мульти-систем проводился на основе их мольного содержания в 1 кг породы, что послужило исходным вектором для численной реализации исследуемых моделей методом минимизации свободной энергии Гиббса с базой термодинамических величин химических соединений [7] и внесенными в нее дополнительно некоторыми амфиболами [6]. Полученные результаты физико-химического моделирования сопоставлялись с известными характеристиками (свойствами) объекта, а наличие соответствия позволяли считать модель адекватной исследуемому объекту. Сложность и многообразие факторов, оказывающих влияние на течение природных процессов, происходящих при метаморфизме, дают возможность теоретически рассмотреть их на основании обоснованных схем механизма процесса.

Как уже отмечалось, в пределах Печенгской структурной зоны, в направлении от осевой ее части к периферии, среди осадочно-вулканогенных образований, выделено 6 метаморфических зон [9]: пренит-пумпеллиитовая, пренит-актинолитовая, хлорит-актинолитовая, биотит-актинолитовая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая (рис. 1).

Пренит-пумпеллиитовая зона распространена в центральной части структуры. Она откартирована по верхнему пределу устойчивости пумпеллиитового парагенезиса в

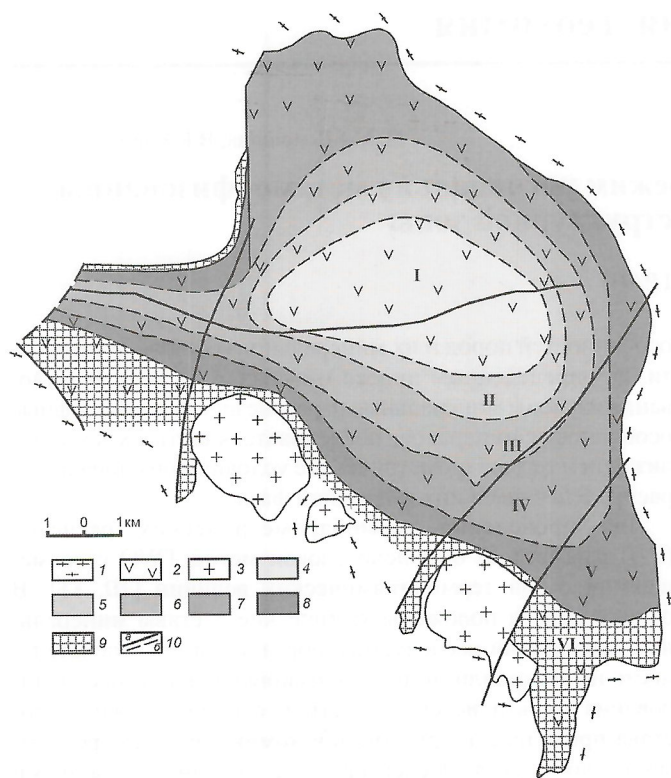


Рис. 1. Карта метаморфических фаций Печенгской структуры:

1 — гранито-гнейсовый комплекс архея, AR_1 ; 2 — Печенгский супракомплекс PR_1 ; 3 — плагиомикроклиновые граниты; метаморфические зоны: 4 — пренит-пумпеллиитовая, 5 — пренит-пумпеллиит-актинолитовая, 6 — хлорит-актинолитовая субфация, 7 — биотит-актинолитовая субфация, 8 — эпидот-амфиболитовая, 9 — амфиболитовая; 10 — линии разрывных нарушений (a) и границы метаморфических зон раннего протерозоя (b)

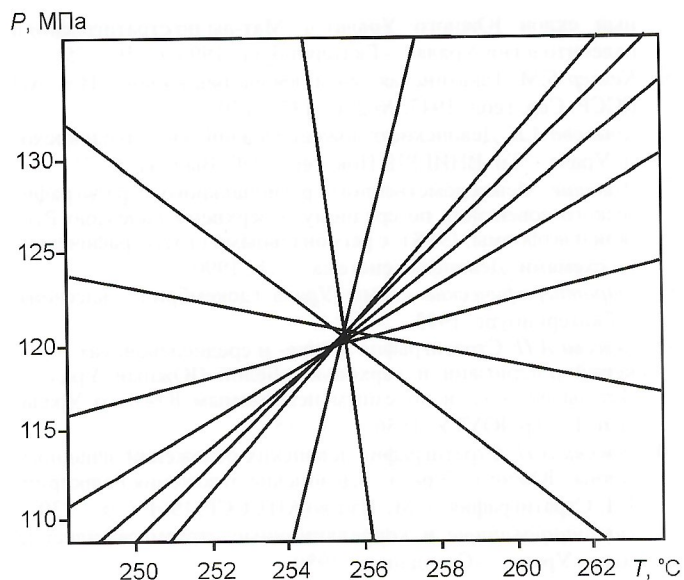


Рис. 2. Положение точки пересечения констант равновесия химических реакций в системе (пренит-пумпеллиитовая зона)

метабазальтах [2]. Все пумпеллиитсодержащие породы характеризуются практически полным сохранением всех главных текстурных и структурных черт исходных пород. Минеральные преобразования выражены хлоритизацией и сосюритизацией плагиоклазов, частичной хлоритизацией вкрапленников авгита, хлоритизацией стекловатой массы и новообразованием в ней мелких зерен и агрегатов пумпеллиита и пренита. Химические составы образцов со следующими минеральными парагенезисами: Pl_7 — $Soss$ — $Срх_{25}$ — Pmp_{69} — Prh_{90} — Chl_{64} — Mag — Qtz (символы минералов приведены в соответствии с работой [12]) были исходными для внесения их в модельную систему и расчета P - T -параметров их образования. В связи с этим для теоретического исследования в систему включены следующие компоненты: Ab , An , Di , Hd , Pmp , Prh , Chl , Mag , Qtz , H_2O , H_2 и O_2 . При помощи расчетной процедуры TWQ был определен ряд химических реакций, что позволило установить P - T -параметры данной минеральной системы. Пересечение констант равновесия химических реакций, как функция температуры и давления, на P - T -плоскости в одной точке определяет условия равновесия пренит-пумпеллиитовой фации. Термодинамические параметры данного процесса — $T=256^\circ C$ и $P=120$ МПа (см. рисунки 1, 2). Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами пренит-пумпеллиитовой фации при данных P - T -параметрах представлены в таблице.

Пренит-пумпеллиит-актинолитовая зона — промежуточная, имеет небольшую мощность и повторяет контуры предыдущей зоны с незначительным расширением на юго-востоке и северо-западе. В метавулканитах этой зоны также хорошо сохранены магматические структуры и текстуры. Для нее характерны пумпеллиит-актинолитовые ассоциации, развивающиеся по клинопироксену, а также пренит, хлорит и клиноцоизит. Для пород такой зоны свойственны следующие минеральные ассоциации: Pl_{10} — $Soss$ — Srp — $Срх_{32}$ — Pmp_{76} — Prh_{90} — Act_{55} — Chl_{63} — Qtz , что позволило включить в систему с целью ис-

Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, равновесного с твердой фазой при указанных *P-T*-параметрах

Компоненты	Фации (<i>T</i> , °C; <i>P</i> , МПа)					
	Пренит-пумпеллитовая (256;120)	Пренит-пумпеллит-актинолитовая (270;140)	Зеленосланцевая		Эпидот-амфиболитовая (415;240)	Амфиболитовая (428;350)
			Хлорит-актинолитовая (367;240)	Биотит-актинолитовая (404;240)		
Альбит	21,16	21,18	21,52	21,30	21,53	21,60
Анортит	0,09	0,04	Следы	0,29	0,24	2,04
Диопсид	Следы	Следы	—	—	—	—
Геденбергит	17,92	9,80	—	—	—	—
Аннит	—	—	1,41	1,51	1,66	1,66
Флогопит	—	—	0,20	0,11	Следы	Следы
Актинолит	—	13,28	40,21	32,04	—	—
Mg-р, обманка	—	—	—	5,79	28,66	28,76
Fe-р, обманка	—	—	—	0,02	26,61	31,64
Эпидот	—	—	24,04	20,80	13,78	Следы
Клиноцоизит	—	—	—	6,31	0,42	Следы
Клинохлор	15,39	15,4	6,11	9,76	—	—
Пренит	25,73	25,82	—	—	—	—
Пумпеллит	0,01	0,006	—	—	—	—
Кварц	8,21	5,25	—	2,08	2,08	—
Магнетит	7,34	4,59	1,96	—	1,19	2,04
Рутил	0,51	—	Следы	—	Следы	0,10
Сфен	3,06	4,07	4,39	5,85	5,9	5,69
Графит	Следы	—	—	—	—	—
Альмандин	—	—	—	—	—	Следы
Гроссуляр	—	—	—	—	—	6,47
H ₂ O (жидкость)	0,57	0,43	0,16	—	—	—
Парциальное давление <i>P_i</i> (числитель) и фугитивность <i>f_i</i> (знаменатель)						
H ₂	$\frac{7,52 \cdot 10^{-1}}{1,19 \cdot 10^0}$	$\frac{2,26 \cdot 10^{-2}}{3,80 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1,10 \cdot 10^{+3}}{2,29 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{6,79 \cdot 10^{+1}}{1,36 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{5,57 \cdot 10^0}{1,10 \cdot 10^{+1}}$	$\frac{2,30 \cdot 10^0}{6,03 \cdot 10^0}$
H ₂ O	$\frac{3,20 \cdot 10^{-5}}{1,94 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{3,39 \cdot 10^{-4}}{2,24 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{1,20 \cdot 10^{+3}}{4,38 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{2,19 \cdot 10^{+3}}{4,46 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{2,32 \cdot 10^{+3}}{5,07 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{3,40 \cdot 10^{+3}}{8,36 \cdot 10^{+2}}$
O ₂	$\frac{1,90 \cdot 10^{-37}}{2,90 \cdot 10^{-37}}$	$\frac{3,9 \cdot 10^{-33}}{6,6 \cdot 10^{-33}}$	$\frac{3,90 \cdot 10^{-35}}{9,25 \cdot 10^{-35}}$	$\frac{1,81 \cdot 10^{-32}}{4,16 \cdot 10^{-32}}$	$\frac{1,45 \cdot 10^{-29}}{3,30 \cdot 10^{-29}}$	$\frac{4,35 \cdot 10^{-28}}{1,46 \cdot 10^{-27}}$
CO	$\frac{1,34 \cdot 10^{-3}}{2,48 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2,02 \cdot 10^{-4}}{4,16 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{3,36 \cdot 10^{-10}}{1,05 \cdot 10^{-9}}$	$\frac{1,83 \cdot 10^{-6}}{5,41 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{3,39 \cdot 10^{-3}}{1,15 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{3,71 \cdot 10^{-2}}{1,79 \cdot 10^{-1}}$
CO ₂	$\frac{3,29 \cdot 10^{+2}}{3,19 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{1,40 \cdot 10^{+3}}{1,52 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{1,74 \cdot 10^{-8}}{3,38 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1,03 \cdot 10^{-4}}{2,02 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{2,74 \cdot 10^0}{5,39 \cdot 10^0}$	$\frac{6,69 \cdot 10^{+1}}{2,34 \cdot 10^{+2}}$
CH ₄	$\frac{8,70 \cdot 10^{+2}}{1,42 \cdot 10^{+3}}$	$\frac{1,04 \cdot 10^{-3}}{1,92 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,19 \cdot 10^{+2}}{3,65 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{1,38 \cdot 10^{+2}}{4,06 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{7,44 \cdot 10^{+1}}{2,16 \cdot 10^{+2}}$	$\frac{3,41 \cdot 10^{+1}}{1,65 \cdot 10^{+2}}$
C ₂ H ₆	$\frac{1,37 \cdot 10^{-1}}{1,77 \cdot 10^{-1}}$	$\frac{9,6 \cdot 10^{-12}}{1,5 \cdot 10^{-11}}$	$\frac{2,47 \cdot 10^{-5}}{9,04 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{1,08 \cdot 10^{-3}}{3,85 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4,61 \cdot 10^{-3}}{1,64 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{2,77 \cdot 10^{-3}}{2,19 \cdot 10^{-2}}$
Σ <i>V</i> , газ, см ³	33,74	33,81	37,53	34,07	34,62	34,61
Флюид, %	0,24	0,20	5,72	1,72	2,96	3,05
Преобладающий состав	CO ₂ +CH ₄	CO ₂	H ₂ O+CH ₄ +H ₂	H ₂ O+CH ₄	H ₂ O+CH ₄	H ₂ O+CO ₂

следования следующие компоненты: Ab, An, Di, Hd, Pmp, Prh, Act, Tr, Chl, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. Термобарометрический анализ данной системы дал возможность установить ряд химических реакций, константы равновесия которых имеют пересечение на *P-T*-плоскости при *T*=270°C и *P*=140 МПа (см. рис. 1, II). Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами пренит-пумпеллиит-актинолитовой фации при установленных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

Хлорит-актинолитовая зона образует непрерывный замкнутый овал вокруг пренит-пумпеллиит-актинолитовой зоны. В породах этой зоны еще сохранены реликты первичных структур и текстур. Для них характерно широкое развитие хлоритов и актинолитов, которые входят в устойчивые минеральные парагенезисы. Магматический пироксен интенсивно, вплоть до образования полных псевдоморфоз, замещается актинолитом, иногда с участием хлорита и карбоната. Для пород этой фации характерны следующие ассоциации: Pl₆—Soss—Act₄₈—Ep₃₃—Chl₆₀—Qtz. В расчете возможных условий равновесия в процессе метаморфизма данной зоны использован следующий минеральный состав: Ab, An, Ann, Phl, Act, Tr, Chl, Ep, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. Решением данной системы установлен ряд химических реакций, константы равновесия которых имеют пересечение на *P-T*-плоскости в одной точке при *T*=367°C и *P*=240 МПа (см. рис. 1, III). Количественный и качественный составы флюида, находящегося в равновесии с минералами хлорит-актинолитовой фации при данных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

Биотит-актинолитовая зона повторяет контуры хлорит-актинолитовой зоны, выклиниваясь в северо-западной части. Для ее пород характерна интенсивная перекристаллизация, приводящая к исчезновению первичных структурно-текстурных особенностей, а также реликтов первично-магматических минералов. Вместе с тем в ней еще сохраняются реликты парагенезисов предыдущей зоны, например, хлоритовые. Широко распространены ассоциации актинолита и буро-зеленого биотита. В равновесных ассоциациях в метавулканитах наряду с указанными компонентами появляются клиноцоизит и незначительные количества роговой обманки. Для пород этой зоны типичны следующие минеральные парагенезисы. Pl₇—Act₄₀—Bt₅₃—Ep₄₃—Chl₅₅—Qtz. Для теоретического исследования, в соответствии с петрографическим анализом состава пород, были использованы следующие минералы: Ab, An, Ann, Phl, Act, Hbl, Ep, Czo, Chl, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. На *P-T*-плоскости константы равновесия, установленные расчетом химических реакций, пересеклись в одной точке при температуре *T*=404°C и давлении *P*=240 МПа (см. рис. 1, IV и таблицу).

Эпидот-амфиболитовая зона распространена фрагментарно в северо-западной части структуры с выклиниванием на север и непрерывным продолжением на запад в Северную Норвегию. В южной и юго-восточной частях эпидот-амфиболитовая зона выклинивается на востоке. При переходе в эту зону в метавулканитах усиливается рассланцевание пород, что приводит к полному уничтожению магматических структур и текстур, и формируются типичные бластические структуры и текстуры метаморфического типа. Следует отметить, что для метавулканитов этой фации типичен парагенезис 2—3 генераций амфиболов различного состава, что является реперным диагности-

ческим признаком для данной фациальной зоны. Амфиболы имеют неоднородное внутреннее строение. Центральная часть зерен сложена светло-зеленым, почти бесцветным, слабо плеохроирующим амфиболом-1, который по периферии и трещинкам первоначально замещается голубовато-зеленым амфиболом-2, а затем темно-зеленым амфиболом-3. В свою очередь, амфибол-3 обрастает голубовато-зеленым амфиболом в виде узкой каймы или образует хорошо ограниченные кристаллы в основной массе породы. По химическому составу бледноокрашенные амфиболы соответствуют актинолиту или актинолитовой роговой обманке, а голубовато-зеленые и густо-зеленые — магнезиальным роговым обманкам. Для пород этой зоны характерны следующие минеральные ассоциации: Pl₁₅₋₂₀—Amph-1₃₄—Amph-2₄₇—Amph-3₄₉—Bt₄₆—Ep₂₆—Qtz.

Проведенные детальные петрографические исследования пород эпидот-амфиболитовой зоны позволяют выделить две характерные последовательные стадии минералообразования. На первой стадии формировались ранние амфиболы: амфибол-1 и -2. Это дало основание оценить *P-T*-параметры обеих стадий минералообразования. При расчете термодинамических условий равновесия первой стадии процесса метаморфизма были использованы следующие составы: Ab, An, Ann, Phl, Act, Ep, Czo, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. Полученные термобарометрические данные соответствуют метаморфизму биотит-актинолитовой зоны, что соответствует *T*=404°C и *P*=210 МПа.

На второй стадии процесса метаморфизма происходила кристаллизация магнезиальной роговой обманки, что привело к постепенному исчезновению амфиболов-1 и -2. Для теоретической оценки возможных равновесных условий процесса метаморфизма поздних генераций магнезиальной роговой обманки был использован в системе следующий состав: Ab, An, Ann, Phl, Hbl, Ep, Czo, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. В результате было установлено, что протекающие в данной системе химические реакции равновесные и это подтверждено пересечением их констант равновесия в одной точке на *P-T*-плоскости при *T*=415°C и давлении *P*=240 МПа (см. рис. 1, V). Расчет количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами эпидот-амфиболитовой фации при данных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

Амфиболитовая зона отмечается в южной, юго-восточной и северо-западной частях структуры, где она прерывисто обрамляет образования эпидот-амфиболитовой зоны. Данная зона фиксируется по развитию порфиروبластических, сланцеватых и нематобластовых структур и текстур. Типичные парагенетические члены этой зоны — роговые обманки, плагиоклаз олигоклаз-андезиновое ряда и, частично, слюдки. Амфибол образует призматические, а в рассланцованных породах удлинено-призматические темно-зеленые кристаллы, по химическому составу и оптическим свойствам он отвечает высокоглиноземистой разности магнезиальной роговой обманки. Для пород этой зоны характерны следующие минеральные ассоциации: Pl₁₀—Amph-1₃₄—Amph-2₄₇—Amph-3₄₉—Bt₄₆—Czo—Ep₂₆—Qtz±Grt. Эти данные петрографического состава позволили включить в расчеты следующие минералы: Ab, An, Ann, Phl, Hbl, Ep, Czo, Alm, Grs, Mag, Qtz, H₂O, H₂ и O₂. Условие равновесия для данной системы установлено при *T*=428°C и *P*=350 МПа (см. рисунки 1, VI и 3). Количественный и качественный составы флюида, находящегося в

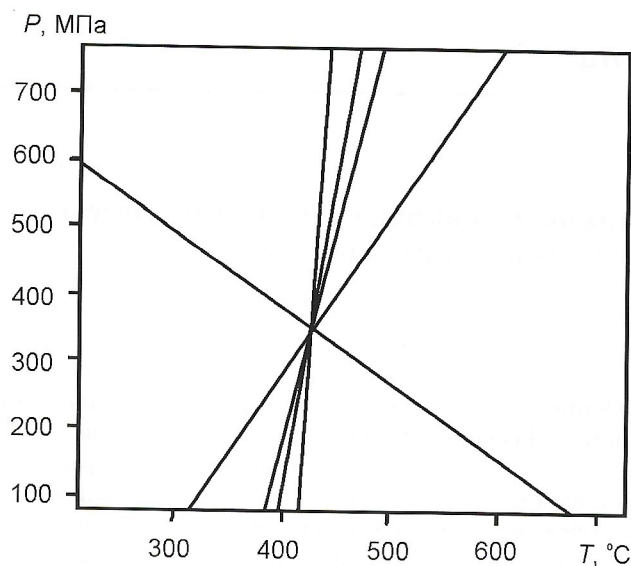


Рис. 3. Оценка P - T -параметров амфиболитовой зоны

равновесии с минералами амфиболитовой фации при данных P - T -параметрах представлены в таблице.

Результаты расчета термодинамических условий формирования метаморфической зональности на площади Печенгской структуры и последовательность минералообразования позволили построить P - T -тренды метаморфической эволюции пород рассмотренных зон (рис. 4).

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что по мере развития процессов метаморфизма происходит одновременное изменение минерального состава породы и ее флюидной составляющей (см. таблицу). Этот процесс носит однонаправленный и последовательный характер, хорошо воспроизводимый при помощи физико-химических моделей. Полученные результаты исследования позволили оценить роль и влияние P - T -параметров и флюидного режима на компонентный состав твердых фаз и летучих компонентов при метаморфизме. По данным флюидного состава процесс метаморфизма во всех метаморфических зонах Печенгской структуры протекал в восстановительных условиях. При этом, например, на стадии зеленосланцевой фации, снижалось парциальное давление водорода, оксида с диоксидом углерода и увеличивалось содержание воды в системе. Присутствие углеводородов в системе — причина восстановительной обстановки, что способствует в природной системе образованию углерода, водорода и углеродсодержащих соединений.

Таким образом, прогрессивный региональный метаморфизм Печенгского комплекса, изученных метаморфических зон происходил в диапазоне $T=270$ — 428°C и $P=120$ — 350 МПа в восстановительных условиях при низкой величине парциального давления кислорода.

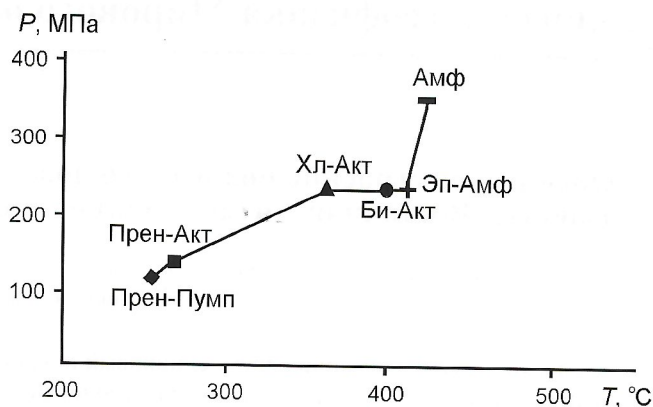


Рис. 4. Тренд эволюции термодинамических условий процесса метаморфизма вулканитов, представленный на P - T -плоскости

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. —Л.: Наука, 1977.
2. Волошина З.М., Петров В.П., Реженева С.А. Пумпеллитовые парагенезисы метабазитов Печенги // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. —Апатиты, 1986. С. 16—24.
3. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород Печенгского комплекса. —Л.: Наука, 1977.
4. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. —М.—Л.: Наука, 1964.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). —Л.: Наука, 1983.
6. Каржавин В.К. Амфиболы. Термодинамические свойства // Геохимия. 1991. № 12. С. 1724—1732.
7. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. —М.: Недра, 1976.
8. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. Региональный метаморфизм среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны // Метаморфизм докембрийских комплексов. —Апатиты, 1976. С. 111—129.
9. Региональный метаморфизм пород Печенгской структуры // Магматизм, седиментогенез и геодинамика. —Апатиты, 1995. С. 164—182.
10. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J.Petrology. 1988. Vol. 29. № 2. P. 445—522.
11. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canad. Mineralogist. 1991. Vol. 29. № 4. P. 833—855.
12. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. № 1/2. P. 277—279.

Геологическое строение подледного ложа ледникового покрова Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) по геоморфологическим данным

А.Н.ЛАСТОЧКИН (Санкт-Петербургский государственный университет), Г.Л.ЛЕЙЧЕНКОВ, С.В.ПОПОВ (Полярная морская геологоразведочная экспедиция), В.Ю.ГРИШИН (Санкт-Петербургский государственный университет)

Возможности прямой фиксации через ледниковый покров паликативной и дизъюнктивной составляющих геологической структуры верхних горизонтов земной коры, обнаружены по данным радиолокационного профилирования на Земле Принцессы Елизаветы с характерным для нее структурно-денудационным подледным рельефом и слабо наклонными бронирующими горизонтами (рис. 1). Приведены методика и результаты структурно-геоморфологического анализа подледного рельефа на территории, где радиолокационные материалы представлены непрерывными записями и систематическим профилированием.

