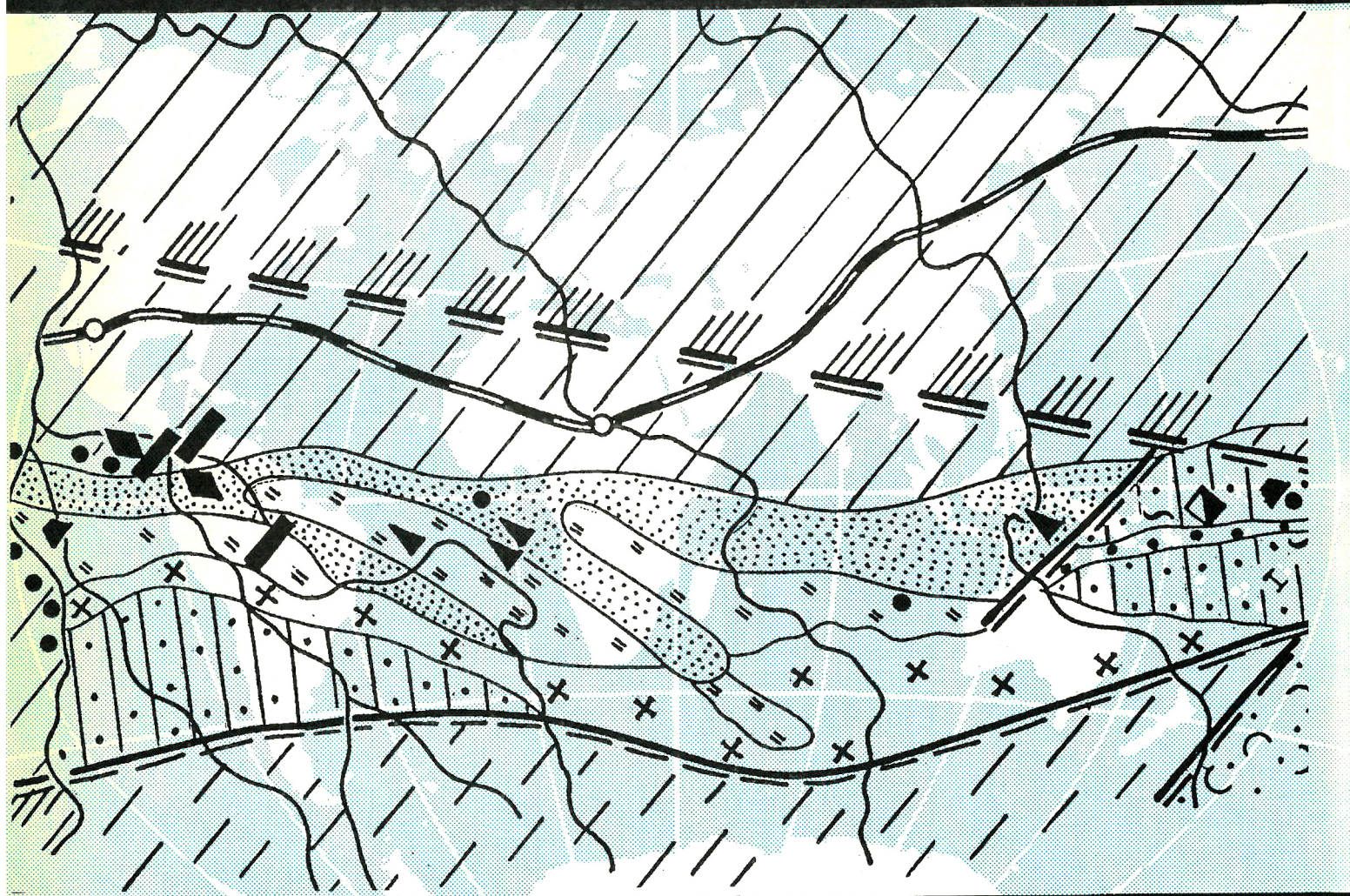


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



2/1999

ИДЕИ И ПРОЕКТЫ ВЕКА.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСТИ ПРИСАЯНЬЯ

ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статей не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Печатаются текст и таблицы через два интервала, на одной стороне листа, поля оставляются с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. Представляются в редакцию два экземпляра статьи. Текст необходимо представлять в виде файла на дискете в формате текстовых редакторов MS DOS (Leksicon, MS Word 4—6 или ASCII) или WinWord 6—7 с распечаткой на принтере в двух экземплярах по правилам машинописного текста. По окончании работ дискеты возвращаются автору.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в редакцию на кальке, ватмане, в виде фотокопии (только на глянцевой бумаге) или графических файлов (форматы — Corel Draw, TIFF, PCX) на дискетах с распечаткой на бумаге. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстрационного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции возвращаются автору.

3. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы.

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

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

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

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

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/1999

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора), *В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев, Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян* (зам. главного редактора), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак*

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Г. С. Вартамян* (председатель редсовета), *Н. Н. Ведерников, И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, В. А. Ярмолук*

МОСКВА

ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА	3	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ		<i>Андреев С.И., Миллер Ю.В.</i>	
<i>Карпузов А.Ф., Морозов А.Ф., Чочия Г.Л., Маслов А.Ф., Цыганов В.А.</i>		Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса	46
Информационно-аналитическая система «Государственная геологическая карта России»	4	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ		<i>Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Ю.-И.</i>	
<i>Абукова Л.А., Карцев А.А.</i>		Русско-норвежские исследования ледникового периода Арктики	51
Флюидные системы осадочных нефтегазоносных бассейнов	11	<i>Мавричев В.Г., Молодцов И.В.</i>	
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		Радиометрические аномалии над месторождениями нефти и газа	59
<i>Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А.</i>		ДИСКУССИИ	
Высококалийные мантийные породы Урикско-Туманшетской мобильной зоны и проблемы алмазности Присаянья	16	<i>Боднар З.Я.</i>	
<i>Худяков Б.П.</i>		О необходимости теоретического исследования версии о расширении Земли	64
Состав и строение продольных тектонических зон урановых месторождений Рудных гор	23	РЕЦЕНЗИИ	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА		<i>Ельянова Е.А.</i>	
<i>Уфимцев Г.Ф.</i>		Состояние проблемы колчеданообразования	68
Тектонический рельеф Евразии	28	<i>Федорчук В.П.</i>	
ИДЕИ И ПРОЕКТЫ ВЕКА		Научно-методическое обеспечение нового этапа региональных геологических исследований	71
<i>Вартанян Г.С.</i>		80-летие Вениамина Андреевича Евстрахина	74
Региональная система геодинамического мониторинга в проблеме устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира	37	60-летие Анатолия Константиновича Соколовского	75
		К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ	
		К 100-летию Каныша Имантаевича Сатпаева	76
		О чем писал наш журнал	77

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

Сдано в набор 15.11.98. Подписано в печать 08.02.99. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

В преддверии тридцать третьей годовщины учреждения в нашей стране профессионального праздника Дня геолога уместно привлечь внимание авторов и читателей нашего журнала к роли геологии и природных ресурсов в реализации выдвинутой ООН концепции сбалансированного (устойчивого) развития мировой цивилизации.

Оценивая исходную ситуацию и возможности реализации упомянутой концепции, У.Кордани — экс-президент Международного союза геологических наук на открытии XXIX Международного геологического конгресса (1992 г.) отмечал, что в связи с ростом народонаселения некоторые невозобновляемые ресурсы приближаются к исчерпанию, возрастает загрязнение окружающей среды, и мы по-прежнему далеки от идеализированных условий сбалансированного развития как равной основы для всего человечества. Из этих общих условий У.Кордани оценивал роль геологии «в нашем общем будущем».