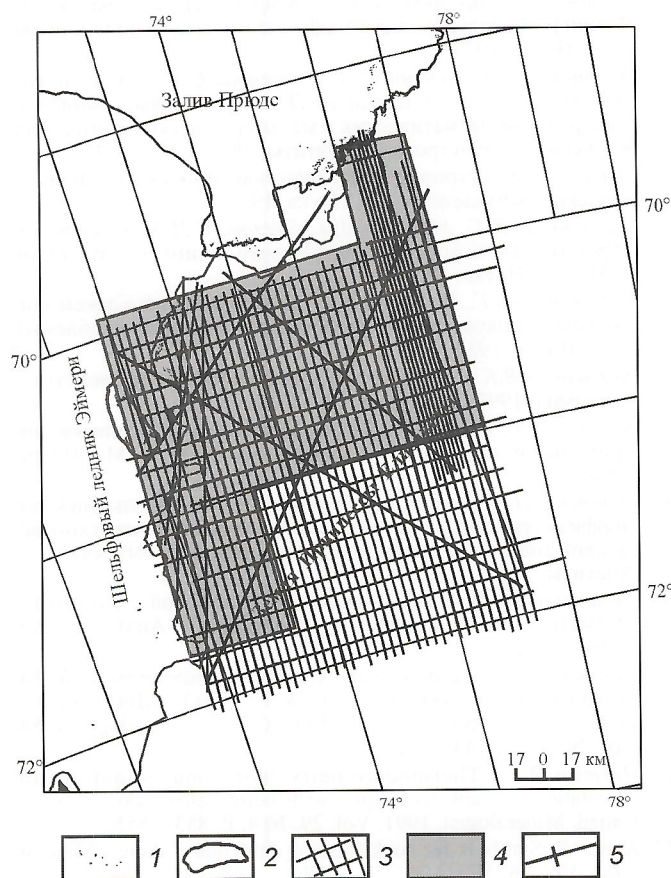


Рис. 1. Положение исследованного района и радиолокационных маршрутов:

1 — выходы коренного ложа на дневную поверхность; 2 — границы береговой линии и шельфового ледника Эймери; 3 — положение радиолокационных маршрутов; 4 — район исследования; 5 — отрезки радиолокационных маршрутов, на которых оценивались «видимые» углы наклона бронирующих горизонтов

Общие черты тектонического строения района ледников Ламберта-Эймери. Древний структурный план района ледников Ламберта-Эймери в основном оформился в позднем протерозое в результате аккреции тектонических террейнов, возникновение которых, вероятно, произошло в архее—раннем протерозое. В настоящее время здесь выделяются две крупных тектонических провинции субширотного простирания: гранулитогнейсовый подвижный пояс протерозойского возраста (северная часть гор Принс-Чарльз, Земля Мак-Робертсона и Земля Принцессы Елизаветы) и гранит-зеленокаменная область архейско-раннепротерозойского возраста (южная часть гор Принс-Чарльз), которые разделены среднепротерозойской вулканоплутонической зоной ([1, 6]; рис. 2). В восточной части Земли Принцессы Елизаветы (район оазиса Вестфолль) обнажается небольшой по площади фрагмент кристаллического фундамента архейского возраста.

К началу раннего палеозоя гранулитогнейсовый подвижный пояс окончательно стабилизировался, войдя в состав кристаллического щита Восточной Антарктиды, который в дальнейшем испытывал лишь хрупкие деформации, рифтогенную переработку и вертикальное перемещение (погружение и воздымание) отдельных блоков земной коры. К числу наиболее ранних эпикратонных событий следует отнести процессы, которые привели к образованию молассоидных пермско-триасовых осадочных отложений мощностью более 2500 м в западном борту грабена ледника Ламберта (озера Бивер и Радок), где они образуют моноклинал с падением слоев на восток-северо-восток под углом 10—18°. Формационный состав (конгломераты, песчаники, алевролиты) и фациальные особенности осадков оз. Бивер в целом указывают, что они образовались в депрессиях фундамента или грабенах, возникновение которых, возможно, отражает условия раннего растяжения земной коры в кристаллическом щите Восточной Антарктиды, еще незначительного по своим масштабам и интенсивности.

Более существенные (и хорошо проявленные в современной структуре земной коры) процессы эпикратонной активизации произошли в позднемезозойское время и были связаны с наступлением глобального этапа деструктивной тектонической деятельности в южном полушарии, завершившегося распадом Гондваны. В районе моря Содружества эти процессы привели к образованию интра- и периконтинентальной рифтовых систем, которые сопровождалась значительной модификацией земной коры, и разделению Антарктиды и полуострова Индостан [7]. В позднемезозойский этап растяжения земной коры в районе моря Содружества образовались глыбовые сооружения гор Принс-Чарльз в западном борту рифтовой зоны ледников Ламберта-Эймери, в то время как восточный борт остался практически ненару-

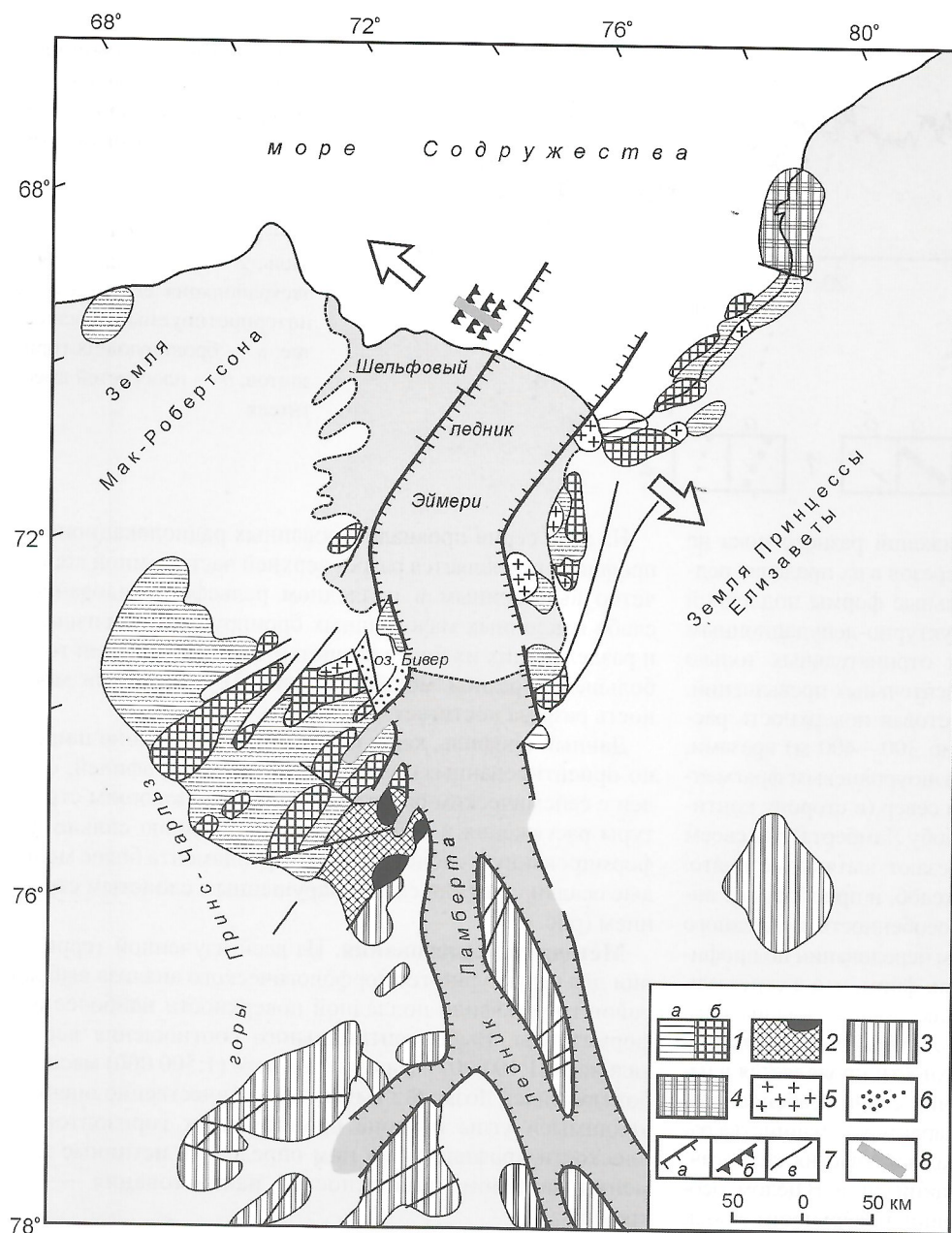


Рис. 2. Схема тектонического строения района ледников Ламберта-Эймери:

1 — протерозойский гранулитогнейсовый пояс: а — парагнейсы, б — ортогнейсы; 2 — среднепротерозойская вулканоплутоническая зона (черное — габброидные интрузии); 3 — архейско-раннепротерозойская гранит-зеленокаменная область; 4 — архейско-раннепротерозойский гранулитогнейсовый блок оазиса Вестфолль; 5 — интрузии (среднепротерозойские гранодиориты и позднепротерозойские чарнокиты в горах Принс-Чарльз; раннепалеозойские граносиениты на Земле Принцессы Елизаветы); 6 — пермо-триасовые троговые формации оз.Бивер; 7 — разломы, выделенные по геоморфологическим и геофизическим данным, сбросы, ограничивающие: а — рифтовый грабен ледников Ламберта-Эймери, б — полуграбены растяжения, в — другие; стрелки — направление позднемезозойских растягивающих напряжений

шенным, что, вероятно, свидетельствует об асимметричном строении самого рифтового грабена.

Современный структурный план района ледников Ламберта-Эймери определяется системой разломов двух направлений: меридионального (С—Ю или ССЗ—ЮЮВ) и диагонального (СВ—ЮЗ). Предполагается, что эти нарушения возникли в ходе позднемезозойского растяжения земной коры Восточной Гондваны [5]) и в дальнейшем, в пострифтовый период, по-видимому, подвергались лишь незначительной реактивации (главным образом за счет вертикальных движений, обусловленных пострифтовой термальной релаксацией литосферы и ее изостатическими колебаниями в ответ на флуктуации ледникового покрова в позднем кайнозое).

Рельеф подледной поверхности. Район исследования изучался на основе материалов аэрорадиолокационного профилирования, полученных сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции в ходе 36-й Советской антарктической экспедиции. Радиолокационные исследования проводились по регулярной сети маршрутов

субмеридионального простирания с межмаршрутным расстоянием около 5 км по методике обтекания генеральных форм дневной поверхности на относительной высоте 300—500 м [3].

Мощность ледникового покрова прибрежной части Земли Принцессы Елизаветы изменяется от первых метров (нулаки и оазисы) до 1500 м (центральная часть) [2]. Ее увеличение в целом наблюдается в направлении от континентальной окраины к югу, что обусловлено расположением района в краевой части ледникового щита. Подледная поверхность изучаемого района расположена в диапазоне высот и глубин от –800 (незначительная часть территории в пределах желоба Ламберта) до 500 м. Преимуществовые высоты подледной поверхности составляют от –200 до 200 м [5, 7]. Современная подледная поверхность Земли Принцессы Елизаветы характеризуется неравномерно расчлененным структурно-денудационным рельефом. Он представлен расположенными на различных гипсометрических уровнях фрагментами пластовой поверхности выравнивания, которые после формирования подверглись неглубокому расчленению с об-

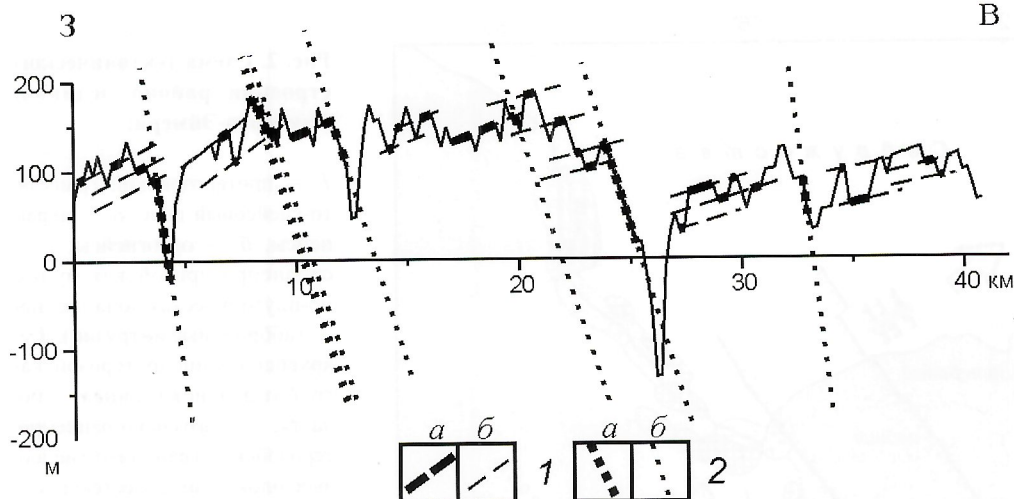


Рис. 3. Профиль по маршруту с выделенными на нем поверхностями напластования и плоскостями сместителей:

1 — радиолокационный профиль; 2 — отрезки профиля и экстраполяция его отрезков, интерпретируемых в качестве: а — бронирующих горизонтов, б — плоскостей сместителя

разованием местных долин и понижений разного пока не установленного генезиса. Глубина врезов в их пределах редко достигает 60—70 м. Положительные формы подледной поверхности характеризуются структурно-денудационным происхождением и отличаются от отрицательных только знаком при близких значениях относительных превышений. Наряду с местными долинами пластовая поверхность расчленена несколькими глубокими (до 300—400 м) врезами, транзитными по отношению к ее разноуровневым фрагментам, направленными в основном на север (в сторону континентальной окраины) и запад (к желобу Ламберта). На своем пути эти транзитные долины разрезают вытянутое плато, обрамляющие шельфовую зону и желоб, и приобретают антецедентный характер. Основная особенность подледного рельефа заключается в непрерывном чередовании по профилю положительных и отрицательных форм, что в структурной геологии по отношению к пликативной складчатости обозначается термином *голоморфное строение*. Прерывистость в структуре подледной поверхности проявляется в изломанности профиля форм и наличии серии грабенообразных отрицательных образований. Характер большинства радиолокационных профилей не отражает участия селективной аккумуляции в рельефообразовании суши. В целом, особенности состава и строения подледной поверхности указывают на ее интенсивную денудацию в доледниковое время с последующей консервацией экзогенного рельефообразования в подледном режиме. Она сопровождалась резко дифференцированными смещениями земной коры тектонического и, возможно, гляциоизостатического характера в условиях ее преимущественного растяжения.

Несмотря на свойственные древним платформенным равнинам малые значения углов падения верхних горизонтов плитного комплекса при выходе на подледную поверхность Земли Принцессы Елизаветы, она относится к категории не пластового, а консеквентного куэстового рельефа, основные черты которого обусловлены активностью пликативных и дизъюнктивных дислокаций в ходе рельефообразования. Пликативная форма тектогенеза запечатлена в слабо наклонном залегании экспонированной на подледную поверхность слоистой толщи. Предполагаемые дизъюнктивные дислокации представлены выходящими на подледную поверхность субвертикальными и часто субпараллельными поверхностями сместителей, к которым обычно приурочены глубокие врез в основном транзитных по отношению к слабо расчлененным поверхностям выравнивания долин.

На всей серии проанализированных радиолокационных профилей проявляется разрез верхней части земной коры с четко выраженным в подледном рельефе чередованием слабо наклонных маломощных бронирующих горизонтов и разделяющих их более компетентных к денудации толщ большей и разной мощности (рис. 3). «Видимая» мощность разреза достигает 400—500 м.

Данный профиль, как и большинство (особенно широтно ориентированных) радиолокационных профилей, сходен с сейсмическим разрезом МОГТ, отражающим структуры растяжения и перекрывающие древнюю сильно деформированную слоистую толщу фундамента более молодые осадки с не (или слабо) нарушенным слоистым строением (рис. 4).

Методика исследования. Из всей изученной территории для структурно-геоморфологического анализа выбран район где профили подледной поверхности наиболее информативны. Выбор оптимального соотношения вертикального (1:10 000) и горизонтального (1:500 000) масштабов профилей позволил выявить и количественно оценить «видимые» углы наклона бронирующих горизонтов (в плоскости профиля) и по ним определить истинные элементы залегания поверхностей напластования — их кровли.

«Видимые» углы наклона измерялись для протяженных отрезков (километры—первые десятки километров) широтно и меридионально ориентированных радиолокационных профилей, для которых линии, экстраполирующие проекции на профиль бронирующих горизонтов как в глетчерную массу покрова, так и в толщу земной коры, могли быть приняты за прямые. В преобладающей массе эти линии, фиксируемые на одном и том же отрезке профиля, параллельны друг другу, что свидетельствует о постседиментационном возрасте дислокаций, приведших к формированию структуры изучаемой слоистой толщи и наиболее характерной черты строения подледного рельефа.

Сначала оценивались тангенсы «видимых» углов, а затем по их значениям определялись углы падения с точностью до минуты. Такая точность была обеспечена значительной протяженностью (до первых десятков километров) фиксируемых линий, рассматриваемых как проекции кровли бронирующих горизонтов на плоскости профилей.

Истинные углы падения рельефообразующих отложений определялись только в точках пересечения тех отрезков взаимно перпендикулярных радиолокационных профилей, для

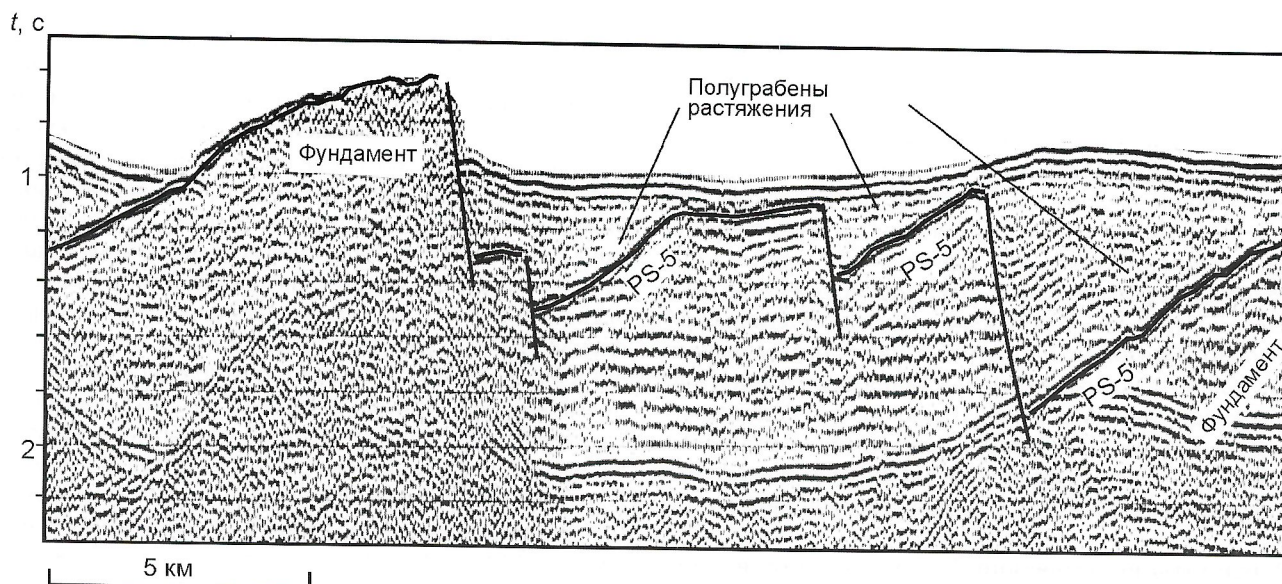


Рис. 4. Сейсмический разрез МОГТ со структурами растяжения в заливе Прюдс

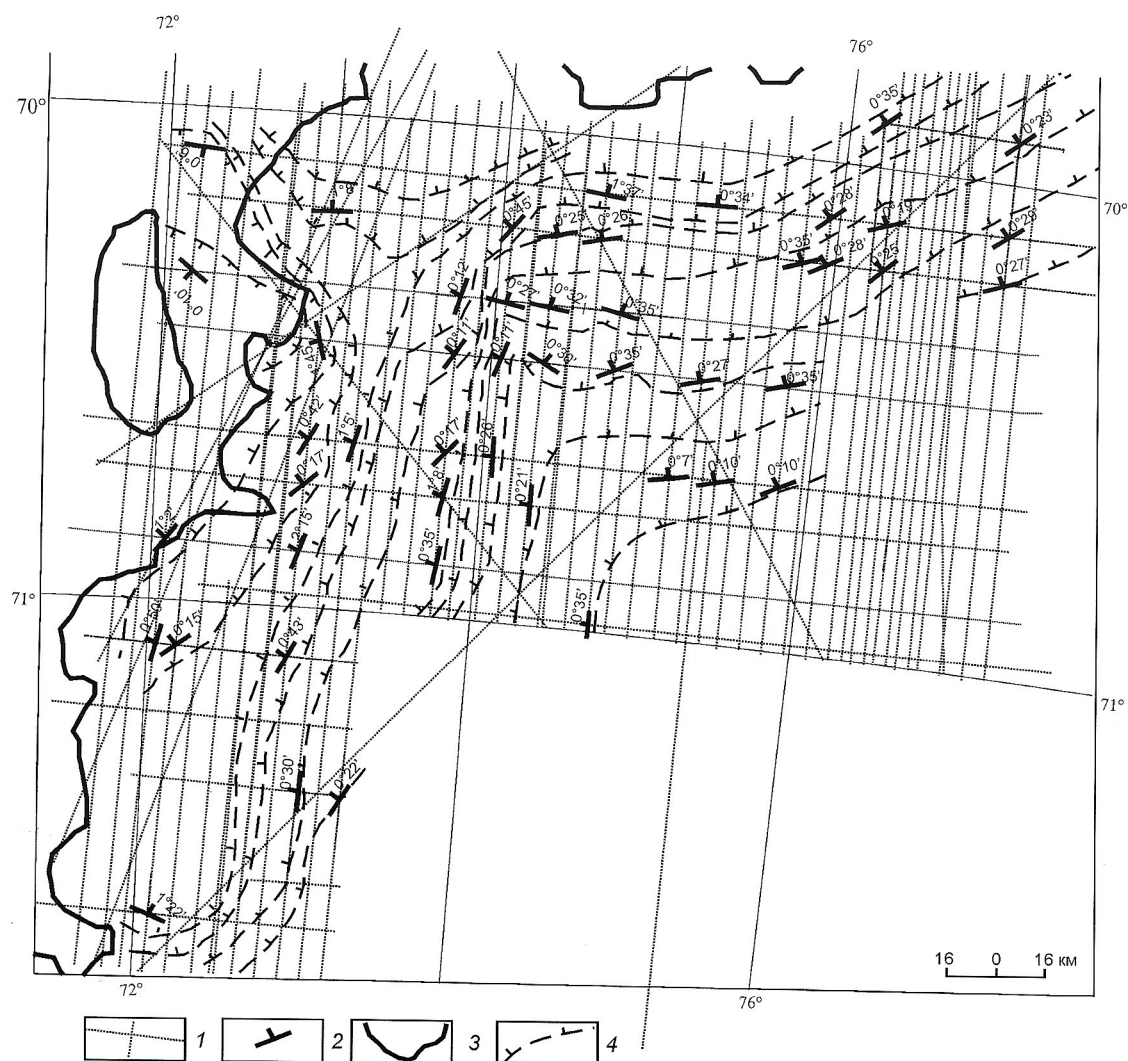


Рис. 5. Истинные элементы залегания бронирующих горизонтов и условные стратоизогипсы, проведенные по бронирующим горизонтам, экспонированным на подледную поверхность:

1 — радиолокационные маршруты; 2 — азимуты падения и простирания, углы падения; 3 — условные стратоизогипсы; 4 — граница шельфовых ледников

которых были оценены «видимые» углы падения (см. рис. 1). В связи с частым отсутствием информации по маршрутам съемки разной ориентировки, таких пунктов на всю исследуемую территорию набралось только 48.

Вслед за оценкой «видимых» углов наклона субпараллельных бронирующих горизонтов и экстраполирующих их линий, истинные углы падения определялись в соответствии с широко известной в структурной геологии методике определения элементов залегания по двум видимым наклонам [4]. На рис. 5 показаны элементы залегания бронирующих горизонтов и стратоизогипсы с бергштрихами, отражающие основные черты залегания исследуемой сложной толщи, так как в ее пределах ни одного конкретного опорного горизонта установить невозможно, стратоизогипсы носят условный характер и их гипсометрическое положение не сопровождается количественной характеристикой.

Результаты исследований. Согласованность значений «видимых» углов падения бронирующих толщ на отдельных радиолокационных профилях, а также всех элементов залегания на исследованной площади в целом демонстрирует правомерность использования особенностей структурно-денудационного подледного рельефа для изучения строения верхних горизонтов земной коры.

Основные структурные особенности верхних горизонтов Земли Принцессы Елизаветы в значительной степени выражены в орографических чертах подледного рельефа. Их структура представлена моноклиной с общим падением бронирующих горизонтов на запад и северо-запад. Падение на север в центральной части территории изменяется на падение слоев на запад в ее западной части. На фоне данной моноклинали фиксируется брахиантиклиналь или структурный выступ на крайнем северо-западном участке, расположенном на границе платформы и осложняющего ее рифта Ламберта. Эта брахиантиклиналь продолжает зону изменения широтного простирания на меридиональное. В юго-западной части исследованного района менее четко выражается центроклиналь, которая, вероятно, ограничивает с юга крупную полузамкнутую отрицательную форму (гемисинеклизу), открытую в сторону бассейна Эймери. Описанная и показанная на рис. 5 пликвативная структура осложнена дизъюнктивными дислокациями, представленными большой серией сбросов или полуграбенов и ограничивающих их плоскостей сместителей, которые наклонены в основном в обратном направлении — на

восток. На расположенных восточнее их опущенных крыльях «видимые» мощности не превышают мощности бронирующих горизонтов на противоположных им крыльях. Не исключено, что смещения по сбросам, совокупность которых представляет собой своеобразную клавиатуру, и нарастание их амплитуды на восток — в направлении увеличения мощности ледникового покрова, может быть связано с гляциоизостатическим фактором. Эти разноамплитудные смещения, наряду с литологическими различиями экспонированных на подледную поверхность пород, и определили куэстовый облик ее рельефа, в котором запечатлен также наложенный на рассмотренное строение экспонированных горизонтов новейший структурный план. Он отражен, прежде всего, в прибортовых вытянутых поднятиях, обрамляющих желоб Ламберта и шельфовую зону. К центральной части района приурочена область слабоамплитудных новейших опусканий, сопряженных с областью обширных неотектонических поднятий с характерным куэстовым структурно-денудационным рельефом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64198)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексашин Н.Д., Лайба А.А.* Стратиграфия и литолого-фациальные особенности пермских отложений западного берега оз.Бивер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Антарктика. 1993. Вып. 31. С. 43—51.
2. *Ласточкин А.Н., Попов С.В.* Результаты и методика геоморфологического картографирования подледно-подводного рельефа впадины Ламберта и ее обрамления (Восточная Антарктида) // Геоморфология. 2002. № 2. С. 80—91.
3. *Попов С.В., Поздеев В.С.* Ледниковый покров и коренной рельеф района гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида). МГИ. 2002. Вып. 93. С. 205—214.
4. *Турский А.А.* Геометрические методы анализа геологических структур. —Л., 1970.
5. *Boger S.D. and Wilson C.J.L.* Brittle faulting in the Prince Charles Mountains, East Antarctica: Cretaceous transtensional tectonics related to the break-up of Gondwana // Tectonophysics. 2003. Vol. 367. P. 173—186.
6. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic Shield in Precambrian. In: eds. R.H.Findlay, R.Unrug, M.R.Banks, J.J.Veevers, Gondwana Eight: Evolution and dispersal. 1993. P. 141—151.
7. *Leitchenkov G., O'Brien P.E., Ishihara T., Gandyukhin V.V.* The rift structure of Prydz Bay — Cooperation sea and history of pre-breakup crustal extension between India and Antarctica. 8-th ISAES. Abstracts. New Zealand. 1999.

Современные землетрясения северо-востока Восточно-Европейской платформы

В.В.УДОРАТИН, Н.Н.ЮГОВА (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

Проблема изучения сейсмичности, сейсмической опасности и сейсмического районирования в настоящее время становится весьма острой и актуальной. Прежде всего это связано с повышенной тектонической активностью последних лет и не только сейсмоопасных регионов, но и территорий, считавшихся асейсмичными, таких как Восточно-Европейская платформа, которую относили к регионам со слабой сейсмичностью.

В последние годы в российской наблюдательной сейсмологии задача изучения слабой сейсмичности на Восточно-Европейской платформе получила новую окраску и актуальность. В первую очередь это связано с повышенным интересом общественности к реальным оценкам сейсмической опасности в тех районах, где на памяти последних десятков поколений не происходило сколько-нибудь серьезных сотрясений земных недр и считающихся асейсмичными территориями. Во вторую — с развитием сейсмических наблюдений и изменением регистрационной возможности сети станций в зонах слабой сейсмичности [15].

Оценка реальной сейсмичности и возможной сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы включает, прежде всего, рассмотрение локальных, обычно слабых землетрясений в ее пределах, и изучение сейсмических колебаний, порожденных удаленными сильными землетрясениями с очагами за пределами региона. На территории северо-востока европейской части России землетрясения очень редки, что можно объяснить как действительно слабой сейсмичностью, так и низкой степенью изученности данной проблемы. Поэтому каждое зарегистрированное землетрясение имеет важное значение и требует тщательного изучения. Как известно, за последние 200 лет в пределах Восточно-Европейской платформы произошло более 120 ощутимых землетрясений.

Республика Коми, охватывая огромные территории европейского Севера и северную часть Урала, до последнего времени по проблеме изучения сейсмичности являлась «белым пятном». Первые сведения о землетрясениях на этой территории содержатся в работах И.В.Мушкетова и А.П.Орлова [10]. Следующие крупные обобщения всех материалов о землетрясениях выполнены в 1940 г. З.Г.Вейст-Ксенофонтовой и В.В.Поповым [6]. Ими был составлен каталог, включающий землетрясения с 1868 по 1939 гг. Дальнейшее изучение сейсмичности во многом связано с работами И.В.Ананьина [1, 2, 3]. В конце 1970-х — начале 80-х годов им детально проанализированы все известные, а также новые (как архивные, так и инструментальные) данные по сейсмичности восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Урала. В последние годы А.А.Никонов пересмотрел материалы и результаты сейсмологических исследований на Восточно-Европейскую платформу, используя как исторические (архивные), так и инструментальные данные. Им составлены каталоги землетрясений для Карелии [11], Вятского края [12], проан-

ализированы сильные землетрясения. Некоторые аспекты сейсмической опасности территории Республики Коми были рассмотрены в работах Н.И.Тимонина, В.А.Дедеева, Н.А.Малышева, С.К.Княжина.

Новый качественный этап изучения сейсмичности европейского Севера начался с расширения сети сейсмологических станций и, соответственно, возможности получения инструментальных данных. С 1956 г. инструментальные сейсмические наблюдения ведутся на территории Западно-Уральского региона (ПО «Кизел-уголь»), Кольского полуострова (Апатиты-АРА), Кировской области (Киров, военное ведомство) (рис. 1). Постепенно модернизировалась аппаратура, расширялась сеть станций. В 1970 г. на базе обсерватории Института геофизики УрО РАН была открыта сейсмическая станция (Арти-ARU). В конце 1980-х годов аналоговую аппаратуру «кольских» станций заменили на цифровую, открыли новые пункты наблюдений (Полярные зори — PLZ, Полярный круг — PLQ, Кемь — KEM, Амдерма — AMD) [8]. С 1990 г. Горный институт УрО РАН начинает заниматься изучением сейсмичности Западно-Уральского региона. Сейсмические станции оснащены современной цифровой аппаратурой (Верхнечусовские городки — PR0, Романово — PR1, Добрянка — PR2, Кунгур — PR3, Соликамск — SORK) (см. рис. 1) [5]. С 2003 г. формируется региональная сеть сейсмических станций на территории Архангельской области. В настоящее время наблюдения ведутся с помощью четырех станций (Архангельск — ARH, Тамица — TMC, Климовская — KLM, Пермское — PRG) (см. рис. 1) [18].

С 1996 г. на территории Республики Коми ведутся непрерывные сейсмические наблюдения станцией Сыктывкар (SYK), а в 2003 г. была запущена новая сейсмическая станция Ижма (IZM) (см. рис. 1).

Цель настоящей работы — изучение и анализ землетрясений, зарегистрированных на территории Республики Коми и прилегающих районов, на современном инструментальном этапе наблюдений. Одно из первых землетрясений инструментально зарегистрировано в Сысольском районе Республики Коми 13 января 1939 г. Сысольское землетрясение на сегодняшний день остается одним из самых сильных, произошедших когда-либо на Восточно-Европейской платформе. Тщательный анализ всего архивного материала и инструментальных данных позволил авторам статьи совместно с А.А.Никоновым (Институт Физики Земли РАН) и Л.С.Чепкунас (Геофизическая служба РАН) внести коррективы в определение параметров очага землетрясения [13]. По имеющимся и заново собранным макросейсмическим характеристикам можно оценить размеры изосейст сейсмического события (рис. 2). Эпицентральная зона интенсивностью около 7 баллов вряд ли превышает 30—40 км в диаметре, а 4-балльная достигала 200 км. Область сотрясений вытянута в меридиональном направлении. Сысольское землетрясение было заре-

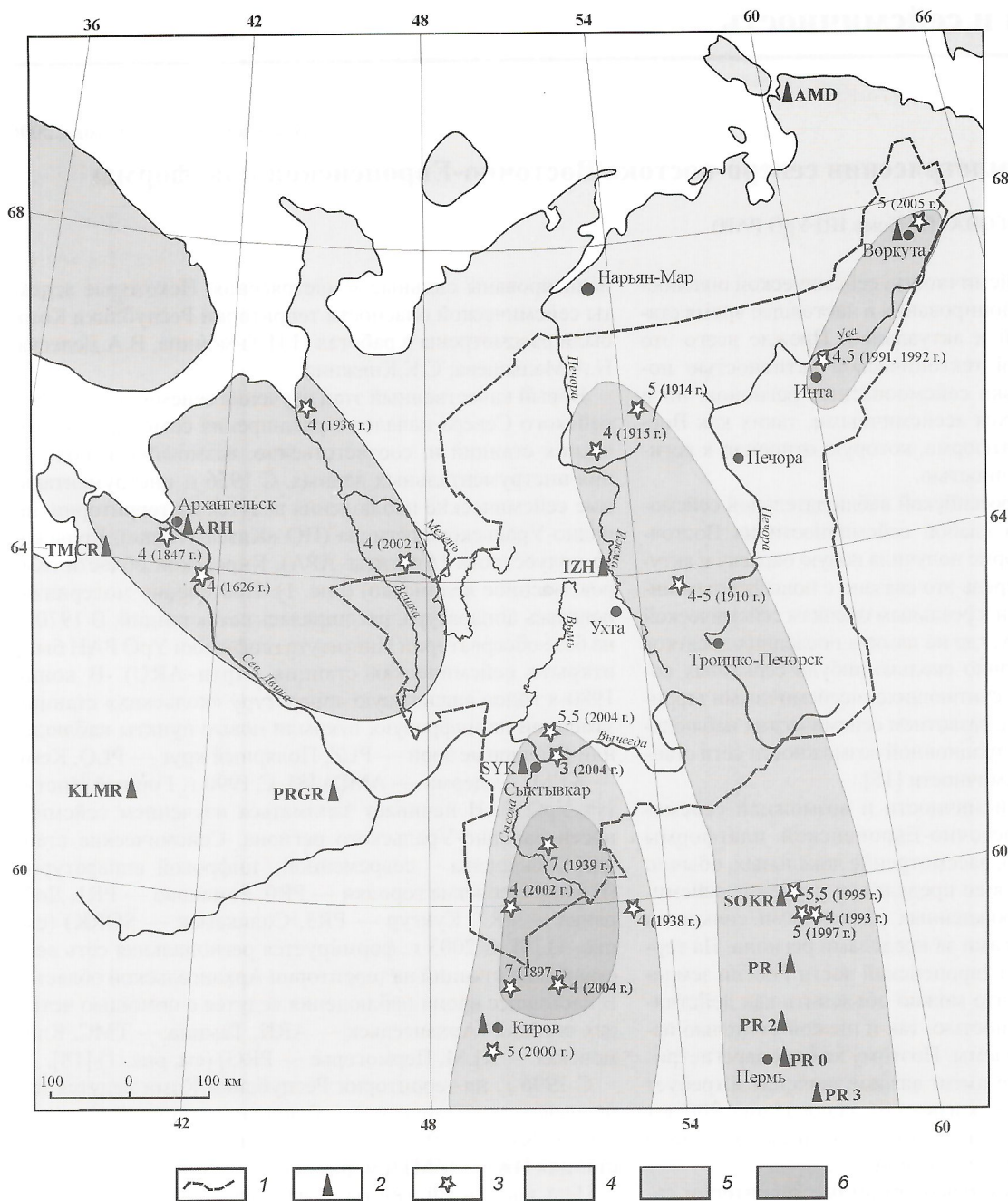


Рис. 1. Схема сейсмического районирования Республики Коми и прилегающих территорий. Составлена на основе «Карты общего сейсмического районирования северной Евразии» (1997):

1 — административные границы Республики Коми; 2 — действующие сейсмологические станции, их код; 3 — местоположения очагов землетрясения, балльность, в скобках год; границы сейсмических зон разной интенсивности: 4 — 5 баллов, 5 — 6 баллов, 6 — 7 баллов

гистрировано сетью телесейсмических опорных станций в интервале эпицентральных расстояний 600—2500 км — «Свердловск», «Москва», «Пулково», «Фрунзе», «Андижан». Интерпретация инструментальных данных позволила определить параметры очага землетрясения: время возникновения 16 ч 47 мин 12,4 с, координаты — $60^{\circ}38'N$, $51^{\circ}47'E$, глубина 10 км, магнитуа 4,5.

Необходимо отметить, что координаты очага землетрясения, полученные авторами по макросейсмическим материалам и независимо Л.С.Чепкунас по инструментальным данным, расходятся на 20 км, что подтверждает надежность результатов интерпретации. Основные параметры Сысольского землетрясения 13 января 1939 г. по разным источникам приведены в табл. 1. Анализ местоположения очагов данного землетрясения показал, что в геологическом отношении очаги приурочены к Кировско-Кажимскому авлакогену (рис. 3). В этой области отмечается повышенная плотность разломной сети, которая представлена

системой ступенеобразных сбросов, осложненных сдвигами. В районе отмечаются тектонические узлы различных рангов. Здесь происходит резкое погружение поверхности фундамента в направлении от Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов к Кировско-Кажимскому и Вычегодскому прогибам. В неотектоническом плане это область разнонаправленного движения структур второго порядка. Вероятно, землетрясение 13 января 1939 г. было вызвано разгрузкой напряжений именно в этой разломной зоне, выразившейся в активизации одного или нескольких разломов [13]. После Сысольского землетрясения в данной зоне, а также прилегающих областях на протяжении более 50 лет не зарегистрировано каких-либо значимых событий.

С 1993 г. вблизи Верхнекамского месторождения солей начали проявляться достаточно сильные сейсмические события. Вблизи г.Березняки 25 октября 1993 г. было зарегистрировано землетрясение с эпицентром в 2—5 км юго-западнее шахтного поля затопленного рудника и в

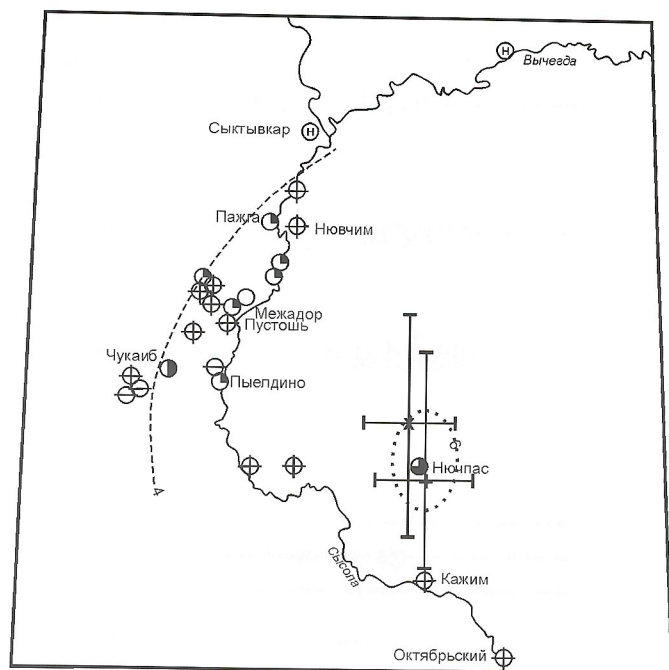


Рис. 2. Схема макросейсмических и инструментальных данных Сысольского землетрясения 13 января 1939 г.:

пункты макросейсмических наблюдений с оценкой балльности в них: 1 — не ощущалось, 2 — 4; 3 — 4—5; 4 — 5; 5 — 5,5; 6 — 6; 7 — 7; изосейста: 8 — первого толчка, 6 баллов, 9 — второго толчка, 5 баллов; 10 — эпицентры по макросейсмическим данным; 11 — эпицентр по инструментальным данным [12]

7 км северо-западнее разрабатываемого с 1981 г. Уньвинского месторождения нефти. Интенсивность землетрясения в эпицентре составляла 4 балла, глубина очага 4 км, т.е. гипоцентр приурочен к кровле кристаллического фундамента. Проявление землетрясения было отмечено большинством жителей города. Чувствовали покачивания зданий, различных предметов, появлялись трещины, сыпалась штукатурка, все это сопровождалось гулом [5, 9].

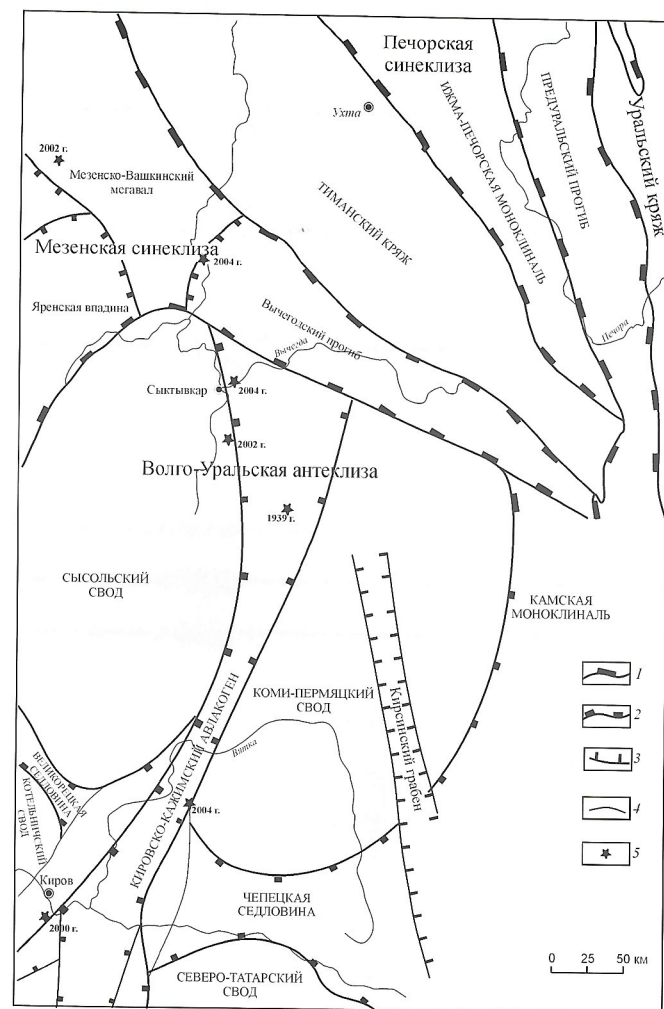


Рис. 3. Схема тектонического районирования по поверхности фундамента. Составлена по материалам работ [7, 16]:

границы структур: 1 — надпорядковых, 2 — первого порядка, 3 — второго порядка, 4 — прогиба; 5 — местоположение очага землетрясения, год

В районе г.Соликамск 5 января 1995 г. в 17 ч 46 мин (время местное) произошло землетрясение силой 5 баллов (рис. 4, А), вызвавшее одновременные внезапные много-

1. Основные параметры Сысольского землетрясения 13 января 1939 г. по разным источникам

Время в очаге	Координаты	<i>H</i> , км	<i>M</i>	<i>I</i> ₀	Источник
16 ч 47 мин 14 с	63°06' N; 51°42' E			6—7	[4]
16 ч 47 мин 14±5 с	60°36' N; 61°30'±30' E	7	4,7±0,5	7±1	[13]
16 ч 48 мин	60°45' N; 51°06' E		4,7	7±0,5	[3]
16 ч 47 мин 14 с	60°6' N; 51°2' E	10	4,7	7	[17]
16 ч 47 мин 12,4 с	60°38' N; 51°47' E	10	4,5±0,2		[12] по инструментальным данным
16 ч 48 мин 16 ч 51 мин	60°65' N; 51°5'±0,3 E 61°0' N; 50°0'±0,2 E	20 8	3,5±0,5	7,0±0,5 6,0±0,5	[12] по макросейсмическим данным: 1-й толчок 2-й толчок

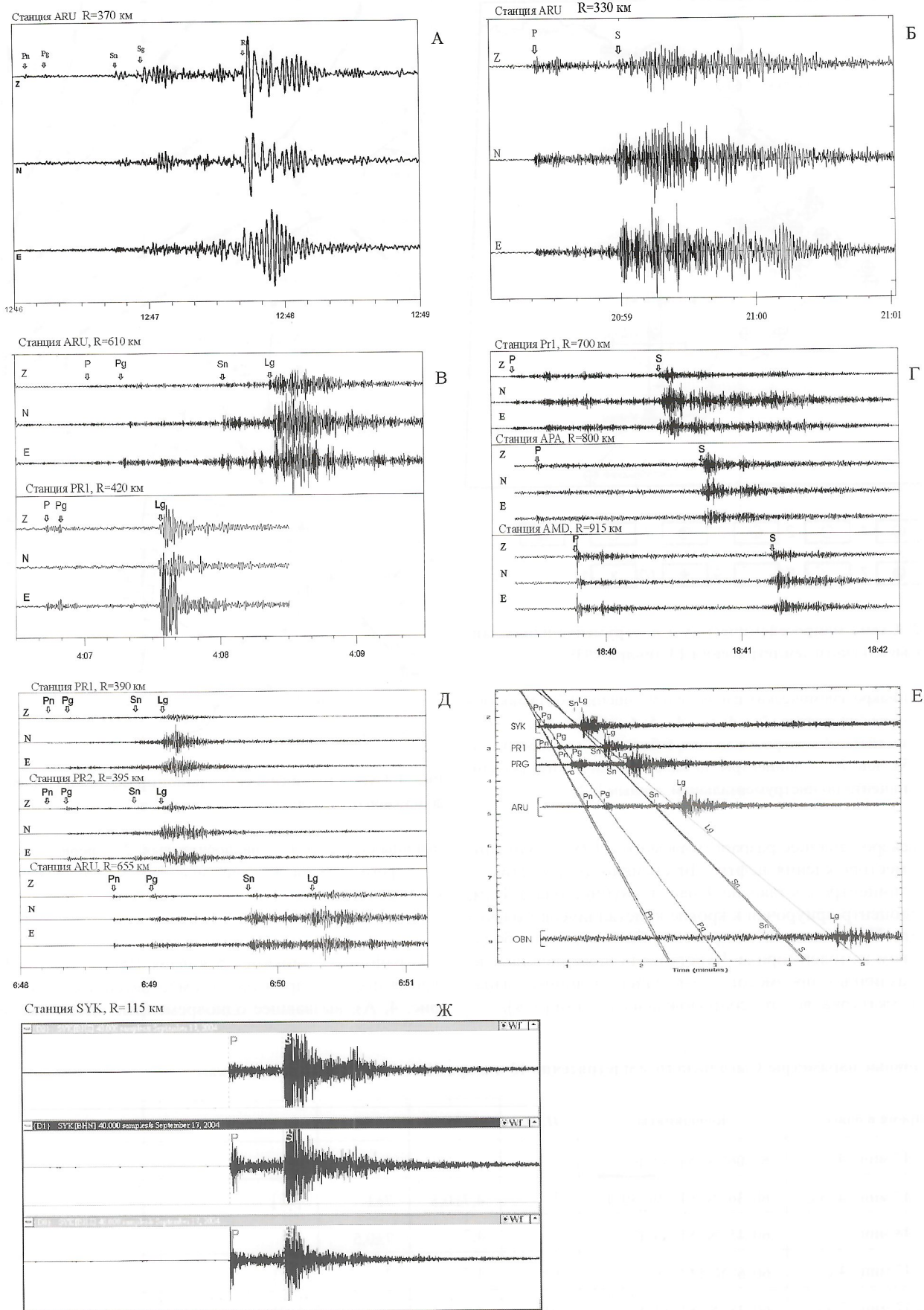


Рис. 4. Сейсмограммы записей землетрясений:

А — Соликамское 5 января 1995 г.; Б — Березники 8 октября 1997 г.; В — Кировское 18 января 2000 г.; Г — Вашкинское 25 февраля 2002 г.; Д — Тыбьюское 9 ноября 2002 г.; Е — Нагорское 18 мая 2004 г.; Ж — Емвинское 17 сентября 2004 г.