В 1997 г. к этой же проблеме обратился другой экс-президент Международного союза геологических наук У.Файф, показавший ведущую роль системы наук о Земле в реализации идеи сбалансированного развития человечества в XXI в. и необходимость достижения равновесия в системе экология — экономика. У.Файф оценил современную ситуацию в сфере природопользования как кризисную, в первую очередь, для будущих поколений, и определил главные задачи в сфере наук о Земле, которые необходимо решить для реализации идеи сбалансированного развития:

высокоточное трехмерное геологическое картирование, опирающееся на сверхглубокое бурение и глубинные геотраверсы и обеспечивающее точную датировку прошлых и текущих событий в развитии геологических структур;

устойчивое и экологически чистое энергосбережение в условиях исчерпания запасов нефти и газа и возрастания роли угля в энергетических балансах многих стран с соответствующим увеличением загрязнения среды обитания; создание новых технологий утилизации углей, расширение доли возобновляемых источников энергии, в первую очередь, геотермальной и ветровой;

устойчивое и надежное (по качеству и количеству) водообеспечение на основе разумного управления водными ресурсами; выявление факторов многолетних колебаний уровня морей и океанов для заблаговременных профилактических мер во всех хозяйственных и технологических сферах;

широкое использование достижений геохимии и минералогии в агротехнике для оптимизации продуктивности почвенного покрова;

прогрессивные технологии добычи и переработки минерального сырья, позволяющие сократить масштабы накопления пустых пород на поверхности Земли; утилизация техногенных скоплений бедного минерального сырья и продуктов его переработки;

изучение и прогноз глобальных «геофлюктуаций», сопровождающихся катастрофическими воздействиями на социальную сферу и всю среду обитания человечества.

За последние 20—25 лет отечественной геологической службой была создана серия разработок, имеющих мировое значение и опередивших время в силу невозможности полной реализации, и в первую очередь, по экономическим причинам. Такие разработки и частично реализованные программы, отраженные в той или иной степени на страницах нашего журнала, во многом близки к выделенным У.Файфом. Особого внимания заслуживают:

исследования недр Земли сверхглубокими скважинами и трансектами глубинного геофизического зондирования;
мониторинг состояния верхних частей земной коры по скважинам — геолобораториям (геообсерваториям);
комплексная информационная система космос — воздух — земля — скважина;
использование энергии «сухих горячих пород» с одновременным извлечением полезных компонентов рециклинговыми системами скважина — скважина (полигон Тырныауз);

утилизация тепловой энергии слабо разогретых рассолов в чехле Русской платформы;
исследования воздействия лунной приливной волны, возникающей в осадочных образованиях Западно-Сибирской плиты, на эффективность сейсмо- и нефтегазоразведки, а также нефтедобычи;

изучение и промышленное освоение энергетических ресурсов термальных вод Камчатки;
создание и реализация системы воспроизводства ресурсов Кавказских минеральных вод;
разработка и реализация системы прогноз — поиски — оценка рудных месторождений и внедрение прогрессивных технологий геологоразведочных работ;

открытие гидрогеодеформационного (ГГД) эффекта, создание теории ГГД-поля Земли и разработка технологий прогноза катастрофических (землетрясения) и периодических (изменения уровня вод Каспия и Арала) глобальных событий.

Перечисленные разработки лежат в основе сотрудничества между отечественной и американской геологическими службами, начавшегося в 1989 г., в т.ч. и по суперпрограмме «Глобальные изменения», разработанной в США в начале 80-х годов. Как данная суперпрограмма, так и частные отечественные программы были реализованы далеко не в полной мере. На современном этапе ряд подобных разработок отвечает общемировым приоритетам в плане реализации идеи сбалансированного развития человечества в интересах будущих поколений.

Требования реализации принципов сбалансированного развития в условиях интенсивной глобализации минерально-сырьевых ресурсов побудили канадское правительство в 1996 г. разработать «Политику правительства Канады в области минерального сырья и металлов». В документе отмечается, что правительство Канады придает большое значение разработке критериев устойчивости, необходимых для решения экологических, экономических и социальных задач. Особая роль отводится науке и технике (НИТ), для развития которых правительством определены следующие стратегические направления:

создание всеобъемлющей геологической информационной инфраструктуры;

поддержка устойчивой горнодобывающей промышленности с помощью использования НИТ для стимулирования технологических нововведений в области добычи полезных ископаемых, а также для безопасного и эффективного использования минерального сырья и металлов;

совершенствование мер, направленных на охрану здоровья и обеспечение безопасности канадцев; повышение конкурентоспособности канадской горнодобывающей промышленности; получение более совершенной продукции из минерального сырья и металлов.