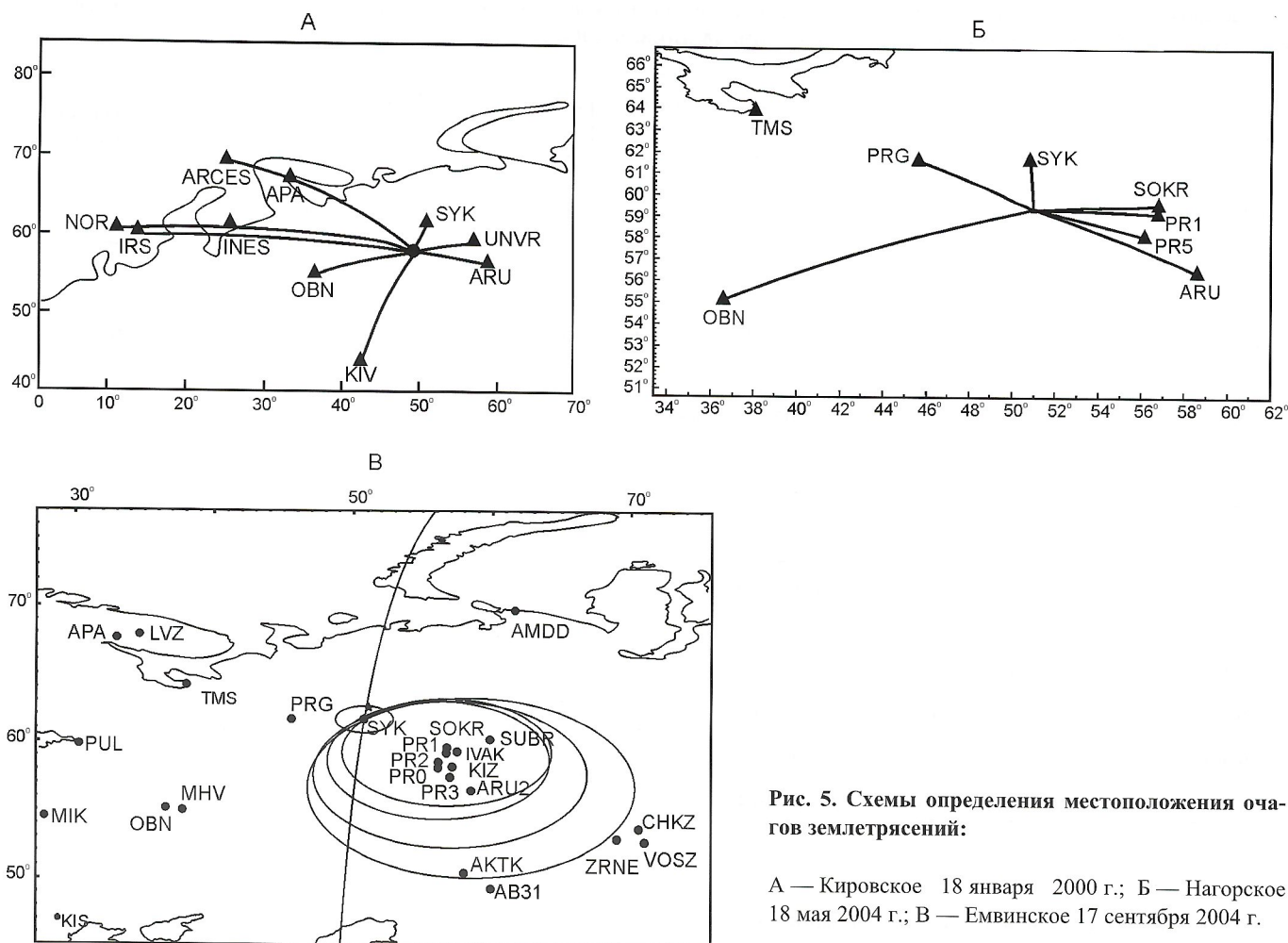


Рис. 5. Схемы определения местоположения очагов землетрясений:

А — Кировское 18 января 2000 г.; Б — Нагорское 18 мая 2004 г.; В — Емвинское 17 сентября 2004 г.

численные газодинамические явления, обрушения пород кровли и разрушение междокамерных целиков в северо-восточной части рудника Второго Соликамского калийного рудопроявления на площади 560×660 м. Только счастливая случайность (наличие пластичной глинисто-аргилитовой «шляпы» мощностью 15—20 м в кровле водозащитной толщи) спасла этот рудник и соединенный с ним выработкой соседний — первый Соликамский — от затопления. В районе д.Дубцово на юго-восточной окраине г.Соликамск образовалась мульда на земной поверхности глубиной 4,5 м и размерами в плане 670×840 м. На дороге, проходящей через мульд, образовались трещины шириной до 10—15 см. Землетрясение ощущалось практически всеми жителями микрорайонов Попово, Красное, Калиец, Клестовка, Совхоз, 3-м и др. Выражалось это в качании и падении люстр, гардин, появлялись трещины в штукатурке, выплескивалась вода из различных емкостей, перемещались предметы, мебель, вплоть до их падения, отмечалось сильное беспокойство животных. Область, охваченная землетрясением, простиралась через г.Соликамск в меридиональном направлении с севера на юг от д.Тохтуево (10 км севернее г.Соликамск) до г.Березняки, в широтном направлении от р.Камы на западе до пос.Половодово на востоке [5, 9].

В Пермской области 8 октября 1997 г. произошло землетрясение магнитудой $M \approx 3$. Согласно результатам обработки сейсмограмм цифровой и аналоговой записи эпицентр находился вблизи г.Березняки (см. рис. 4, Б). В ряде пунктов интенсивность достигала 5 баллов. Зона макси-

мальных проявлений сейсмической активности вытянута в северо-восточном направлении примерно на 16 км.

Приборами сейсмической обсерватории «Сыктывкар» Института геологии Коми НЦ УрО РАН 18 января 2000 г. в 7 ч 06 мин 36 с было зарегистрировано близкое землетрясение (см. рис.4, В). Расстояние до эпицентра землетрясения достигало 420 км. В определении параметров очага землетрясения использовались данные 10 станций, расположенных в интервале эпицентральных расстояний 3,8—57,7° (рис. 5, А). Азимутальное окружение было достаточно равномерным (от 14 до 330°). Станционные значения кинематических и динамических параметров сейсмических фаз, участвовавших в определении гипоцентра и магнитуды, приведены в табл. 2. Среднее значение МРСП составило 4 по четырем станциям. Расхождение в координатах эпицентра, полученных разными службами (за исключением автоматической обработки в Норвежской сейсмической службе NORSAR), составляет не более 0,1° по широте и не более 0,5° по долготе (табл. 3).

Природное явление, редкое для платформенных территорий России, произошло в центральной части Кировской области. Эпицентр находился в районе поселков Нижнеивкино и Верхошижемье. Подземный толчок, сопровождающийся незначительными колебаниями почвы, ощущался жителями Адышевского, Кучелатовского и Коршинского сельских округов. Установлено, что очаг землетрясения не связан с карстовыми образованиями, как первоначально предполагалось, а имеет тектоническое происхождение и связан с под-

2. Станционные значения кинематических и динамических параметров сейсмических фаз, участвовавших в определении гипоцентра и магнитуды Кировского землетрясения 18 января 2000 г.

Код станции	Расстояние, км	Азимут, град.	Время вступления сейсмических фаз		Динамические параметры		Магнитуда, класс
			<i>P</i> , ч-мин-с	<i>S</i> , ч-мин-с	<i>P</i>	<i>S</i>	
SYK	423	14	<i>Pn</i> 04-06-44,0	<i>Sn</i> 04-07-27,0	<i>T</i> =0,5 с <i>Az</i> =0,113 мкм	<i>T</i> =0,9 с <i>An</i> =0,87 мкм <i>Ae</i> =0,95 мкм <i>Az</i> =0,14 мкм	MPSP=4,5 <i>K</i> =11,2
ARU	612	102	<i>Pn</i> 04-07-02,3 <i>Pg</i> 04-07-17,9	<i>Lg</i> 04-08-29,6	<i>T</i> =0,6 с <i>Az</i> =0,002 мкм		MPSP=3,6
OBN	817	252	<i>Pn</i> 04-07-33,4	<i>Sn</i> 04-08-53,7	<i>T</i> =0,5 с <i>Az</i> =0,03 мкм	<i>T</i> =0,7 с <i>Az</i> =0,018 мкм	MPSP=4,0
APA	1320	330	<i>Pn</i> 04-08-36,4				
FINES	1330	296	<i>Pn</i> 04-08-32,7	<i>Sn</i> 04-10-47,4			
KIV	1614	198	<i>P</i> 04-09-10,9		<i>T</i> =0,6 с <i>A</i> =0,003 мкм		MPSP=4,0
ARCES	1710	328	<i>P</i> 04-09-21,4				
HFS	2007	292	<i>P</i> 04-09-50,1				
NORES	2115	294	<i>P</i> 04-10-02,5				
BGGA	6410	217	<i>P</i> 04-15-36,4				

вижками блоков земной коры в нестабильной зоне северо-западного борта Кировско-Кажимского прогиба (см. рис. 3). Приуроченность очага землетрясения к Кировско-Кажимскому прогибу не вызывает удивления. По историческим данным в этой зоне возникли землетрясения различной интенсивности, повторяющиеся один раз в 50—70 лет. Не стоит забывать 7-балльное Сысольское землетрясение 1939 г., очаг которого располагался в Кировско-Кажимском прогибе и административно находящийся недалеко от г.Сыктывкара (около 100 км). Кировское землетрясение еще раз подтвердило правильность оценки авторами статьи сейсмической опасности данного района.

Геофизическая обсерватория «Сыктывкар» 25 февраля 2002 г. зарегистрировала близкое землетрясение. Сейсмическое событие зарегистрировано также и станциями Кольского сейсмологического центра (г.Апатиты), а также Пермского горного института (г.Пермь) (см. рис. 4, Г). Обработка данных сейсмических станций дала следующие характеристики землетрясения: $T_0=18$ ч 38 мин 09,2 с; $MS=3,4$; $64^{\circ}38' N$, $47^{\circ}06' E$. Событие произошло в междуречье Мезени и Вашки, на границе Архангельской области и Республики Коми. Исследователями опрашивались местные жители в населенных пунктах, расположенных в непосредственной близости от эпицентра землетрясения.

3. Данные об основных параметрах землетрясения 18 января 2000 г.

Время в очаге, ч-мин-с	Координаты	<i>H</i> , км	<i>M_b</i>	<i>M_L</i>	Центры обработки
04-05-41,2	$57^{\circ}57'36'' N$; $48^{\circ}51'00'' E$	10	4,0		ИОЦ ГС РАН
04-05-43,1±0,8	$57^{\circ}59'24'' N$; $49^{\circ}16'48'' E$				ИОЦ ГС РАН, уточнение с использованием годографа Восточно-Европейской платформы
04-05-27	$56^{\circ}45'00'' N$ $50^{\circ}03'00'' E$		3,2		КРСЦ
04-05-42	$58^{\circ}03'36'' N$ $49^{\circ}16'12'' E$		3,7	3,6	IDC
04-05-27	$56^{\circ}45'00'' N$ $50^{\circ}03'00'' E$		3,2		NORSAR, автоматическая обработка

Было опрошено 78 человек в 26 деревнях вдоль рек Вашки и Мезени. Многие жители рассказывают о звуке (два гулких непротяженных раската с небольшим промежутком между ними), качании светильников, звоне посуды, вибрации стен домов и т.д. По данным опроса землетрясение ощущалось в селах Койнас, Усть-Кыма, Белошелье. Результат макросейсмических исследований полностью подтверждает местоположение эпицентра землетрясения, определенного на основе инструментальных данных. В тектоническом отношении очаг землетрясения приурочен к Мезенско-Вашкинскому мегавалу (см. рис. 3).

На юге Республики Коми 9 ноября 2002 г. произошло землетрясение (см. рис. 3, Д). По инструментальным данным эпицентр землетрясения находился в Койгородском районе, вблизи пос.Подзь и с.Тыбью в 120 км от г.Сыктывкар. Координаты эпицентра $60^{\circ}35' \text{ N}$, $50^{\circ}17' \text{ E}$; магнитуда $M=3,6$; глубина землетрясения оценивается в 30—40 км. В близлежащих населенных пунктах землетрясение ощущалось в виде несильных колебаний. Очаг землетрясения относится к зоне сочленения Сысольского свода и Кировско-Кажимского прогиба (см. рис. 3).

В Нагорском районе Кировской области 18 мая 2004 г. зафиксировано землетрясение (см. рис. 4, Е). Сейсмическое событие отмечено всеми находящимися поблизости станциями (см. рис. 5, Б). Обработка инструментальных данных дала следующие результаты: $T_0=15 \text{ ч } 59 \text{ мин } 18,3 \pm 0,6 \text{ с}$; координаты $59^{\circ}35'6'' \text{ N} \pm 5,6 \text{ км}$, $50^{\circ}96'2'' \text{ E} \pm 4,8 \text{ км}$; большая полуось 14,3 км, малая 6,9 км; ось простирания очага 38° ; $H=10,0 \text{ км}$; $MS=3,6$. Очаг землетрясения находится в зоне сочленения Кировско-Кажимского прогиба и Коми-Пермяцкого свода (см. рис. 3).

Близкое землетрясение было зарегистрировано 28 мая 2004 г. По расчетам авторов, эпицентр землетрясения располагался вблизи с.Додзь Корткеросского района Республики Коми. Результаты обработки инструментальных данных следующие: $T_0=19 \text{ ч } 59 \text{ мин } 27,3 \pm 0,8 \text{ с}$; эпицентрального расстояния от г.Сыктывкар 30 км, координаты местоположения очага землетрясения $61^{\circ}47' \text{ N}$, $51^{\circ}23' \text{ E}$; $M=2,2—2,5$. По словам очевидцев, был слышен гул, дребезжание посуды и стекол, шуршание веников, беспокойство животных и др. Кроме того, в том же районе были зафиксированы три события, отождествляемые нами с землетрясениями: 26 мая 2004 г., время в очаге $T_0=11 \text{ ч } 02 \text{ мин } 18 \text{ с}$, 30 мая — $T_0=02 \text{ ч } 08 \text{ мин } 05 \text{ с}$ и 30 июля — $T_0=01 \text{ ч } 06 \text{ мин } 36 \text{ с}$. Серия «корткеросских» землетрясений относится исследователями к зоне сочленения Кировско-Кажимского авлакогена и Сысольского свода (см. рис. 3).

Событие, которое произошло 17 сентября 2004 г., для жителей Республики Коми, особенно Княжпогостского района, не только неожиданное, но даже невероятное. В этот день вблизи пгт.Емва около 23 ч (время московское) было зарегистрировано землетрясение. Инструментально сейсмическое событие зафиксировано 25 сейсмическими станциями, как ближними пермскими и архангельскими, так и более далекими российскими и финскими (см. рис. 5, В). Сейсмологическая станция «Сыктывкар» — самая ближняя по отношению к эпицентру землетрясения. Обработка волновой картины (см. рис. 4, Ж) позволила получить следующие данные: время вступления продольной волны $iP \text{ } 18 \text{ ч } 58 \text{ мин } 29,1 \text{ с}$; время вступления поперечной волны $eS \text{ } 18 \text{ ч } 58 \text{ мин } 42,7 \text{ с}$; эпицентрального расстояния $\Delta=1,067^{\circ}$ (115 км); время возникновения очага землетрясе-

ния $T_0=18 \text{ ч } 58 \text{ мин } 08 \text{ с}$. Следует отметить, что основному толчку предшествовали еще два более слабых с параметрами: $eP \text{ } 13 \text{ ч } 00 \text{ мин } 56,014 \text{ с}$; $eS \text{ } 13 \text{ ч } 01 \text{ мин } 09,2 \text{ с}$; $\Delta=1,047^{\circ}$ (109 км); $T_0=13 \text{ ч } 00 \text{ мин } 35,2 \text{ с}$ и $eP \text{ } 13 \text{ ч } 26 \text{ мин } 55,42 \text{ с}$; $eS \text{ } 13 \text{ ч } 57 \text{ мин } 08,727 \text{ с}$; $\Delta=1,052^{\circ}$ (112 км); $T_0=13 \text{ ч } 26 \text{ м } 34,6 \text{ с}$.

При содействии специалистов Геофизической службы (г.Обнинск) и сотрудников Пермского горного института (г.Пермь), используя данные всех станций, удалось локализовать очаг землетрясения. Его координаты $62,618 \text{ N}$, $51,253 \text{ E}$ и параметры $H=10 \text{ км}$, $mb=3,8$.

Эпицентр землетрясения находился около населенных пунктов пгт.Емва, поселков Ракпас, Тракт и др. Сотрудниками Института геологии проводился опрос жителей близлежащих к эпицентру населенных пунктов. Ближе всего к очагу расположен пос.Ракпас Княжпогостского района. Там землетрясение ощущалось сильнее всего. Сейсмический толчок почувствовали все жители. По рассказам очевидцев, живущих на втором этаже двухэтажного деревянного дома, задрожала посуда в шкафах, дом сначала качнуло в одну сторону, затем в другую. Стены затрещали, сидящего на полу мужчину подкинуло. Слышно было звук похожий на гром. В квартире на первом этаже женщина сидела в кресле и вдруг поехала вместе с креслом и стенами. Двери кладовой «сели». Скрипели стекла в рамах и т.д. По рассказам основной толчок был один. Жители с точностью до минут помнят время. Интересно, что и дневной толчок тоже был достаточно чувствителен и ощущался населением поселка, но не всеми. В пос.Тракт, расположенном в 10 км на северо-восток от пос.Ракпас, землетрясение тоже ощущали, но не так явно. Директор школы разговаривала по телефону с сотрудницей, находящейся в пгт.Емва. И обе одновременно почувствовали, как их качнуло. Макросейсмические исследования показали, что определения эпицентра землетрясения по инструментальным данным достаточно точные. Опираясь на данные опроса и инструментальную обработку, Емвинское землетрясение оценивается авторами в 5,5 баллов и является тектоническим. Вблизи очага землетрясения произошел разрыв газопровода. По мнению специалистов, данное событие возникло в результате землетрясения. На первом этапе наблюдался сдвиг коренных пород, а верхние слои претерпели только пластичные деформации, которые впоследствии накопленных нагрузок также перешли в разрыв со значительным смещением.

В геологическом отношении очаг землетрясения приурочен к Вычегодскому прогибу, точнее пограничной зоне Вычегодского прогиба и Мезенско-Вашкинскому мегавала (см. рис. 3).

На территории, прилегающей к г.Воркута, 23 мая 2005 г. в 23 ч 17 мин (время московское) было зафиксировано землетрясение. Сейсмическое событие почувствовали многие жители города. В двенадцатом часу вечера в домах г.Воркута (особенно в деревянных, каркасно-щитовых и панельных) отмечались звон посуды, раскачивание люстр, дребезжание стекол и движение журнальных столиков. Однако первыми его приближение почувствовали крысы — по словам очевидцев крысиные стаи, вырвавшись из подвалов домов, носились по улицам города. Землетрясение записано рядом финских, норвежских и российских станций, после обработки записи которых, получаются следующие результаты: очаг землетрясения располагался в 30 км северо-восточнее г.Воркута; координаты $67^{\circ}71' \text{ N}$, $64^{\circ}49' \text{ E}$;

время в очаге $T_0=19$ ч 17 мин 11 с; глубина очага $H=10$ км; магнитуда землетрясения $M=2,5-3$; сила в эпицентре составляла до 5 баллов, а в г.Воркута сила толчка была уже 4—4,5 балла. Анализ всех данных по шахтам позволяет уверенно говорить, что это не связано с обрушением пород. Землетрясение имеет тектоническую природу.

Анализ расположения очагов землетрясений, произошедших в пределах юга Республики Коми и Кировской области, свидетельствуют об их приуроченности к Кировско-Кажимскому авлакогену, точнее к зонам сопряжения эшелонированных систем разломов, ограничивающих авлакоген, либо его отдельные грабенообразные сегменты. В неотектоническом плане им, как правило, отвечают участки сочленения структур второго и третьего порядка, испытывающие разнонаправленные новейшие тектонические движения. Наиболее мобильными участками, где вероятны самые частые, но относительно слабые землетрясения, представляются внутренние девонские грабены Кировско-Кажимского прогиба. В нем наблюдается миграция неотектонической активности, по-видимому, и сейсмической. Основную часть площади Кировско-Кажимского прогиба следует выделить в качестве подверженной землетрясениям силой до 5—6 баллов, отмечаются области с возможным возникновением землетрясений до 7 баллов. Кроме того, авторы выделили Мезенско-Вашкинскую и Припечорскую зоны возможных очагов землетрясений.

Землетрясения, зарегистрированные в последние годы, подтверждают построенную ранее схему сейсмологического районирования [17] и дополняют ее (см. рис. 1).

Все эти данные, а также сведения о сейсмических событиях на территории Архангельской, Пермской, Кировской областей, подтверждают выводы о тектонической активности региона и необходимости углубленного изучения его сейсмичности, основанного в первую очередь на инструментальных данных, а также на комплексном изучении геологического строения этих территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьин И.В.* Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. —М.: Наука, 1977. С. 465—470.
2. *Ананьин И.В.* Русская равнина и Урал // Сейсмическое районирование территории СССР. —М.: Наука, 1980. С. 109—114.
3. *Ананьин И.В.* К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 29. —М.: Наука, 1988. С. 119—124.
4. *Атлас землетрясений СССР.* —М.: Наука, 1962.
5. *Блинова Т.С.* Прогноз геодинамически неустойчивых зон. —Екатеринбург, 2003.
6. *Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала. —М.: Изд-во АН СССР, 1940.
7. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(38), 39 — Киров. Объяснительная записка. —С-Пб., 1999.
8. *Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления* / Под ред. Н.В.Шарова. —Петрозаводск, 2004.
9. *Кузнецов Н.В., Дьяков С.П., Папулов Л.М.* Опыт разработки Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей в сложных горногеологических условиях // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей. Тез. докл. междунар. конференции. —Соликамск, 2000. С. 133—138.
10. *Мушкетов И.В., Орлов А.П.* Каталог землетрясений в Российской империи // Записки Русского геогр. об-ва. Т. 26. —С-Пб., 1893.
11. *Никонов А.А.* Проблемы выделения неотектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке ее сейсмической опасности // Недр Поволжья и Прикаспия. Вып. 13 (специальный). —Саратов, 1996. С. 42—49.
12. *Никонов А.А., Мокрушина Н.Г., Лубягина Л.И.* Исторические землетрясения Вятского края // Вестник Вятского гос. пед. ун-та. 2000. № 2. С. 76—80.
13. *Никонов А.А., Чепкунас Л.С., Удоротин В.В.* Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русском Севере (ревизия данных) / Геология европейского севера России. Сб. 5. —Сыктывкар. 2001. С. 29—43.
14. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* —М.: Наука, 1977.
15. *Старовойт О.Е., Мехрюшев Д.Ю., Чепкунас Л.С.* и др. Сейсмический мониторинг геофизической службы РАН в районах слабой сейсмичности // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Мат-лы Всеросс. конференции с международным участием. Т. 2. —Архангельск, 2004. С. 271—272.
16. *Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР* / Под ред. В.А.Дедеева. —Л.: Наука, 1982.
17. *Удоротин В.В.* Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. —Екатеринбург, 2002.
18. *Юдахин Ф.Н., Старовойт О.Е., Французова В.И., Мехрюшев Д.Ю.* Создание архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Мат-лы Всероссийской конференции с международным участием. Т. 2. —Архангельск, 2004. С. 414—418.
19. *Specialized catalogue of Earthquakes for Norrth Eurasia* / Eds. N.V.Kondorskaya, V.I.Ulomov, 1996. <http://www.scgis.ru> systems of data bases. 1996.

Неомобилизм — платье голого короля?

К.М.АЛЕКСЕЕВСКИЙ

Великий Датчанин вряд ли имел ввиду широкое распространение мошенничества в науке, но факт, что существуют философские концепции, при всей своей антинаучности и вздорности на долгое время заводящие в тупик целые научные круги. И требуется гибель на костре, в тюрьме или в нищете, чтобы идущие следом вернули науке возможность двигаться вперед. Важно передать эстафету и не дать факелу погаснуть. Движение это, особенно в начале, не обходится без жертв.

Событием в геологической жизни стал «Сборник научных статей» под редакцией В.В.Орленка, профессора Калининградского государственного университета [9]. Аргументированной, разгромной критикой укоренившейся «теории тектоники плит» он знаменует прорыв через блокаду сторонниками этой «теории» в печати и геологической науке. Что страшней — ложность основ неомобилизма или клановость в науке и печати? Страшно и то, и другое.

Двумя годами раньше вышел сборник ИФ РАН «Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы» — «первая ласточка» в России после двух десятилетий по бедного шествия возрожденной «теории» Вегенера.

Ранее «крамолу» против этой теории опубликовали в Австралии (New Concepts in Global Tectonics, 1997). А в 1998 г. В.Н.Ларин защитил в Канаде докторскую диссертацию, представив концепцию гидридной Земли и обеспечив основу для коренных возражений против ставшего чуть ли не на уровень религии «неомобилизма». Эта концепция — постановка диагноза и начало лечения застаревшего недуга, но для окончательного излечения требуется еще многое.

Годы господства неомобилизма изменили мышление и язык геологов, поставили препоны публикациям альтернативного материала. Их место заняли измышления и подтасовки. Совпадение во времени, а в чем-то и в сущности этого явления с перестройкой и распадом СССР способствовало охаиванию в России «консервативно мыслящих» в основном далеко не молодых специалистов — поклонников давно почивших Э.Ога и А.Д.Архангельского, закрытию тем и научно-исследовательских институтов, потере опытных не «перестроившихся» кадров, уничтожению фондов, коллекций, лабораторий. Лозунг «Дорогу молодым!» не сработал из-за снижения финансирования науки. Одна часть молодежи хлынула в менеджеры, юристы, другая подалась «в органы». Физики — за рубеж, геологи (не звезды) — на пенсию. Наука вымирает без смены. Признание неомобилизма ученым мирового ранга В.Е.Хайным, на поколении немолодых внуков которого она расцвела, не может загладить несоразности ее при зажиме критики.

Пагубность новаций для России в геологии показана Е.А.Козловским [7].

«Сборник научных статей» [9], подробной, доброй рецензией И.Н.Томсона [10] доводит до общественности

факты, опровергающие «неомобилизм», словно провозглашая: «А король то голый!».

На фоне широко развившегося в России PR, насыщенного обманом на всех уровнях обыденной и политической жизни кланово-олигархического государства, вряд ли можно рассчитывать на быстрое развитие в науке демократии или хотя бы «римского права» с требованием слушать, а не заглушать возражения силой.

Первопроходцам приходится выступать за границей или на периферии. Сторонникам «обновления» помимо новой терминологии в геологии удалось ввести в обиход гипотезу о погружении легких плит в тяжелый базальтовый пояс — прямо до мантии и даже найти подтверждение этого нарушения законов физики с помощью изотопов в кимберлитах, а также убедить в самопроизвольных конвективных токах твердого вещества по ячейкам в мантии Земли, играющих роль мотора.

Свои взгляды в исследование алмазов внедряли занятыми способами. Кимберлиты находили без помощи «неомобилизма», но успех объясняли каким-нибудь следствием виртуальных выводов из него, например шириной и глубиной полосы подсовывания одной плиты под другую.

Для поисков алмазов в толщах конгломератов, в нарушение правила обогащения более тяжелыми минералами низов толщи, изобретался способ обогащения ее верхов без вовлечения новых первоисточников [3]. По Тиману для корпоративной поддержки докторской диссертации выдумывалась стратиграфия, скрывались континентальные перерывы, трансгрессии заменялись оледенениями.

Нарушения законов физики, геологии, пренебрежение стратиграфией давали возможность слыть специалистами, «попавшими в струю», вовремя защититься, получить дорогу в широкую печать, и не только.

Не единичны примеры вышибания носителей неугодных взглядов «общепринятыми» теориями как дубиной — из печати, науки и даже жизни. Публикация, по представлению А.В.Сидоренко, факта образования алмазоносного кимберлита флюидами [1] дружно «не замечена» корпорациями, контролирующими печать. Зато последующая попытка защиты докторской диссертации в ЦНИГРИ А.И.Боткунову — основному автору решающей роли флюидов в генезисе алмаза и кимберлитов — стоила здоровья. Его статья о роли флюидов в становлении кимберлитов «Кимберлиты — представители типичных псевдоконгломератов», подготовленная в ИЛСАН в соавторстве с К.М.Алексеевским для выступления на симпозиуме в Сыктывкаре (1989), не согласующаяся с их магматическим генезисом, затерялась во время перестройки, не попав в «Труды».

По господствующим в России представлениям, первоисточников алмаза вне платформ, в частности на Урале и Тимане, быть не должно. Поэтому обнаружение их в Вишерском бассейне встретило дружное отрицание с выезд-

дом высоких специалистов в поле. На грани тактичности было указано если не на подлог, то на безграмотность геологов, посмеявшихся опровергнуть хорошо защищенные постулаты В.И.Ваганова [5].

Со ссылкой на них отвергнута статья К.М.Алексеевского об эндогенной алмазонасности туфоконгломератов Северного Тимана, представленная Н.А.Шило в Докладах РАН (2002). Расширенную статью на эту же тему отвергли в 2003—2005 гг. четыре московских редакции геологических журналов и Сыктывкарское совещание, а екатеринбургская «Литоология» предложила направить ее в «Литературную газету» в раздел «Рога и копыта». Не понравились высоким авторитетам факты, опровергающие их представления — ни полный (аппаратурно изученный) набор минералов-индикаторов алмазонасных кимберлитов в туфоконгломератах Северного Тимана, ни такой же набор, да еще с келифитизацией кноррингитового пироба в метасоматически образованном кимберлите, вскрытым аппаратурой недалеко от трубки «Интернациональная». Отшутились. Отмолчались.

Однако ни остроумие, ни отвержение от печати по надуманным поводам не усиливают обанкротившиеся позиции, мешающие практическим исследованиям и развитию теории тектогенеза, хотя и помогают вовремя «сориентированным» удерживать захваченные высоты. Как теперь становится ясно — нечистыми руками и, конечно, в ущерб науке.

Блестящая защита докторской диссертации И.И.Чайковского [11] о первичной алмазонасности захаянных «туфизитов» бассейна Вишеры, казалось бы, поставила точку. Так нет, сторонники монополии магматического генезиса кимберлита продолжают главенствовать в публикациях [5], поучая всех, вместо того, чтобы учитывать успехи геологов Северного Урала и Тимана.

Поскольку геолог-поисковик (практик!) В.Н.Ларин [6] серьезно обосновал фундаментальную концепцию, в корне подрывающую «неомобилизм», резонно поддержать ее публикацию мало известными, но бесспорными фактами. В частности, о важной роли [10] океанов в жизни Земли и их сущности.

Бытующее мнение, будто океанические впадины образовались в мезозое, необходимо «мобилистам» для манипуляций с придуманной ими Пангеей, расколовшейся в мезозое с образованием Атлантического океана. Хотя постарше история Земли основывается на остатках водной фауны и флоры.

Органогенные мраморы отодвигают конденсацию воды в архей [4], даже если все полосатые гнейсы предполагать магматическими образованиями, а не метаморфизованными пачками осадочных пород.

Песчаники мукунской серии протерозоя юго-западного обрамления Анабарского щита несут великолепно сохранившуюся рябь со следами слива воды, а также слои «конгломератов в один валун» из вмещающих песчаников. Это образования приливно-отливного, безусловно, глубокого океанического бассейна Земли, затоплявшего берега мощными приливами, которые иногда сопровождались бурями, взламывающими тонкие слои высохших песчаников с окатыванием их в валуны. Значит, в докембрии были глубокие водоемы, так как в мелком водоеме буря не может раскачать больших волн. Тип их — океанский, с приливами, обусловленными силами притяжения Луны.

Быстрое окаменение песчаников при отливе (сохранение ряби) свидетельствует о высокой температуре воды. Высококалийный кремнистый цемент песчаников с рябью (абсолютно идентичной современной на океанических берегах) и валунов при известном преобладании натрия в морской воде может быть объяснен высоким атмосферным давлением того времени [2].

В заключение отметим, что публикация появилась не только на www.proza.ru, но и в печати. Значит, потеснилась клановость в науке, уступая место демократии и совести, пробита глухая стена неомобилизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеевский К.М., Боткунов А.И., Ганев И.Г. и др. Келифит на пиропе в песчаниках / Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 1475—1477.
2. Алексеевский К.М., Ермилов В.В., Кудяров И.С. и др. Участие щелочных гидротерм в осадочном литогенезе на юго-западе Анабарского щита в начале рифея / Подземные воды и эволюция литосферы. Мат-лы Всесоюзной конференции. Т. 2. — М.: Наука, 1985. С. 169—172.
3. Алексеевский К.М. Поисковая роль аналогов такатинской свиты на Тимане // Разведка и охрана недр. 1990. № 2. С. 9—11.
4. Андрианов М.А. О роли биогенного фактора в образовании мраморов слюдянской серии докембрия на примере месторождения «Перевал» // Литоология и полезные ископаемые. 1980. № 1. С. 152—157.
5. Ваганов В.И. Петрологическая модель алмазообразования // Руды и металлы. 1993. № 1—2. С. 4—12.
6. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Захарченко О.Д., Голубева Ю.Ю. Современное состояние проблемы коренных первоисточников алмазных россыпей западного склона Урала // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 5—17.
7. Козловский Е.А. Геология. Уроки великой войны. — М., 2005.
8. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). — М.: Агар, 2005.
9. Сборник научных статей. — Калининград, 2004.
10. Томсон И.Н. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизму // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 79—81.
11. Чайковский И.И. Петрология и минералогия эксплозивно-гравитационного вулканизма Волго-Уральской алмазонасной субпровинции. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — Сыктывкар: Геолпринт, 2004.

Памяти Леонида Францевича Наркелюна

12 ноября 2005 г. ушел из жизни Леонид Францевич Наркелюн — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Государственной премии СССР в области науки, Почетный разведчик недр, Почетный гражданин Читинской области, Почетный профессор Читинского государственного университета, ветеран труда, действительный член Всероссийского минералогического общества, академик Международной академии минеральных ресурсов, известный ученый и педагог.

Леонид Францевич родился 14 сентября 1921 г. в г. Симферополь в семье рабочих. Перед войной, после окончания Московского автодорожного техникума был направлен на работу в г. Джезказган, где разворачивалась стройка медного комбината. Л.Ф. Наркелюн начинал свой путь геодезистом, через некоторое время стал главным маркшейдером шахтоуправления. Заочно окончил Всесоюзный политехнический институт. В 1953 г. он перешел на работу в геологическую службу — был рудничным геологом, старшим геологом, главным геологом комбината.

В течение многих лет Л.Ф. Наркелюн занимался исследовательской работой и в 1961 г. под руководством профессора Д.Г. Сапожникова и академика В.М. Попова успешно защитил кандидатскую диссертацию. Защита проходила в форме острейшей дискуссии со сторонниками других научных взглядов. Здесь проявились его важнейшие качества — высокая принципиальность, честность и твердость в отстаивании своих научных взглядов. При этом он опирался только на достоверные факты, а не на домыслы и фантазии.

В январе 1962 г. Леонид Францевич со своей большой семьей переезжает в г. Чита, где создается Забайкальский комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР. В нем он возглавил отдел геологии, затем стал заместителем директора по науке, позднее директором — организатором института в системе Министерства геологии СССР.

Л.Ф. Наркелюн руководил созданием научно-лабораторной базы института, его информационного обеспечения, подготовкой научных кадров, сам вел полевые исследования. В забайкальский период работы расцвел в полной мере его талант ученого-организатора, педагога. Здесь к нему пришла известность ученого и создателя своей научной школы.

Защитив в 1972 г. докторскую диссертацию, Леонид Францевич перешел работать в Читинский политехнический институт, став в нем первым и единственным профессором на долгие годы. В институте он организовал кафедру геологии, оснастил учебные лаборатории, объединил на кафедре единомышленников, которые в дальнейшем защитили кандидатские и докторские диссертации.

Леонид Францевич Наркелюн — видный ученый в области изучения рудных и нерудных месторождений России и мира, комплексного использования минерального сырья, рудничной геологии, технологической минералогии. Им установлены многие важнейшие закономерности размещения и условия формирования месторождений в земной коре, в первую очередь медных, в том числе такие гиганты как Джезказган и Удокан. Было опубликовано свыше 220 научных трудов, включая монографии и учебные пособия, он был научным редактором многих книг и научных сборников. До последнего дня он продолжал работу над новым учебным пособием по алмазным месторождениям. Под руководством Л.Ф. Наркелюна проходили всесоюзные и республиканские научно-практические со-



вещания по проблемам стратиформных месторождений. В течение длительного времени он входил в состав Межведомственного литологического комитета и его Сибирского отделения.

По инициативе Л.Ф. Наркелюна и под его руководством организован и успешно функционирует геологический музей Читинского государственного университета, в котором собраны обширные коллекции минералов, пород, руд, окаменелостей. По решению ученого совета университета музею присвоено его имя.

Леонид Францевич Наркелюн был всесторонне развитым человеком: его в равной степени интересовали проблемы геологии и религии, науки и искусства, образования и взаимоотношений личности в обществе. Он был страстным любителем классической музыки, театралом, заядлым путешественником.

Леонид Францевич вел активную общественную деятельность: был депутатом Читинского Горсовета, членом Научно-технического совета при обкоме партии, членом ученых и диссертационных советов, лектором, пропагандистом, дважды — делегатом Всероссийского съезда общества «Знание».

Российская наука и образование потеряли достойного представителя, видного ученого, основателя научной школы, воспитателя и руководителя магистрантов, аспирантов, докторантов, инженеров горно-геологического профиля, которые будут продолжать его славные дела.

Светлая память о Леониде Францевиче Наркелюне сохранится в сердцах тех, кто его знал и с ним работал.

*Читинский государственный университет
Институт природных ресурсов, экологии
и криологии СО РАН
Забайкальский комплексный
научно-исследовательский институт
Читинский региональный центр
Международной академии минеральных ресурсов
Читинское отделение Всероссийского
минералогического общества
Редколлегия журнала*

Показатели глубинного (мантийного) абиогенного происхождения нефти

Г.М.ВЛАСОВ (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Вопрос о происхождении нефти еще дискутируется, но во многих странах уже широко развернулись поисковые работы на глубинную нефть. Эти работы дали многообещающие результаты, с которыми читатели могут познакомиться в книге В.А.Краюшкина «Абиогенно-мантийный генезис нефти» [9].

Промышленные глубинные нефти выявлены и частично уже разрабатываются на глубинах 4500—8100 м. Извлекаемые запасы нефти и газа на отдельных участках — до миллионов тонн. Промышленные запасы нефти и газа имеются не только в осадочных бассейнах, но и кристаллических породах фундамента. Часть выявленных промышленных нефтегазовых месторождений в той или иной степени связана с вулканизмом. Так, на о.Сицилия разрабатываются: газонефтяное месторождение Гальяно, газовые месторождения Чиэнция, Катания, Бронте, Сан-Николо и другие, тесным кольцом опоясывающие склоны вулкана Этна. По мнению В.А.Краюшкина, это вполне согласуется с предполагаемым им генезисом глубинной (он называет ее мантийной) нефти: «нефть — это смесь природных углеводородных и неуглеродных соединений, естественная история которых, судя по результатам многочисленных исследований, начинается в безднах мироздания (межзвездные пространства). В первозданной атмосфере господствовали атомы Н, С, N и О, давшие молекулы. Добавление к ним железа, цинка и других металлов, еще до появления жизни на Земле, обусловило возникновение первых порфиринов, ставших катализаторами в процессах дальнейшей эволюции. Эта эволюция и ее продукты, приведшие позднее к возникновению жизни на Земле, воспроизведена теперь экспериментально в лабораториях, где, кроме того, абиогенно синтезированы не только отдельные углеводороды и порфирины, но и сама нефть» [9, с. 3]. Нет оснований сомневаться в достоверности экспериментального базиса теории неорганического образования нефти, предложенного В.А.Краюшкиным.

Геологам-нефтяникам хорошо известны примеры пространственной связи нефти с древними и современными вулканами: Узон, Верхний Семьячинский, Южно-Котелевский, Билукай и др. Отмечаются нефтяные продукты в вулканических районах Калифорнии, США, Мексики и др. [2].

Как будет показано ниже, образование нефти действительно связано с развитием планет и межзвездных пространств. Несомненна некоторая родственность нефтеобразования и вулканизма.

Н.П.Кропоткин [8] обратил внимание на обычную близость газонефтяных месторождений к активным вулканическим поясам или термальным зонам с выходами специфических минеральных источников (хлоридно-щелочных с метаном). Кайма метановых хлоридно-щелочных вод часто является зоной, в которой локализуются нефтяные и газовые месторождения [8]. Карты с расположением тер-

мально-вулканических и сопряженных с ними газонефтяных месторождений и рудопроявлений приводятся Н.П.Кропоткиным для Японии и Камчатки. Карта Камчатки позволяет внести коррективы в когда-то сделанные специалистами-нефтяниками рекомендации в отношении первоочередных поисковых работ на нефть. На Камчатке в первую очередь следует провести поисковые работы на нефть и газ в следующих районах: Олюторский (п-ва Ильпинский и Говена), Парापольская впадина, северная часть Западнокамчатского прогиба, Тюшевский прогиб. Все эти районы представляют «околовулканические» впадины, характеризующиеся теми или другими признаками нефтегазоносности (например, выходы жидкой нефти, содержание битумов в осадочных породах, чаще в конкрециях, прожилки битумов в трещинных жилах, запах керосина при ударах молотком и др.).

Н.П.Кропоткин, учтя частое сопровождение нефтегазопроявлений вулканическими термопроявлениями, щелочными термальными источниками с метаном и другими, высказал в монографии предостерегающие замечания [8, с. 333]:

«До сих пор поисковые работы на нефть на Дальнем Востоке планировались без учета того факта, что нефтегазоносные зоны в молодых подвижных поясах тяготеют к окраинам термально-вулканических поясов, примыкая к ним, а иногда даже перекрываясь с периферическими зонами этих поясов. При оценке перспектив нефтегазоносности вулканизм этих поясов рассматривался как отрицательный фактор. Между тем более внимательное изучение особенностей локализации нефти и газа в Тихоокеанском поясе так же, как и на территориях Кавказа, Италии (нефть рядом с вулканом Этна) и других частей Средиземноморско-Гималайского пояса, показывает, что при направлении поисков нефти следует учитывать закономерности, указывающие на локализацию нефтегазоносных зон поблизости от термально-вулканических поясов».

В каких геологических структурах образуется и накапливается нефть?

Так, население Нефтегорска наблюдало прорыв на поверхность мантийного материала (офиолиты), сопровождавшийся землетрясением, выбросом нефти [11]. Подобные прорывы (автор назвал их *интервенциями мантии*) легко выделяются на местности по выходам преимущественно основных и ультраосновных пород (*мантийные ареолы*). Особенно характерны конусовидные выходы офиолитов, секущие пологолежащие слои других пород.

Большинство мантийных ореолов находится на простирании глубинных разломов, отмечающих основание «внешних» дуг, в котором еще сохраняется преимущественно базитовый и ультрабазитовый состав магматических пород [3]. При удалении от глубинного разлома состав пород постепенно изменяется на известково-щелочной, преимущественно андезитовый — происходит пере-

ход внешней дуги во внутреннюю [5]. (С относительной, конечно, четкостью такие переходы в Тихом океане происходили неоднократно, примерно в палеозое, позднемиоценовое время, позднеплиоценовое, возможно, раннечетвертичное [5] — мантийный ореол на Северном Сахалине). Мантийные ореолы с офиолитами (разновозрастные), по-видимому, и являются нефтегазоносными геологическими структурами. Не исключена связь с этими мантийными ореолами других полезных ископаемых, свойственных базит-гипербазитам и высокотемпературным условиям. К сожалению, перспективные структуры (мантийные ореолы с офиолитами) остаются мало изученными, даже по сравнению с другими, тривиальными золотоносными, оловоносными районами Дальнего Востока, что не случайно. Удивительно, что офиолиты так долго оставались непонятными, довольно редкими образованиями. В то время как внутренние дуги с активными вулканами обычно высоко подняты над уровнем моря, хорошо обнажены и легко доступны для изучения, внешние дуги часто бывают затоплены морем и проявляются лишь подводными хребтами и террасами, реже отдельными островами [3]. По сравнению с внутренними дугами они обычно сложены несколько более древними породами уже метаморфизованными или зеленокаменно измененными газогидротермальными процессами.

Поэтому многими авторами, в т.ч. В.В.Белоусовым, они принимались за случайные сбросовые выступы фундамента. Внешние дуги он вообще игнорировал как не существенные структуры. Базальты и гипербазиты В.В.Белоусов принимал за показатели океанизации и широко популяризировал общую океанизацию районов Тихого океана. По мнению многих других авторов, офиолиты представляют собой тектонические фрагменты океанской коры прошлого. Они или перемещены из океана на окраины континента, вследствие обдукции, или слагают аккреционные приросты в местах субдукции океанических плит. Сторонником тектоники плит был А.В.Пейве.

При всех этих условиях естественно существует отставание геологических исследований в очень перспективных районах мантийных ореолов (с специфической геологической обстановкой и минерализацией).

Процессы, происходящие во внешних дугах Тихого океана, правильнее было бы называть не *океанизацией*, а *мантизацией*. В сложной геологической обстановке мантийных ореолов существенную помощь могли бы оказать уральские геологи (хотя бы в форме консультации). Сотрудница Академии наук Р.М.Юркова [11] имела возможность непосредственно наблюдать формирование нефтеносных бассейнов, связанное с геодинамикой офиолитов. Она дважды посетила северную оконечность о.Сахалин (п-ов Шмидта). Второе посещение произошло уже после вторжения мантии, разрушения г. Нефтегорск и гибели части его населения. Ниже приведены выдержки из краткого очерка Р.М.Юрковой, опубликованного в сборнике [11, с. 499]: «Наложенные прогибы образовались при структурной перестройке предостроводужной палеозоны при внедрении массива офиолитов — диапира, имеющего почти вертикальное залегание и уходящего корнями до верхней мантии. Продолжение диапира фиксируется в акватории Охотского моря зонами интенсивных (2 гам) положительных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная в редукции Буге интенсивность 88 мтк. Нефтегазоносность связана с наиболее глубоководными кремнисто-

глинистым и песчано-глинистым комплексами миоцена. Офиолитовые сутуры отгораживают часть акватории Охотского моря с залежами нефти и газоконденсата. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической термальной системе (900—160°C), что способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов, сосредоточению их в вакуумно-взрывных полостях.

По минеральным индикаторам установлено двукратное заполнение ловушек нефтью в позднем плиоцене и в постплиоцене».

Автор настоящей статьи высказал предположение [7] о возможной нефтегазоносности тафrogenных глубинных структур, выделяемых по геофизическим данным В.В.Белоусовым [6]. Структуры эти претерпели тесное взаимодействие коры и верхней мантии и отражают в некоторой степени состав пород, характерных для известных приповерхностных нефтяных месторождений. На карте Европы, составленной В.В.Белоусовым и В.Н.Шолпо [6, рис. 16], выделено более десяти крупных площадей с тафrogenной структурой, часть которых «соседствует» с близповерхностными нефтеносными образованиями. Большинство тафrogenных площадей характеризуется утонением (иногда до полного выклинивания) континентальной коры, значительным содержанием базальтов (и гипербазитов), отсутствием гранитного слоя. Одна из тафrogenных структур (Прикаспийская) уже заслужила репутацию «нефтеобильной». Другие глубинные структуры тафrogenного типа необходимо изучать для проверки возможного содержания в них нефти.

Исключительное значение для понимания процессов глубинной минерализации Земли, включая образование нефти, некоторых руд металлов и других, имели Всесоюзные совещания о дегазации и тектонике Земли, успешно проведенные под руководством П.Н.Кропоткина в 1976, 1985 и 1991 годах. В более чем ста докладах подтвердилась большая роль дегазации Земли в глубинном образовании углеводородов. Во многих докладах на совещании участники уже уверенно говорили о новом абиогенно-глубинном генезисе нефти. Другим важнейшим событием в теории петрогенезиса было издание монографии сотрудников ЦНИГРИ [10].

В итоге анализа и обобщения обширного теоретического материала авторы пришли к важному выводу, что первопричинами структурно-вещественной эволюции и динамики земной коры являются глубинная дегазация недр и окислительное преобразование изначально восстановленных флюидов при их взаимодействии с породами коры. В монографии последовательно рассмотрены конкретные формы проявления глубинной флюидизации в миогеосинклиналях, эвгеосинклиналях, офиолитовых поясах и других подвижных поясах. Обоснована модель эндогенного происхождения рассолов, ископаемых солей и нефти.

При многостадийных процессах минерализации и последовательном снижении температуры образуются разнообразные углеродистые вещества (например, «золотая углеродистая формация, битум-карбонатно-сульфидная формация и др.»).

Замечательна грандиозная (диаметр порядка 6 тыс.км) суперструктура Конголезского кратона радиально-кольцевого строения, отражающего последовательную разновозрастную смену мантийного базит-гипербазитового магма-

тизма и различных форм углерода: во внешнем кольце находятся месторождения углеводородов нефти и щелочно-базальтовые породы, во внутреннем — алмазы.

В заключение следует отметить следующее:

1. Пример Нижнеамурского современного прорыва мантии с грозными последствиями (землетрясение, разрушение города, гибель людей) показывает, что подобное явление может произойти в том или другом районе, особенно там, где офиолиты «протыкают» слои осадочных пород. В таких местах нельзя строить города.

2. Нефть и алмазы образуются при сходных температурах и давлениях. Как бы не «прозевать» алмазы!

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. — М.: Недра, 1967.
2. Бескровный Н.С., Набоко Н.И., Главатских С.Ф. и др. О нефтеносности гидротермальных систем, связанных с вулканизмом // Геология и геофизика. 1971. № 2. С. 3—14.
3. Власов Г.М. Внешние дуги: вторжение мантии в кору и возбуждение геосинклинального процесса // Тихоокеанская геология. 1997. С. 3—12.
4. Власов Г.М. Глубинно-геосинклинальная концепция тектогенеза. — Владивосток: Дальнаука, 2000.
5. Власов Г.М. Новые аспекты развития геосинклинальной теории: практические следствия // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 3—9.
6. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. — М., 1991.
7. Власов Г.М. Новые критерии поисков нефтегазоносных площадей (с учетом глубинного абиогенного происхождения нефти) // IV Косыгинские чтения. — Хабаровск, 2003.
8. Кропоткин П.Н., Шахварстова Н.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — М.: Наука, 1965.
9. Краюшкин В.А. Абиогенно-мантийный генезис нефти. — Киев: Наукова Думка, 1984.
10. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. — М., 2001.
11. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Формирование нефтегазоносных бассейнов в связи с геодинамикой офиолитов / Нефтегазоносные системы осадочных бассейнов. — М.: ГЕОС, 2005.

УДК 551.24

© П.М.Горяинов, Г.Ю.Иванюк, 2006

Геология на пороге новой парадигмы

П.М.ГОРЯИНОВ, Г.Ю.ИВАНЮК

Экстенсивная эксплуатация малоэффективных концепций, несмотря на все возрастающую насыщенность геологии средствами исследовательской техники, заставила достаточно широкий круг специалистов обратиться к идеям нелинейной динамики, синергетики. Библиографический поиск в интернете по ключевым словам «самоорганизация, детерминированный хаос, фрактал, синергетика» за 10 лет (1986—1996) показал довольно убедительный (на полтора порядка) рост публикаций по этой теме. Идеи синергетики становятся все более привлекательными, и легко прогнозировать, что значительная изоляция геологов от достижений естествознания скоро закончится. Альтернативой традиционной методологии становится синергетический подход, при котором внимание переносится с причин, сил и механизмов на отношения, связи и время. Однако пока даже в кругу ведущих теоретиков охотно поддерживается то, что идеи синергетики более подходят для микромира или галактических систем, а для макроструктур геологического типа вполне пригодны традиционные детерминистские методы. Большинство исследователей имеет весьма смутные представления о том, как конкретно соединить синергетику с геологическим прогнозом реальных природных систем, выработкой адекватных и корректных способов их описания, процедурой принятия оптимальных управляющих решений, а также, о том, как вообще соотносятся новый и ортодоксальный подходы (парадигмы), являются ли они взаимоисключающими или дополняющими. Возможно поэтому и за рубежом, и в России на фоне все возрастающего интереса к данной проблеме, проявляемого и наукой, и технологией, учебная и методическая геологическая литература по ней практически отсутствует.

Являясь активными участниками процесса адаптации практической геологии к теории сложных структур, авторы* вынуждены признать справедливыми довольно низкие оценки теоретической базы современной геологической технологии, которая во многих типичных случаях индифферентна к изыскам и коллизиям в дискуссионных академических кругах. Это обстоятельство каким-то образом компенсировалось огромным объемом геологических работ в нашей стране, а за рубежом, кроме того, — обильным насыщением отрасли высокими аналитическими и вычислительными технологиями. Однако ни значительный рост информационных массивов, ни даже принципиальное улучшение их качества не привело к теоретическим и технологическим прорывам. Имеются все признаки, отражающие кризисные моменты в науке, когда простое экстенсивное наращивание фактов к ожидаемому прорыву не приводит. Больше всего это ощущается в геотектонике — базовой теоретической дисциплине региональных геологических исследований.

В исследовательской практике не часто, но все же приходится решать вопрос: как отличать технические задачи от научных и как никогда не выдавать технические за научные. Технические заведомо имеют решение, и вопрос состоит лишь в том, сколько оно стоит. Научные могут вовсе не иметь такого решения. Несмотря на то, что речь здесь идет о научных задачах, фактор времени становится все более важным. Геологический прогноз, в принципе, не нужен, но нужен к моменту, когда он еще востребован. Можно заметить, что и стратегия реформ также должна появляться не к моменту их окончания. Лозунг «ложка нужна к обеду» становится необходимым условием выжи-

* Статья подготовлена по материалам монографии: П.М.Горяинов, Г.Ю.Иванюк Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. — М.: ГЕОС, 2001.

вания геологии как технологии, как сектора экономики, как активно развивающейся части культуры.

Удастся ли современной прикладной геологии пережить highteck-оживление, а «теоретической» геологии прервать, наконец, свой неофициальный статус наименее проветриваемого помещения современного естествознания, зависит от того, насколько оперативно она сумет адаптировать свои структуры, начиная от образовательных, к достижениям современных естественных наук, прежде всего, физики. В последние 10 лет и в мировой, и в отечественной научной среде сложились объективные предпосылки для такой адаптации. В результате впервые появляется возможность исследовать на фундаментальной основе результаты геологических эволюционных процессов, т.е. таких процессов, которые обусловили возникновение и устойчивость (гомеостазис) геологических структур вследствие совместного, кооперативного взаимодействия (а не простого сложения) многих сил и факторов.

О кризисе современной геологии. Кризис геологии как исторической науки назревал очень давно, так как еще в конце XIX столетия в ней вырисовались два фундаментальных противоречия, касающиеся проблем эволюции. Во-первых, это противоречие между классической механикой (а затем и теорией относительности) и термодинамикой в вопросе об обратимости времени. Во-вторых, между равновесной термодинамикой, постулирующей стремление систем к хаотизации, и законом биологической эволюции Дарвина с его стремлением к усложнению и дифференциации. Геология оказалась в странном положении, когда генезис всех без исключения объектов рассматривался как необратимое стремление к равновесию, но одновременно подразумевалась и возможность «обратного отсчета» при реконструкции их первоначальной природы, как это допускает механика.

После ряда известных публикаций, касающихся проблем нелинейности геологической среды с ее высокой внутренней динамикой (см. библиографию упомянутой монографии) становится очевидным, что парадигма современной геологии не может быть ни улучшена, ни даже исправлена, так как она ориентирована на исключительный природный феномен: объект, возникший либо в условиях, близких к термодинамическому равновесию, либо в среде, передавшей объекту свои свойства пропорционально и симметрично, т.е. рассчитана на случай, столь же частный, сколь частной является механика Ньютона по отношению ко всей современной физике. Если линейная (ньютоновская) механика и базирующаяся на ней классическая актуалистическая причинно-детерминистская геология оперируют процессами, сводящимися к суперпозиции решений линейных уравнений, то теория сложных структур рассматривает кооперативное взаимодействие или синергизм нескольких факторов. В первом случае аналитическое решение возможно и реконструкция начальных условий в рамках решения обратной задачи корректна в принципе, во втором — нет, так как системы после некоторой точки (называемой точкой бифуркации или ветвления, за которой система ведет себя непредсказуемо) перестают «помнить» условия точки нуля термодинамической ветви.

В практической работе геолога по умолчанию принимается, что в ходе геологической эволюции система (объект изучения) накапливает деформации и хаотизируется, все более отдаляясь от некоего теоретического эталона, в природе, как правило, не существующего. Специалисты лю-

бых геологических направлений, где используются формационные принципы анализа и непосредственно исследуются свойства геологических объектов самого разного масштаба, сами того не подозревая, формируют свои динамические модели и методические приемы на основе принципов равновесной термодинамики («системы со временем накапливают деформации, т.е. хаотизируются»).

Построение же модели геологического процесса зависит от приоритета в выборе динамической концепции, определяемой господствующей парадигмой — системой основополагающих принципов науки, существующих традиций научной практики, сводом предписаний, наконец, базисом для практики научных исследований (paradigm — таблица спряжения, фр.). Эта система принципов определяет временные границы «нормальной науки». Термин «нормальная наука» (т.е. не кризисная), введенный Т.Куном, означает такое исследование, которое прочно опирается на одно из нескольких прошлых научных достижений — причем таких, которые в течение некоторого времени признаются определенным научным сообществом как основа, даже закон для его дальнейшей практической деятельности. Достижения излагаются в учебниках (например, «Геология» Лайеля) и становятся надолго стереотипом «правильной» науки. Их создание было беспрецедентным событием, в то же время они были достаточно открытыми. Новые поколения ученых могли в их рамках найти для себя нерешенные проблемы любого вида. Цели нормальной науки ни в коей мере не включают предсказания новых видов явлений. Как отмечает Кун, явления, которые не вмещаются в парадигму, часто, в сущности, упускаются из виду. Или, попросту, не востребуются. Ученые в русле нормальной науки не ставят себе цели создания новых теорий. Они, как считает Кун, нетерпимы и к созданию таких теорий другими.

Нередко понятие «парадигма» сужают. Так, существует мнение, что геология пережила уже две парадигмы — геосинклинальную и плейт-мобилистскую, приравнивая, таким образом, парадигму к гипотезе. Однако на самом деле геология продолжает развиваться и формировать свою методологию в рамках традиционной и единственной парадигмы уже почти 200 лет. По существу, все без исключения геологические гипотезы и динамические модели в основе являются геологическими производными классической линейно-детерминистской механики Декарта—Ньютона.

Попробуем представить, из каких принципов складывается геологическая научная парадигма. В рамках классического научного рационализма (от рационального осмысления эмпирических данных) сложился один из важнейших подходов к исследованию сложных явлений и сложных систем, называющийся *редукционизмом*. Зная свойства отдельных элементов, составляющих систему, и особенности их взаимодействия, кажется вполне естественным предположить, что свойства системы — это и есть их непосредственное следствие, т.е. выводимы из свойств элементов и структуры их взаимоотношений. Такое представление и убежденность в том, что это не предположение, упрощающее жизнь, а аксиома, и лежит в основе редукционизма. Такой же термин употребляют, когда имеют в виду попытку заменить исследование реального сложного явления некоторой его сильно упрощенной моделью, его наглядной интерпретацией.

Подавляющее большинство геологов и в настоящее время убеждено в том, что если мы и не можем вывести

свойства объекта исследования из свойств его элементов, то это происходит лишь в силу нашего неполного знания свойств данных элементов или особенностей их парных взаимодействий. Однако накопленный огромный фактический материал ставит под сомнение классические представления и практические возможности геологического редукционизма. Как правило, мы имеем дело с процессами и их результатами, где целое обладает свойствами, которых нет ни у одной из частей, т.е. мы имеем дело с *системами*. Например, если по частным и довольно крупномасштабным наблюдениям выводятся закономерности общего, мелкомасштабного характера, то в результате заранее может быть внесена ошибка, которая решающим образом определяет его некорректность. Именно так — путем тривиального линейного масштабного переноса — создаются типичные некорректные, нереальные тектонические ретроспективы, казалось бы, основанные на скрупулезных, вполне корректных, микроструктурных наблюдениях.

На самом деле, большинство геологических систем эмерджентны, т.е. свойства системы принципиально отличны от свойств составляющих их элементов. И как проявление этого — довольно неожиданное и пока необъясненное тектонистами свойство подавляющего числа геологических ансамблей: утрата (приобретение) признаков при переходе с микро- на макроуровень при сохранении способа организации занимаемого пространства.

Классический геологический рационализм в соответствии с традиционной парадигмой геологии предлагает лишь вполне детерминированные схемы происходящего. Он убеждает своих последователей в предсказуемости событий, их полной предначертанности. Парадигма же обязывает ставить исследования так, чтобы геологические обобщения, направленные на опознание закономерностей, сводились к логически замкнутым генетическим представлениям, установлению исходного, причинного объекта, например, «рудоносной» интрузии, осадочного бассейна и др. Постепенно возникала ситуация, когда выявленные геологические закономерности по разнообразию и изменчивости проявления не укладывались в привычное ложе генетического (динамического) синтеза. Это породило скепсис и даже убеждение, что детализация не приносит геологической науке заметных успехов. Оно особенно окрепло, когда стало очевидно, что объекты, интересующие геолога, — сложные системы и, следовательно, даже тщательное исследование составляющих их элементов и деталей не может раскрыть общие системные свойства. Целое, разобранное на части, снова собрать в процессе синтеза без потерь, как выясняется, не удастся.

Геологией как наукой исторической хорошо усвоено, что степень зависимости той или иной системы от своего прошлого может быть разной. Эту степень зависимости условимся называть *памятью*. Точнее, ею называется наша способность аналитически обнаружить предсказуемость поведения системы (в прошлом и будущем; в последнем случае это может касаться геоэкологических и сейсмологических прогнозов). В детерминированных системах прошлое однозначно определяет будущее, как и прошлое однозначно определяется настоящим. В рамках классической парадигмы по наблюдаемому состоянию простой динамической системы в данный момент, интегрируя ее уравнения в отрицательном направлении времени, полностью восстановить всю ее предысторию, следовательно, геодинамическое моделирование в данном случае можно назвать «линейным».

«**Линейная» геология в нелинейном мире.** Линейные системы описываются линейными уравнениями. Они просты, физически привлекательны, обладают замечательными аналитическими свойствами. Это, как считает А.В.Николаев*, предопределило их живучесть, желание исследователя видеть в явлениях их линейные черты, стремление отказать от нелинейности под предлогом защиты принципа, называемого бритвой средневекового мыслителя Оккама... — «не умножай сущностей без надобностей». Однако любой принцип можно довести до абсурда. Попытки отстоять «простоту» привели к неоправданно сложным (!) представлениям и о структуре геологической среды, и деталях протекания геодинамических процессов. Как справедливо отмечает В.А.Николаев, очарование простоты решения линейных уравнений выводит из рассмотрения сильные, а иногда и любые флуктуации, свобода обращения с которыми (хочу — возьму, хочу — выброшу) создавала ложное ощущение свободы ученого, его превосходства над объектом исследования. Годами складывающийся стереотип успешного геологического исследования опирался на процедуру навязывания природе версии, удобной ученому, например, путем введения малореальных допущений.

Мир линейных явлений логично построен, во многом предсказуем, доступен интуитивному пониманию. В ситуации, далекой от равновесия, поведение практически любой системы становится существенно нелинейным. Мир же нелинейных явлений невообразимо широк, разнообразен, во многом неожидан. Он познается с трудом, требует от исследователя высокой квалификации и поэтому для многих оказывается почти недоступным. Здесь оказывается несправедливым принцип суперпозиции, позволяющий «сшивать» решение более сложной задачи из решений более простых задач.

Представление о нелинейном характере механических деформаций было высказано еще в XVII в. Я.Бернулли как альтернатива линейному закону Гука. Споры катастрофистов и эволюционистов, Бюффона и Ламарка, Кювье и Лайеля, также отражают различие этих двух главных моделей природных процессов. В первую половину XIX в. два течения геологии — катастрофизм и эволюционизм — вступили в наиболее острую фазу борьбы. Теория катастроф имела свои корни в учении античных мыслителей, предполагавших периодические катастрофы в истории Земли. При дальнейшем развитии науки оказалось невозможным сочетать библейское учение о кратковременности истории Земли с накопленными данными о смене геологических формаций и фаун, ископаемые остатки которых находили в слоях. Это несоответствие легко можно было объяснить с помощью идеи о катастрофах. Именно такое объяснение было предложено в 1812 г. французским естествоиспытателем Ж.Кювье в его работе «Рассуждение о переворотах на поверхности Земли». По мнению Кювье, каждый период в истории Земли завершался мировой катастрофой — поднятиями и опусканиями материков, наводнениями, разрывами слоев и т.д. В результате этих катастроф гибли организмы и в новых условиях появлялись новые виды.

Причины катастроф и происхождение новых видов Кювье не объяснял — они были «чудом». По мнению

*Все ссылки приведены в упомянутой монографии.

Ф.Энгельса, теория катастроф Кювье была «революционной на словах и реакционной на деле», так как «делала из чуда существенный рычаг природы». Через 100 лет примерно в таких тонах идеологи неомарксизма будут говорить о кибернетике — «продажной девке империализма». Именно «чудо» — оно же случай — и определяет выбор системой пути развития в устойчивое состояние в точке катастрофы (бифуркации), где происходит ветвление эволюционных путей. Их может быть много, даже бесконечно много. В точках бифуркации природа как бы раскрывает свои потенциальные возможности, а неизбежно присутствующая случайность выбирает тот единственный канал, по которому дальше и будет развиваться система. Бифуркационный механизм играет важнейшую роль в общей эволюционной схеме. По существу, именно этот механизм является источником роста разнообразия различных форм организации материи, а, следовательно, и непрерывно возрастающей сложности ее организации. После бифуркации наступит некоторый новый спокойный участок «дарвиновского» развития, который в какой-то точке может смениться новой бифуркацией (новой катастрофой). Таким образом, теория самоорганизации делает следующий шаг на том пути постепенного понимания мирового эволюционного процесса, по которому шли Кювье, Ламарк, Дарвин. *Не только спокойная постепенная эволюция, но и неизбежные катастрофы с их качественно новыми непредсказуемыми последствиями — вот каков облик нашего изменяющегося мира.*

Учение Кювье, имеющее высокий научный авторитет, широко распространено. Работами Кювье было доказано прогрессивное усложнение строения организмов. Предположение Л.Буха и Л.Эли де Бомона о катастрофическом образовании горных цепей привлекло внимание ученых к исследованию тектонических несогласий и разрывных нарушений, что способствовало развитию структурной геологии.

Однако геология выбрала все же Ч.Лайеля, оказавшегося на острие концепции эволюционного развития Р.Декарта, Ж.Ламарка, Ж.Бюффона. В «Основах геологии» Ч.Лайель утверждал, что все изменения, которые произошли в течение геологической истории, протекали постепенно, под влиянием тех факторов, которые действуют и в настоящее время. Следовательно, для объяснения этих изменений совершенно не нужно прибегать к представлениям о грандиозных катастрофах, а необходимо лишь допустить очень длительный срок существования Земли. Как подчеркивал Ф.Энгельс, «лишь Лайель внес здравый смысл в геологию, заменив внезапные, вызванные капризом творца революции постепенным действием медленного преобразования Земли». Именно с этого момента в умах геологов появилась не осмысленное (т.е. не имеющее в основе физического смысла) убеждение в том, что длительность процессов вполне компенсирует недостаток в корректном толковании динамической эволюции.

Метод актуализма Ч.Лайеля стал геологическим воплощением детерминизма, линейной причинности. Иными словами, выбор геологией недарвиновской, а лайелевской концепции эволюции задвинул ее в самый дальний, слабо проветриваемый угол естествознания, куда трудно проникли свежие идеи физики. Соблюдение принципа суперпозиции позволяет рассматривать линейные модели как обладающие практически неограниченной памятью. Может быть, поэтому геология с ее историзмом и предпочла ук-

занный тип моделирования, хотя у нее был, как теперь представляется, более удачный выбор.

Традиционное для геологии представление о непосредственной выводимости теории из опытных данных (фактов), т.е. действенность прямого, точнее «линейного» синтеза, отвечало уровню представлений, требовавшихся для первоначального осмысливания и систематизации. К сожалению, такой синтез служил и венцом эмпирического знания. В связи с тем, что в рамках логики детерминизма предполагается обязательность причинно-следственных отношений между числовыми или описательными характеристиками горных пород, объекты исследований часто необоснованно упрощают, «подгоняя» к схемам, в которых действуют *наиболее простые* и однозначные линейные зависимости. Вместе с тем, совершенно очевидно, что геологические системы почти всегда, и особенно в интересующие нас переломные моменты развития, проявляют *неоднозначное нелинейное поведение*. По всем признакам геологические системы являются иерархическими, эволюционирующими, но чем сложнее возникающие структуры, тем более непредсказуемо, стохастично бывает их поведение.

В настоящее время, когда геология нуждается в адекватных моделях—прогнозах, обобщения, ограниченные аддитивной (линейной) сверткой отдельных фактов, уже не могут никого удовлетворить. Стержневым моментом нового подхода становится представление о неравновесности. Причем неравновесности, не только ведущей к порядку и беспорядку, но, как утверждал И.Пригожин, и открывающей также возможность для возникновения уникальных событий, так как спектр возможных способов существования объектов в этом случае значительно расширяется (по сравнению с образом равновесного мира). В ситуации, далекой от равновесия, дифференциальные уравнения, моделирующие тот или иной процесс, становятся нелинейными, а нелинейное уравнение имеет более чем один тип решений. Соответственно, в любой момент времени может возникнуть новый тип решения, не сводимый к предыдущему, а в точках смены типов решений — в точках бифуркации — может происходить смена пространственно-временной организации объекта. «Можно сказать, — продолжает И.Пригожин, — что в равновесии материя слепа, а вне равновесия прозревает. Следовательно, лишь в неравновесной системе могут иметь место уникальные события и флуктуации, способствующие этим событиям, а также происходит расширение масштабов системы, повышение ее чувствительности к внешнему миру и, наконец, возникает историческая перспектива, т.е. возможность появления других, быть может, более совершенных, форм организации».

Часто приходится слышать возражения о том, что чрезмерное (!?) «офизичивание» геологии — науки исторической — неоправданно. В приведенной формулировке ученого эти сомнения развеиваются. И на самом деле, с этим и сталкивается геология, все многообразие объектов которой демонстрирует тенденцию к неукротимому совершенствованию во времени, дифференциации вещества и усложнению его организации. Уверенность в том, что аналитические приемы, основанные на классическом математическом обосновании причинных следствий, обязательно существуют, и определила стереотип «успешного» исследования. И не только в геологии. В 1986 г. произошло необычное событие. Сэр Джеймс Лайтхилл, ставший позже

президентом Международного союза теоретической и прикладной математики, сделал беспрецедентное заявление: он извинился от имени своих коллег-математиков за то, что «в течение трех веков образованная публика вводилась в заблуждение апологией детерминизма, основанного на системе Ньютона, тогда как можно считать доказанным, по крайней мере, с 1960 г. (т.е. с момента признания выдающихся заслуг И.Пригожина), что этот детерминизм является ошибочной позицией».

Современная тектоника и структурная геология утверждают, что геологические системы, приобретая более прихотливый узор, все более отдаляются от исходного упорядоченного состояния и хаотизируются. Соответственно процесс накопления деформаций (деформацию здесь можно было бы понимать буквально — как процесс утраты формы, как причину хаотизации) происходит в абсолютной шкале времени: энтропия таких систем, как и время, имеет четкий положительный вектор, «стрелу». Чем прихотливей деформационный узор, тем древнее и система. Стоит напомнить известный «научный» принцип Седерхольма — «у старого солдата больше шрамов, чем у молодого». Как видим, тектоника формирует исследовательскую тактику не только в области структурно-организационной, но и пространственно-временной (хроно-стратиграфической) систематики объектов, структурно-вещественных комплексов на «линейной» идеологии. Такая тактика реализована, например, в структурно-парагенетическом анализе метаморфитов, который, по мнению его идеологов, вроде бы позволяет использовать «шкалы» структурно-парагенетических эпизодов для возрастной корреляции.

Ретроанализ тектонической динамики, приведшей к накоплению деформаций, базируется на соблюдении принципа баланса как следствия закона сохранения в его геологическом выражении (в данном случае — сохранения суммы первичных и вторичных признаков постоянной в ходе эволюции закрытых систем). Подразумевается, хотя это и не всегда зафиксировано в доступных методиках, что сколь бы малым ни был объем первичных черт в объеме вторичных, реконструирование первых в рамках исходной (например, додеформационной) картины является корректным в принципе. Оно требует, вроде бы, лишь совершенствования приемов для палинспастических реконструкций, процедура которых определенно сходна с решением системы линейных дифференциальных уравнений. Таким образом, подчеркнем, что геологические, особенно динамические, модели в рамках современной парадигмы ориентируют на то, что, в принципе, существует процедура, с помощью которой можно устранить последствия хаотизирующей эволюции, влияние наложенных событий и сил.

Точно также строятся балансные петролого-геохимические модели (например, модель обогащенной и деплетированной мантии, основанная на соблюдении баланса элементов в исходной смеси; расчетные модели резервуаров на основе баланса материнских и дочерних изотопов; модели контаминации или дифференциации магматических масс в эндогенных резервуарах).

Поставим мысленный эксперимент: предположим, что под действием мощной энергетической накачки тектонический поток перешел порог образования вихрей и возникла складчатость и метаморфизм. Процесс остановился, и в таком виде все это предстало перед глазами геолога. Про-

изведя замеры сланцеватости, углов падения складок разных порядков, изучив особенности чередования полос и другие факторы, можно создать «стройную» схему того, как изначально пластовая залежь осадочных пород под воздействием внешних сил (с соответствующей симметрией) сминалась, несколько раз изгибалась в складки — иначе говоря, участвовала в процессах, происходивших только в воображении исследователя. Безупречный формализм структурного анализа порождает в нашем предполагаемом случае результат, не имеющий отношения к реальности. Почему это произошло? Потому что структурный анализ, как и современная геологическая парадигма в целом, молчаливо подразумевает, что мы имеем дело с пассивными системами, симметрия которых полностью определяется симметрией внешней среды. Фактически, линейно-актуалистическая парадигма современной геологии ориентирована на исключительный природный феномен, частный случай природной феноменологии: на объект минеральной природы, возникший либо в условиях термодинамического равновесия, либо в среде, передавшей свои свойства объекту пропорционально, в соответствии с линейными соотношениями параметров среды и свойств объекта.

По признанию академика В.Н.Страхова, 70% всех решений им модельных задач применительно к нелинейным природным объектам были линейными. Простая линеаризация, вопреки распространенному мнению, проблемы не решает, а, например, для хаотически-детерминированных систем — их подавляющее большинство среди геологических структур — попросту утрачивает физический смысл. Выясняется, что геофизика с ее базовым аналитическим аппаратом в большей степени играет иллюстративную, но вовсе не ведущую роль в выборе тактики и стратегии геологического исследования, прежде всего, прогноза. Причина этого кроется в том, что для решения вопроса о зарождении и эволюции сложных структур (а точнее, причинах и механизмах их возникновения) традиционная методология не годится даже в самом улучшенном виде. Требуются иные принципы и основанные на них методы интерпретации геологических данных. Выход из этой ситуации вряд ли возможен без пересмотра подразумеваемых системных ограничений, присущих самому процессу исследования.

И что же тогда представляют собой активно разрабатываемые модели? Если модель не в состоянии дать новые сведения о явлении, тогда ее заменяют на вторую, третью и т.д., — но, в силу неадекватности исходных посылок, столь же неработоспособную, как и предыдущие. Эти модели, в конце концов, перестают выполнять предназначенную для них задачу — служить средством получения новых сведений об объекте — и начинают заменять собой в исследовательском процессе сам результат: поиск воспроизводимой информации об объекте. Модель, таким образом, приобретает самодовлеющее значение, из нее уже не возникает нового знания об объекте, а значит, этот синтетический образ перестает быть моделью — по определению. Более того, ради построения очередной модели приходится пренебрегать частью заведомо достоверной информации. Модель превращается в подобие муляжа (есть что-то внешне похожее, есть много достоверных деталей, но нет главного — представления о целом), что немедленно улавливает и практическая геология: она становится индифферентной к теоретическим изыскам, поскольку противоречие между характером динамической эволюции

геосистем и их модельным представлением приводит к неадекватному описанию.

Под неадекватным описанием здесь подразумевается не тот случай, когда два разных геолога составляют на одном объекте разные карты, структурные схемы и т.д. Причиной подобных наиболее распространенных конфликтов могут быть не столько расхождения в мировоззрении, принципиальная неполнота доступных исследователям фактов или их различная трактовка в рамках одной и той же концепции или парадигмы, — часто дать логически непротиворечивую теоретическую интерпретацию геологического объекта двум единомышленникам мешает как раз избыток фактов. Неадекватным же описание становится тогда, когда реальному объекту, испытывавшему один из двух эволюционных сценариев (всего двух: восходящего или нисходящего, конструктивно-усложняющего и деструктивно-деградирующего), «навязывается» версия эволюции, более привычная для исследователя, но чуждая системе. Речь, таким образом, должна идти не о разработке еще одной новой модели, а о создании нового подхода, нового научного принципа разработки самих моделей.

Не здесь ли и кроется причина того системного кризиса, которому обязана современная тектоника и металлогения отсутствием конструктивных идей на фоне довольно оживленных дискуссий?

«Аномалии» геологической парадигмы как признак кризиса геологии. «Когда... аномалия, — пишет Т.Кун, — оказывается чем-то большим, нежели просто еще одной головоломкой нормальной науки, начинается переход к кризисному состоянию, к периоду экстраординарной науки. Теперь становится все более широко признанным в кругу профессиональных ученых, что они имеют дело именно с аномалией как отступлением от путей нормальной науки». Перечень аномалий классической геологии (геотектоники) настолько обширен, а их теоретический вес настолько высок, что большинство основополагающих гипотез, группировавших вокруг себя опыт геологов нескольких поколений, перестало адекватно описывать реальность. Это справедливо было отмечено Ю.М.Пушаровским, который на этом основании относит геодинамику к нелинейной, допуская, очевидно, что все возможности традиционного линейного ретромоделирования исчерпаны (*и-а* модель в геотектонике — геодинамике не устраняет противоречий). А.Д.Щеглов и И.Н.Говоров не сочли возможным использовать существующие рудногенетические гипотезы с их бесчисленными аномалиями, не привлекая фантом мантии, в чем они также увидели проявление нелинейности природных процессов (неясно, правда, почему обращение к мантии как последнему средству для поиска выхода из тупика или неадекватность общепринятых гипотез должны доказывать нелинейность металлогении?).

Геологическая среда, как и все в окружающем мире, нелинейна. Именно нелинейность обеспечивает нам доступ к производным процессов миллиардной давности. Среду адекватно может описать только нелинейная (гео-) динамика. Это трюизм. Проблема в том, что к нелинейной природе до сих пор применялись исключительно линейные аналитические процедуры, в значительной степени себя исчерпавшие. Что во многом и определило кризисное состояние нашей науки.

Скепсис относительно возможностей существующих и даже пока несуществующих гипотез в рамках традиционной парадигмы геологии легко понять, так как число ано-

малий не уменьшается, а растет, — несмотря на то, что инструментарий геологической парадигмы, обслуживающий основополагающие концепции — модели, насыщается средствами современной электроники, а объем фактического материала увеличивается лавинообразно.

Любой кризис начинается с сомнения в парадигме и последующей дискредитации нормального исследования. О кризисе говорят сами аномалии, но особенно вески они тогда, когда возникает возможность их объяснения не в рамках традиционной парадигмы, а за их пределами, в контурах новой парадигмы. Таких примеров накоплено уже вполне достаточно. Назовем для примера лишь некоторые «тектонические аномалии», представив их в форме риторических вопросов, на которые в рамках существующей парадигмы нет и, по-видимому, никогда не будет отвечающих на физический смысл ответов. Итак, почему:

не повторяется в макроструктурах активнейшая динамика на микроуровне;

отсутствуют компенсационные пространства для складчатых зон;

существуют морфологически выраженные надвиги без признаков транспорта;

не приводит к образованию ступенчатых контуров на узорах следующего иерархического уровня плотная сеть дизъюнктивов;

возникают самоподобные иерархически организованные структуры;

практически полностью согласована вещественная дифференциация супракрустальных комплексов с элементами структурного узора: последний не аддитивен к веществу, а когерентен ему;

геохронометрически неразличимы заведомо разновозрастные события, совмещенные в пределах той или иной структурно-вещественной популяции;

складки знаменуют переход в более упорядоченное состояние;

линзы, как традиционные компоненты хаотических комплексов, формируют высокоупорядоченные самоподобные ансамбли в самых разных тектонических обстановках разного возраста;

складки и линзы образуют неразрывную систему, которая обладает сходными параметрами порядка;

структурно-вещественная эволюция тектоносферных ансамблей на щитах привела к их гомеостазису (устойчивой форме с признаками дальнего порядка), а не к хаотизации, потере формы, деградации?

Естественно, что полный перечень таких вопросов много шире приведенного. «Аномалии» подобного характера можно обнаружить практически во всех разделах теоретической геологии и геотектоники.

Изобилие «аномалий» не могло не отразиться на стереотипе успешного исследовательского результата: в нем значительное место стала занимать процедура «вынесения за скобки». Она выражается, например, в том, что для объяснения повышенных содержаний элемента привлекается идея привноса, а наоборот — выноса (за скобками — привязка к реально наблюдаемым структурно-вещественным неоднородностям). В случае, если геология отдельного блока не находит объяснения в рамках общепринятой региональной схемы, то привлекается идея террейна (установлен блок с непохожей для региона, «чужой», «неправильной» геологией — значит причленен извне). Процедура типичного вынесения за скобки — астроблемная версия

кимберлитов (упало, но могло и не упасть — за скобки вынесен поиск «земных» тектонических закономерностей) или трактовка периодичности осадконакопления как следствия неясных космических факторов. Типичный пример процедуры вынесения за скобки — введение новых названий в различных сочетаниях, которое, не проясняя ни одной из проблемных сторон геологии и даже не структурируя проблему по-новому, добавляет в них лишь шум (многочисленные террейны в различных геоструктурах и т.д.). По существу, речь идет об активной фантомизации геологии.

И в этом явные признаки кризисного состояния. В настоящее время геологические науки отстают от других естественных наук по скорости обновления понятийного аппарата согласно с достижениями в физике и математике. Отстают, следовательно, и в скорости прироста научных знаний, несмотря на лавинообразный рост эмпирической информации и числа новых терминов. Здесь было бы уместно привести довольно подробный комментарий А.Эйнштейна, авторитет которого в вопросах построения естественно-научных теорий почти абсолютен. Теоретик, полагает он, в качестве фундамента нуждается в некоторых общих предположениях, так называемых принципах, исходя из которых он может вывести следствия. Здесь не существует метода, который можно было бы выучить и систематически применять для достижения цели. Исследователь должен вывести у природы четко формулируемые общие принципы, отражающие определенные общие черты совокупности множества экспериментально установленных фактов, из которых были получены принципы. До тех пор, пока принципы, могущие служить основой для дедукции, не найдены, отдельные опытные факты теоретику бесполезны. Это объясняет причину того, что современная парадигма геологии не только не в состоянии предсказать появление ряда свойств изучаемых объектов (например, фрактальность, автоволны и др.), но даже оставляет многие установленные факты невостребованными (например, вихревые структуры в литосфере, в горных породах). Таким образом, переход к новой парадигме предопределен.

Неким психологическим фоном переходного этапа намечаемой научной «революции» в современной геологии, как и в других естественных науках, служат явно доминирующие стереотипы мышления. В разной форме мы их уже касались: 1) многих пугал хаос; 2) случайность всячески изгонялась из научных теорий, мир рассматривался как независимый от микрофлуктуаций; 3) неравновесность и неустойчивость рассматривались как досадные неприятности; 4) развитие понималось как поступательное без альтернатив. Если и есть возвраты к старому, то они выступают как процедуры снятия наложенных событий (принцип Седерхольма). Все альтернативы поглощаются главным течением событий; 5) мир жестко связан линейными причинно-следственными связями, причем следствие, если и не тождественно по величине причине, то хотя бы должно быть пропорционально ей.

В результате в поле зрения ученых обычно оказывались околоравновесные условия, в которых система однозначно реагирует на не слишком сильное возмущение, возвращаясь в состояние равновесия. При этом частицы, составляющие систему, взаимодействуют только на близких расстояниях и «ничего не знают» о частицах, расположенных достаточно далеко («ближний порядок»). В таких условиях вполне адекватна модель изолированной, замкнутой

системы, термодинамически равновесное состояние которой — состояние максимального хаоса. По мере того как становилось ясно, что традиционная имитация многих геологических процессов попросту невозможна, возникла потребность в новых понятиях и концепциях. Поиск этих концепций, непротиворечивого понятийного аппарата, единой геологической системы мер, стиля мышления, наконец, новых парадигм, новых познавательных моделей, — это основные задачи теоретической геологии. Он ведется на разных направлениях. Одно из наиболее активных связано с развитием теории самоорганизации (синергетики) и опирается на исследование параметров порядка в сложных системах.

Геология и «новый диалог с природой». Геологическая самоорганизация — ресурс новых идей. Синергетику и определяют как науку о самоорганизации или, более развернуто, о самопроизвольном возникновении и самоподдержании упорядоченных временных и пространственных структур в открытых нелинейных системах различной природы. В описании процесса образования когерентной световой волны Герман Хакен на примере лазера иллюстрирует важнейшие понятия — принципы синергетики. Накачка энергии означает, что рассматриваемая система открытая, т.е. имеет место интенсивный приток энергии извне, а также оттоки энергии. Система реагирует нелинейно, т.е. переход от неорганизованного поведения атомов к слиянию их излучения в когерентную световую волну происходит не плавно, в линейной пропорции к увеличению энергии, а скачкообразно — в момент, когда приток энергии превысит определенный барьер. Разрозненное и неупорядоченное поведение отдельных атомов соответствует хаотическому состоянию системы, макроскопическому хаосу, из которого путем фазового перехода рождается порядок. Для всякой системы можно определить параметры порядка, позволяющие описать ее сложное поведение достаточно просто, а также выбрать определенные контролирующие параметры, при изменении которых существенно изменяется макроскопическое поведение системы. Параметры порядка подчиняют себе поведение отдельных элементов системы, в чем и выражается введенный Г.Хакеном принцип подчинения.

Понятно, что структурообразование в сложных природных системах, таких, например, как геологические — это многоуровневый процесс. Попытка найти реальную причину процесса структурообразования на том же уровне, где зафиксирована конкретная структура, приводит нас к научному заблуждению. Нужно находить в части элемент целого. Именно он и является ключом к пониманию структуры, прогнозу ее свойств и динамического поведения.

Термин синергетика акцентирует внимание на согласованности взаимодействия частей при образовании структуры как единого целого. Синергетика открывает принципы сборки эволюционного целого из частей, формирования сложных структур из относительно простых, устойчивого совместного развития, коэволюции систем. Перечень идей, формирующих синергетику как парадигму, с необходимостью включает нелинейность, самоорганизацию, открытость системы, ее неравновесность и др. Системы, составляющие предмет изучения синергетики, могут быть самой различной природы и содержательно, и специально изучаются различными науками, например, физикой, химией, биологией, математикой, геологией, экономикой, социологией (перечень легко можно продолжить). Каждая

из наук изучает «свои» системы своими только ей присущими методами и формулирует результаты на «своем» языке. Сжать информацию до разумных пределов можно различными способами. Вместо большого числа факторов синергетика рассматривает немногочисленные параметры порядка, от которых зависит состояние системы и, которое, в свою очередь, влияет на параметры порядка.

В отличие от традиционных областей науки синергетику интересуют общие закономерности эволюции (развитие во времени) систем любой природы, что особенно привлекательно для геологии. Отрешаясь от специфической природы систем, синергетика обретает способность описывать их эволюцию на языке математики и физики, устанавливая изоморфизм явлений, изучаемых специфическими средствами различных наук, но имеющих общую модель, или, точнее, приводимых к общей модели. Синергетика основана на идеях системности или целостности мира и научного знания о нем, общности закономерностей развития объектов всех уровней материальной и духовной организации, нелинейности развития, глубинной взаимосвязи хаоса и порядка, случайности и необходимости.

Помимо всего этого синергетика может сказать *чего* в принципе не может быть, т.е. сформулировать некие эволюционные правила запрета или ограничения для творческого произвола, чем пересыщена геологическая исследовательская среда. Знание ограничений, того, что в принципе не реализуемо, — это само по себе уже достаточно важное знание. Для геологии с типичной для нее тенденцией к конструированию разветвленных генетических гипотез это весьма актуально. Синергетика показывает, как в результате жесткого отбора происходит выход на относительно простые и устойчивые структуры.

Изложенное позволяет более четко представить объекты синергетики. Ими являются, как мы теперь знаем, структуры, возникшие в процессе кооперативного поведения микрочастей в целях оптимальной диссипации поступающей извне энергии. Физический смысл процессов образования диссипативных макроструктур состоит в стремлении с помощью более совершенной организации (структуры) адаптироваться к новым условиям. Соответственно, такая адаптация сопровождается изменением (понижением) симметрии при переходе из прежнего более простого к будущему более сложному состоянию. Это достигается кооперативным поведением ряда микропризнаков, включая молекулы, в нелинейной динамической среде. Такое поведение, как отмечалось, при достижении некоего порога насыщения приводит к самоорганизации, возникновению принципиально новых качеств и свойств, прежде всего, в *макроформах*.

Вот какими макросвойствами могли бы обладать в таком случае геологические объекты, в отношении которых на определенных, даже самых ранних стадиях изучения может быть поставлен вопрос о принадлежности их к объектам синергетики (диссипативные структуры):

негауссовый (логнормальный, q -нормальный, бимодальный и др.) характер кривых распределения, свидетельствующий, что исследуемый параметр может оказаться в когерентных отношениях с некоторыми другими;

наличие низкосимметричных, порой весьма неординарных структурных узоров: ячеистого (вспомним базальтовые колоннады), чешуйчато-линзового, как для большинства архейских структурно-вещественных комплексов, «паркетовидного», характерного для некоторых площадей

Венеры, а также муаровых, вихреобразных, разнообразно проявленных квазирегулярных;

переходы от простых к сложным типам узоров, сопровождающиеся не понижением, а увеличением упорядоченности состояния;

широко проявленная симметрия подобия (масштабная инвариантность, скейлинг) как признак системной иерархии — важнейшего свойства упорядоченных состояний, прежде всего живого;

когерентное поведение подсистем. Особое значение имеют те из них, которые традиционно относятся к разновременным: «первичным» (состав и вещественная организация) и «вторичным» (складчатость, разрывная сеть), иными словами, «осадочных» и «тектонических» подсистем;

признаки «парадоксальной» тектоники и стратиграфии, например, консервативность (гомеостазис) во времени контуров тектонических ансамблей, отсутствие признаков значительного латерального транспорта при наличии явных элементов морфологических надвигов и признаков активной динамики на микроуровне, отсутствие каких-нибудь признаков «перемешивания» слоев, зональности на фоне очень сложного складчатого узора и обилия разрывных нарушений;

признаки длительного («многоактного») развития, наличия нескольких последовательно-дискретных эпизодов, ожидаемый интегральный эффект которых также не приводил к разупорядочению, деградации. Например, серия последовательных событий: образование слоистой серии — образование складок — пегматиты — диабазы — разрывы никак не искажила характерного иерархически-линзового ансамбля на архейских месторождениях железистых кварцитов. Это очень близкородственная ассоциация, иными словами *структурно-вещественная популяция*, существование которой может иллюстрировать геологический смысл внутреннего и абсолютного времени, непонимание которого порой приводит к конфликту между прямыми геологическими наблюдениями и изотопными определениями возраста;

принадлежность объекта к детерминированно-хаотическим системам, выявленная с помощью анализа пространственного (временного) распределения какой-нибудь переменной содержания минерала, числа прослоев определенной породы или даже количества породных границ на единицу длины разреза и др.

Раскрытие геологической сути этих признаков, а также их анализу при решении традиционных геологических задач и посвящена книга авторов настоящей статьи «Самоорганизация минеральных систем».

Построение книги. Применение концепции самоорганизации (или нелинейной геодинамики, — если говорить о геологической среде) как современной методологической основы научных исследований может быть эффективным, с точки зрения авторов статьи, лишь при условии соответствующего мировоззрения исследователя. Опыт общения с коллегами разных уровней подготовки показал, что попытки проинтерпретировать результаты в духе «новой парадигмы», не корректируя традиционно установившихся представлений о сущности процессов, их механизмах, причинности и других факторов, в итоге только усугубляют противоречивость результатов, а неконкретное применение понятий в духе теории самоорганизации, непривязанное к реальным задачам и обстановке, или их некорректный комментарий отторгает основную массу специа-

листов от идей «нового диалога с природой» как от очередной малополезной зауми. Формирование же мировоззрения должно опираться на знание и традиции. Авторы, приступая к своей работе над книгой, отчетливо понимали, что ни того, ни другого пока явно не достаточно.

Именно поэтому в начале книги наблюдаются попытки показать, в чем гносеологические корни кризиса и каковы пути выхода из него. Об этом основная часть настоящей статьи. Специальная глава рассматриваемой книги «Словарь синергетики» построена так, чтобы на конкретных примерах, в основном, из собственной геологической практики, разобрать ключевые понятия теории самоорганизации, такие, как организация и самоорганизация, консервативные и диссипативные системы, нелинейность, бифуркации, симметрия, отбор, аттракторы, автоколебания и автоволны и др. Опыт приобщения к новым идеям, осознания бесполезности каких-либо усилий по улучшению и совершенствованию традиционных геологических методов показал, что убедительнее всего оказываются те примеры, которые знакомы геологу почти с вузовской скамьи, с которыми он имел дело в повседневной работе.

Особое внимание в книге обращается на геологические фракталы как части традиционного структурно-геологического изучения наблюдаемых узоров различной природы и вещественного наполнения. Нам часто говорят: «Да, весь мир фрактален, но ведь и евклидова геометрия по-прежнему актуальна». Это бесспорно, но, как отметил сам Бенуа Мандельброт, если вам не надо знать, чем отличается одна поверхность от другой, накройте их фольгой и для обеих получите топологическую размерность 2, как для любых поверхностей. Но если Вы хотите сравнить их по структуре обработки, пористости и другим параметрам, то без фрактальной размерности не обойтись. Евклидова геометрия не в состоянии различать узоры береговых линий — для всех континентов в таком случае их размерность будет равна единице. Не будут отличаться склоны гор, рельеф карстовых и некарстовых областей — топологическая размерность этих так непохожих природных фигур будет в любом случае равна трем. Как ни удивительно, первыми это массово осознали даже не геологи или топографы, а художники, специалисты по компьютерной графике, создатели фантастических фильмов — только посредством фрактальных изобразительных технологий могут быть получены сколько-нибудь реалистичные изображения каких угодно ландшафтов.

В принципе, задача практического геолога состоит в отыскании на однородном фоне наиболее контрастной и упорядоченной (дифференцированной) зоны. Таким образом, введя выраженную посредством фрактальной размерности меру организации, например, результатов опробования по разрезу, данных магнитного каротажа, профильных или площадных геофизических съемок и других, можно напрямую подойти к решению этой задачи коротким и экономным путем. Тем более, что иных эффективных способов решения таких задач среди огромного арсенала поисковой геологии не существует.

Реконструирование геодинамических обстановок во фрактальных средах требует серьезного ограничения творческого произвола, так как достаточно трудоемкие ретромоделли оказываются жертвой некорректного подхода. Например, оказалось, что некорректно использовать полосовые магнитные аномалии для определения величины спрединга океанического ложа, если полосы обладают четким фрактальным узором. Соответственно, не коррек-

тны координатные палеотектонические реконструкции, сделанные по данным измерений остаточной намагниченности, если в организации магнитного поля Земли обнаруживается детерминированный хаос.

Особого внимания заслуживают полосчатые (сложно-лоистые) толщи. Это не только традиционно привлекательная для геологии проблема, но это и ключ, определяющий жизнеспособность классической геологической парадигмы. И здесь существуют достоверные способы доказать, что ансамбль из чередующихся полос может оказаться внутренне упорядоченным, а также выяснить, является ли он производной хаотической динамики с фрактальным аттрактором или же он результат самоорганизованной критичности. В соответствующих разделах книги эти вопросы в доступной форме обсуждаются.

Проблеме хаоса — порядка в монографии посвящены главы IV и V. В них подробно раскрывается природа некоторых реальных структурных узоров. Парадоксальным с точки зрения традиционной геологии является наш вывод о том, что складчатость в джеспилитах и других метаморфических породах представляет собой результат автоволновой хаотической динамики — такой вариант структурообразования современная тектоника не рассматривает совсем, поскольку с ее точки зрения складкообразование способно только хаотизировать первоначальный порядок в строении плоскостной толщи. На самом же деле имеет место упорядочение, сопровождающее хаотизацию, а точнее, сам хаос предстает как сверхсложная организация.

В практике поисковой геохимии существуют приемы использования теории информации для оценки степени упорядоченности геохимических ансамблей. Идея метода исходит из наличия аналогии между информацией Шеннона и статистической энтропией Больцмана: чем больше информация (энтропия), тем меньше порядка. При изучении железистых кварцитов Печегубского месторождения авторам пришлось столкнуться с тем, что такая трактовка информации Шеннона входит в явное противоречие со всеми другими данными. И только познакомившись с работами Ю.Л.Климонтовича по теории хаотических (турбулентных) структур, мы поняли, почему для геологических систем результаты обработки данных этим способом дают порой не просто неверный, а прямо противоположный результат. Введение соответствующих поправок все расставило на свои места: более высокоорганизованные складчатые толщи характеризуются большей упорядоченностью абсолютно всех их характеристик: текстура, состав самой породы и слагающих ее минералов, физические свойства породы и минералов и др. И только после того, как это было осознано, массивы геохимических данных смогли быть использованы для анализа организации потенциально рудоносных комплексов на количественной основе (идеальная форма участия теоретической геологии для решения практических технологических задач).

Использование синергетических принципов геологического исследования можно было бы считать успешным в случае довольно широкого диапазона научного преломления идей теории самоорганизации в традиционные дисциплины и направления рудно-геологической проблематики. Авторы не определяли этот диапазон как-то особо и не ограничивали его ни снизу, ни сверху. С самого начала работы над проблемой они четко представляли, что главная задача — максимально полно раскрыть свойства дис-

сипативных геологических структур с помощью наглядных примеров. Это, в конце концов, дало возможность синтезировать следующее теоретическое положение, своеобразный итог нашей работы: *все изученные тектоносферные ансамбли, независимо от масштаба, возраста и географической привязки, характеризуются структурным гомеостазисом, фрактальностью узоров и дальним порядком в организации подсистем.*

Выбор технологии и тактики геологического исследования, независимо от его объекта, задачи, масштаба и направления, вытекают из этого основного положения, иллюстрация которого дала возможность уверенно определиться относительно ряда канонических позиций геотектоники и геодинамики, геологии и металлогении докембрия, структурной геологии, петрологии и генетической минералогии, что, по-видимому, может служить лучшим поводом, мотивацией для активного приобщения геологов самого широкого спектра интересов к новым идеям для решения *традиционных*, мы бы даже сказали, *стандартных* задач.

Вот, в частности, какие выводы, касающиеся традиционной докембрийской проблематики, авторы статьи были просто обязаны обозначить в процессе системного изучения архейских структурно-вещественных комплексов:

1. Подавляющее большинство рассмотренных объектов несет признаки когерентного поведения своих подсистем. Только этим можно объяснить, почему динамика на микроуровне не накапливалась и не передавалась на макроуровень. Рассмотренные тектонические ансамбли, иллюстрируя проявление кооперативной динамики (своеобразный тектонический гомолог структур Бенара), являются субъектами когерентной, или нелинейной. Это кардинально меняет исследовательскую тактику тектонического анализа.

2. В архейских тектонических ансамблях доминирует автоволновая складчатость, а не пассивная или вынужденная, как принято считать в современных тектонических обобщениях, что в корне меняет представление о динамике формирования архейской тектоносферы и позволяет распространить этот вывод и на фанерозойские тектонические системы.

3. Ни один вид координатных тектонических реконструкций (типа палинспастических, стрейн-аналитических и др.) к данному типу ансамблей неприменим — в системе не происходит ожидаемого накопления деформаций относительно некоего недеформированного эталона (если таковой вообще существовал в природе), зато все изменения происходят кооперативно, что в полной мере относится и к палеомагнитным реконструкциям, поскольку в организации (электро-)магнитных полей прошлого устанавливаются явные черты автоволновых процессов.

4. Ни один из общепринятых вариантов глобального структурирования тектоносферы по принципу пассивного накопления деформаций, равно как и основанный на нем «транспортный» эффект применительно и к щитам, и к складчатым поясам не подходит. Это относится как плюм-тектонической концепции, так, и даже в большей степени, к плейт-тектонической.

5. В качестве альтернативы предложена перколяционная модель тектоносферных процессов, которая не являет-

ся модификацией какой-либо из названных и учитывает главные свойства тектоносферы — гомеостазис, фрактальность и дальний порядок.

Здесь следует обязательно подчеркнуть очень важное обстоятельство: *ни одним* ранее установленным или известным свойством нам не пришлось жертвовать при формировании этих выводов. И наоборот, не привлекалось то великое множество допущений и оговорок, которые обычно сопровождают работу с практически всеми традиционными концепциями раннего докембрия (да и многими другими тектоническими и металлогеническими доктринами), так как без привлечения таких допущений и оговорок, в которых даже достоверная информация оказывается невостребованной или вовсе «вредной», эти концепции попросту рассыпаются.

Авторы сочли очень важным привести данный, далеко не полный перечень сделанных выводов для того, чтобы продемонстрировать широчайший диапазон, в котором нам удалось проследить означенный принцип формирования геологических структур и показать, что синергетические принципы охватывают весь обозримый масштаб геологического структурирования, а не только уровни микро- и космомира. Нам показалось, что это лучший путь для того, чтобы сказать об эффективности новой парадигмы геологии.

Ближайшее будущее геологии — адаптация теории диссипативных структур к традиционному геологическому анализу, формирование научно-методологической основы новой геологической технологии. Трудно вообразить, что, по существу, первое подобное издание, ориентированное не только на изложение собственных удивительных впечатлений от приобщения к новому пониманию минеральной природы — такие работы уже есть в отечественной литературе, — но и на создание геологического пособия, исчерпает проблему. Авторы учитывали, что читателями книги будут геологи разного профиля и не готовили ее специально для геологов-прикладников, «вещественников», теоретиков-рудников, тектонистов-структурщиков или геологов-съемщиков. Мы сравнительно недавно сами усвоили, что мотивы и принципы организации макроструктур — вплоть до структур субконтинентального или даже планетарного уровня — останутся непонятными, если поведение вещества на минеральном и породном уровне исследования не окажется в нашем поле зрения, что, собственно говоря, и не может быть по-другому, поскольку, согласно теории сложных структур И.Пригожина, образование макроформы (структуры) является следствием «кооперативного взаимодействия микро-частей, вплоть до молекул».

Естественно, что обращение авторов к идеям синергетики вовсе не означает, что многие известные законы геологии неверны. Оно лишь означает, что трудно обнаружить все скрытое в них. Множества возникших моделей явно недостаточно, они лишь затемняют те проблемы, которые им следовало бы осветить. Знание, в конце концов, добытое столь дорогой ценой, нужно для того, чтобы отыскать существенное и представить его «в двух словах».

Новый принцип построения исследовательской стратегии и тактики, ориентированный на системное изучение геологических объектов в нелинейной динамической среде, учитывает это полностью.

80-летие Виктора Семеновича Суркова

В.С.Сурков родился в Татарии в крестьянской семье 12 июля 1926 г. В мае 1943 г. добровольцем ушел в армию. В качестве командира танка принимал участие в боях на территории Польши и Восточной Пруссии. После тяжелого ранения в августе 1945 г. был демобилизован из рядов Советской Армии и поступил в Казанский государственный университет, который с отличием окончил в 1950 г. по специальности «Геофизика».

С этого времени В.С.Сурков связывает свою судьбу с Сибирью. Вначале он работает начальником партии, начальником геофизической экспедиции, управляющим геофизической конторой, с 1957 г. главным инженером, а затем и управляющим Сибирским геофизическим трестом Министерства геологии СССР.

Способности организатора и исследователя быстро выдвинули Виктора Семеновича в число ведущих руководителей геофизической службы Сибири. Под его руководством и при непосредственном участии в 1957—1962 гг. были развернуты геофизические работы в центральных районах Западной Сибири, в результате которых в мезозойских отложениях был выявлен ряд структур, где впоследствии были открыты крупные месторождения нефти и газа. В этот же период он успешно защищает кандидатскую диссертацию.

С переходом в 1962 г. в Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС) на должность заместителя директора по науке связан новый этап научной и организаторской деятельности В.С.Суркова. Более 30 лет (1970—2003) он являлся бессменным директором института, в 2003 г. Виктор Семенович становится главным научным сотрудником института и внештатным советником руководителя геологической службы МПР России. В 1970 г. он защищает докторскую диссертацию, в 1973 г. ему присваивают звание профессора, в 1979 г. избирают членом-корреспондентом, а в 1987 г. — действительным членом Академии наук СССР.

В.С.Сурков в СНИИГГиМС организовал и возглавил широкомасштабные исследования по комплексному геолого-геофизическому изучению крупных регионов Сибири, их глубинному строению, выявлению взаимосвязей глубинных структур с поверхностной тектоникой и закономерностей распределения в земной коре полезных ископаемых.

Разработанные им теоретические и методические принципы анализа и комплексной интерпретации геологических и геофизических данных позволили изучить строение фундамента и платформенного мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты, выяснить обусловленность и взаимосвязь в их развитии. Основные результаты исследований наиболее полно изложены в монографиях «Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты», «Геология нефти и газа Западной Сибири», «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты», «Мегакомплексы и глубинная структура Западно-Сибирской плиты».

Дальнейшее развитие теории и методов комплексного анализа геологических и геофизических материалов охарактеризовано в фундаментальных работах В.С.Суркова по изучению складчатых областей палеозойского возраста. Им разработаны и на примере Алтае-Саянской области и Енисейского кряжа впервые реализованы принципы объ-



емного тектонического районирования. Результаты этих работ отражены в монографиях «Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области», «Мегакомплексы и глубинная структура Алтае-Саянской области» и др.

Особое внимание в своей научной и организаторской деятельности Виктор Семенович Сурков обращал на изучение геологического строения и перспектив нефтегазоносности Сибирской платформы. Он являлся руководителем подпрограммы «Нефть и газ Восточной Сибири» научной программы «Сибирь», одним из руководителей «Межведомственной региональной научной программы развития сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности Сибири» («ПОИСК»). Под его руководством и непосредственном участии проводились исследования, связанные с изучением палеозойских и рифейских осадочных бассейнов и их нефтегазоносностью. Результаты этих исследований опубликованы в многочисленных статьях и таких монографиях, как «Геология нефти и газа Сибирской платформы», «Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы», «Непско-Ботуобинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР» и др. За научное обоснование и открытие докембрийской нефти на Сибирской платформе В.С.Суркову вместе с группой ученых и производственников Сибири присуждена Государственная премия Российской Федерации в области науки и техники.

В.С.Сурков проявил себя как крупный организатор научных исследований в области разведочной геофизики. Под его руководством в институте разработаны и внедрены первые отечественные многоканальные телеметрические аппаратурно-методические комплексы для трехмерной сейсморазведки и электроразведки, не уступающие зарубежным аналогам.

Большое значение В.С.Сурков придает развитию внешнеэкономических связей института. По его инициа-

тиве проводились работы по научно-техническому сотрудничеству с геологическими организациями Европы, Америки, Африки, Юго-Восточной Азии и Австралии. Он активный участник международных геологических и геофизических форумов. Многие его работы опубликованы в зарубежных изданиях.

В последние годы В.С.Сурковым выполнены крупные фундаментальные исследования в области тектоники, геологии нефти и газа, твердых полезных ископаемых; разработана концепция развития земной коры с позиций мобилизма с учетом мантийных плюмов и сохранением классических принципов геостратизма и унаследованности; подготовлены и изданы на русском и английском языках в масштабах 1:2 500 000 и 1:5 000 000 геостатические тектонические карты раннего неогена (докембрий и палеозой), позднего неогена (мезозой и кайнозой) и Объяснительная записка к ним. Совместно с ВСЕГЕИ издан том 2 «Западная Сибирь» монографии «Геология и полезные ископаемые России». Завершены исследования и в 2005 г. вышла в свет монография «Геологическое строение и нефтегазоносность нижней—средней юры Западно-Сибирской провинции».

В канун 80-летия В.С.Сурков вместе со своими учениками и последователями успешно проводит исследования по обоснованию нефтегазоносности зон дезинтеграции пород фундамента Западно-Сибирской плиты и оценке перспектив углеводородного потенциала нефтегазоносных комплексов платформенных областей Сибири.

Виктор Семенович Сурков пользуется заслуженным авторитетом и признанием геологической общественности страны. Ему присуждены звания «Почетный доктор

ВНИГРИ», «Почетный доктор Казанского университета». Он автор более 400 научных работ, в т.ч. 25 монографий. Много лет является членом редколлегий журнала «Отечественная геология», членом редколлегий нескольких геологических и геофизических журналов, заместителем председателя Научного совета по нефти и газу Российской академии наук, более 15 лет был членом ВАК и членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям. Под его научным руководством подготовлено 25 кандидатов и 7 докторов наук, на протяжении многих лет он руководил созданной им научной школой «Строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири».

Родина высоко оценила труд В.С.Суркова, его научно-производственную, общественную и педагогическую деятельность. Он лауреат Государственной премии Российской Федерации, ему присвоены почетные звания «Заслуженный деятель науки РСФСР» и «Заслуженный геолог Российской Федерации», он награжден орденами Красной Звезды, Трудового Красного Знамени, Октябрьской Революции, Отечественной войны I степени, «За заслуги перед Отечеством» IV степени, медалью «За освоение недр и развитие нефтегазового комплекса Западной Сибири» и другими правительственными наградами.

Свой юбилей академик В.С.Сурков встречает полным творческих сил и планов. Мы желаем ему крепкого здоровья, дальнейшего успешного служения отечественной науке, счастья и благополучия!

*Коллегия МПР России
Президиум РАН
Ученый совет СНИИГГиМС
Редколлегия журнала*

70-летие Валерия Степановича Старосельцева

29 июля 2006 г. исполняется 70 лет со дня рождения и 48 лет научно-производственной и педагогической деятельности доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика Российской академии естественных наук (РАЕН) и Международной академии минеральных ресурсов (МАМР), заместителя генерального директора СНИИГГиМС Валерия Степановича Старосельцева, известного ученого в области тектоники и геологии нефти и газа.

После окончания в 1958 г. Ростовского университета В.С.Старосельцев связал свою судьбу с Сибирью. Работая в Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции, он впервые обосновал широкое развитие на северо-западе Сибирской платформы субширотных разрывных нарушений и высказал оригинальные представления о строении и тектоническом развитии этой территории. В.С.Старосельцев первым применил и творчески усовершенствовал для условий Сибири метод поиска рудных месторождений по ледниковым валунам. Это привело к открытию уникального Талнахского месторождения медно-никелевых руд, за что Валерий Степанович был удостоен диплома и знака «Первооткрыватель месторождения» и награжден орденом Трудового Красного Знамени. Эти работы легли в основу его кандидатской диссертации, которую он защитил в 1965 г.

С начала 60-х годов в СНИИГГиМС В.С.Старосельцев занимается проблемами тектоники и нефтегазоносности



платформенных областей Сибири. Им сделан важный вклад в обоснование нефтегазоносности отложений докембрия и фанерозоя этих регионов. Он автор 300 научных работ, в т.ч. 10 монографий, среди которых такие как «Основы геологии и нефтегазоносности запада Сибирской платформы», «Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты», «Геология нефти и газа Сибирской платформы», «Непско-Ботуобинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР», «Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы».

Валерий Степанович Старосельцев проводит фундаментальные исследования, связанные с тектоникой платформ и разработкой тектонических аспектов теории нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Он крупнейший специалист в области тектоники базальтовых комплексов древних платформ. На основе анализа материалов по седиментационным бассейнам с широко проявленным трапповым магматизмом Сибирской, Южно-Американской, Африкано-Аравийской и Индийской платформ им разработаны тектонические основы прогноза нефтегазоносности осадочных толщ, залегающих под базальтовыми плато, и обоснован наиболее существенные связи трапповых интрузий с тектоническими особенностями регионов.

Эти фундаментальные разработки, суммированные в монографии «Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений», стали основой докторской диссертации, защищенной в 1982 г. Они очень широко применяются в практике планирования региональных и поисковых работ на нефть и газ на Сибирской платформе и были учтены бразильскими специалистами при выявлении высокодебитного скопления газа в бассейне Параны.

На протяжении всей научной деятельности юбиляр обращает большое внимание на разработку новых методических приемов тектонического анализа и прогноза нефтегазоносности. Среди них: обоснование возможности изучения антиклинальных структур на северо-западе Сибирской платформы по ледниковым валунам; критерии выделения структурных ярусов в чехлах платформ; интерпретация статистических показателей при изучении соотношения структурных планов пликтивных дислокаций на основе корреляционного анализа разновозрастных опорных горизонтов; обоснование коэффициента удаchi прогноза нефтегазоперспективных объектов; установление связи продуктивности локальных поднятий с особенностями их тектонического развития; выделение погребенных поднятий на основе анализа статистических показателей линеаментной сети, выделенной при дешифрировании аэ-

рофотоснимков; требования к содержанию и принципы построения тектонических карт нефтегазоносных территорий; количественный анализ интенсивности дислокаций вулканогенно-осадочных горизонтов.

Являясь высококвалифицированным полевым геологом, В.С.Старосельцев выполнил десятки маршрутов по рекам и озерам Сибирской платформы, Енисейского края, Таймырской складчатой области. Отдельные маршруты проведены им в бассейне Амадеус на Австралийской платформе, северо-востоке Южно-Американской платформы и складчатых комплексах Швейцарии. Практически везде ему удавалось выявлять для каждого региона новые тектонические особенности, которые способствовали решению теоретических вопросов и конкретных прогнозных задач. Наиболее важные в практическом отношении рекомендации по нефтегазоносности полностью подтвердились в Австралии и до сих пор еще не проверены на северо-западе Сибирской платформы, где по его прогнозу могут быть обнаружены скопления нефти и газа, превышающие по объему извлекаемых ресурсов 0,9—2,0 млрд. т углеводородных веществ.

Под научным руководством В.С.Старосельцева сформировалась школа специалистов, разрабатывающих методические приемы использования тектонических параметров для прогнозирования нефтегазоносности недр платформенных областей. На протяжении ряда лет профессор В.С.Старосельцев читает курс тектоники нефтегазоносных областей в Новосибирском университете.

В 1996 г. Валерий Степанович удостоен почетного звания «Заслуженный геолог Российской Федерации» и избран действительным членом МАМР, а в 1997 г. — и РАЕН, в 2001 г. награжден орденом Почета.

Являясь заместителем генерального директора института по научной работе, В.С.Старосельцев проводит большую научно-организационную работу. Он является членом комитета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, председателем и заместителем председателя двух диссертационных советов, заместителем председателя ученого совета СНИИГГиМС и председателем секции совета по нефти и газу, председателем Западно-Сибирского регионального экспертного совета.

Желаем Валерию Степановичу доброго здоровья, бодрости, благополучия и новых больших успехов в научной деятельности.

*Коллегия МПР России
Ученый совет СНИИГГиМС
Редколлегия журнала*

С целью облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

1. Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского. -М.: Геокарт, 2002.
2. Российский металлогенический словарь. -С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
3. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. -С-Пб., 1991.

GEOLOGICAL MAPPING

Serokurov Yu.N.

- Capabilities of remote sensing materials in identification of areas prospective for kimberlite search 3

METALLOGENY AND MINERAGENY

Mitrofanov N.P.

- Metallogenic regionalization: condition and prospects (exemplified by tin from eastern Russia) 12

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

Pakulnis G.V.

- Features of the formation process for minerogenic solutions of hydrothermal uranium deposits 21

Dunayev V.A.

- Precambrian gold of the Kursk magnetic anomaly (KMA) ... 27

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Izotov L.A., Goroshko M.V.

- South-Sinegorsk depression of Primorye: geological structure and development 33

Krol L.A., Gurari F.G., Larichev A.I., Lapteva E.Yu., Fomichev A.S., Medvedev N.Ya., Kos I.M., Potryasov A.A., Skachek G.K.

- Structure of Bazhenov suite of latitudinal Priobye by geophysical logging 41

Chibrikova E.V., Olli V.A.

- Vanyashkin suite — illegitimate straton 48

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Voloshina Z.M., Karzhavin V.K.

- Thermodynamic conditions and fluid regime of regionally metamorphosed sedimentary-volcanogenic strata of the Pechenga structural zone 53

GEOLOGY AND GEOPHYSICS OF THE WORLD OCEAN

Lastochkin A.N., Leichenkov G.L., Popov S.V., Grishin V.Yu.

- Geological structure of subglacial bed of ice sheet covering the Princess Elizabeth Land (Eastern Antarctic Continent) by geomorphological data 58

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Udoratin V.V., Yugova N.N.

- Modern earthquakes within the north-eastern part of the East European platform 63

DISCUSSIONS

Alexeyevsky K.M.

- Neomobilism — a naked king's clothes? 71

- In memory of Leonid Franzevich Narkelyun 73

BRIEF COMMUNICATIONS

Vlasov G.M.

- Indicators of deep (mantle) abiogenic origin of oil 74

Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu.

- Geology on the threshold of a new paradigm 76

- 80th anniversary of Viktor Semenovich Surkov 86

- 70th anniversary of Valery Stepanovich Staroseltsev 87