Главные элементы в подходе канадского правительства — концепция оценки степени риска, концепция управления риском и применение принципа безопасного использования. Правительство подчеркивает большую важность двустороннего и регионального сотрудничества и обязуется развивать техническое сотрудничество, основанное на фундаментальных знаниях о минералах и металлах, которыми располагает Канада, опыте, накопленном канадскими специалистами, и канадских технологиях, отвечающих мировым стандартам.

На рубеже веков особую актуальность приобретают проблемы обеспечения цивилизации минерально-сырьевыми ресурсами. Геологическая служба США возобновила исследования по оценке доступности запасов ведущих полезных ископаемых, ранее выполнявшиеся Горным Бюро США. В нашей стране головные институты МПР РФ — ВИМС и ЦНИГРИ в конце 1998 г. провели конференции, посвященные анализу состояния и долгосрочным перспективам использования и развития отечественных минерально-сырьевых баз стратегических, критических, валютных и дефицитных полезных ископаемых. Материалы этих конференций свидетельствуют о необходимости формирования соответствующих федеральных минерально-сырьевых программ на ближнюю и дальнюю перспективу, что отражено в постановлении коллегии МПР РФ, проведенной в октябре 1998 г.

С нашей точки зрения, масштабные отечественные программы, как выполнявшиеся ранее, так и реализуемые в последние годы, в преддверии 300-летия геологической службы страны необходимо широко освещать в профессиональной печати и средствах массовой информации. Поэтому журнал «Отечественная геология» открывает новую рубрику «Идеи и проекты века» и приглашает к сотрудничеству соответствующие творческие коллективы и организации. Подобные публикации, с нашей точки зрения, могут обеспечить приоритет отечественной науки, сохранность и преемственность творческого наследия, демонстрацию возможного вклада России в будущие международные проекты.

В данном номере журнала публикуется статья Г.С.Вартаняна о гидрогеодеформационном поле Земли и технологии возможного прогнозирования землетрясений в качестве одного из возможных проектов будущего века. По нашему мнению, эти разработки имеют и более широкое приложение в рамках глобальных международных проектов с реализацией на межконтинентальных полигонах.

А.И.Кривцов

Геологическое картирование

УДК 550.8:528

© Коллектив авторов, 1999

Информационно-аналитическая система «Государственная геологическая карта России»

А.Ф.КАРПУЗОВ, А.Ф.МОРОЗОВ (МПР России), Г.Л.ЧОЧИЯ, А.Ф.МАСЛОВ (ДИС ВЗГ), В.А.ЦЫГАНОВ (Аэрогеофизика)

В российской геологической школе региональному геологическому картографированию всегда отводилась роль главного направления, ведущего научный анализ и синтез всех геологических данных в познании строения Земли, истории ее развития, оценке прогнозно-металлогенического потенциала полезных ископаемых в интересах народного хозяйства. В последние годы резко возросла роль геологических карт, которые позволяют систематизировать огромный по разнообразию и объему фактический материал, обеспечивают возможность его многоцелевой оценки под различные задачи. Только в главном геологическом архиве страны — Росгеолфонде в каталоге хранится более 600 тысяч единиц различных геологических материалов, непременным атрибутом которых являются карты геологического содержания.

Насчитывается более 100 видов геологических карт [2]. Особое место в этом ряду занимают карты, имеющие статус государственных. К таким картам относятся комплекты Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 (Госгеолкарта-1000) и 1:200 000 (Госгеолкарта-200).

В последнее пятилетие геологическое картирование переживает настоящий информационный бум. Начало этому буму в нашей стране положило создание на базе ГлавНИВЦ Государственного банка цифровой геологической информации (ГБЦГИ) и организационной структуры, которая объединила сеть региональных

(РИКЦ) и специализированных информационных компьютерных центров (СпецИКЦ). Создание данной структуры, базировавшейся на единой методической и технологической платформе, позволило в кратчайшие сроки заложить основы единой информационной системы недропользования — необходимого элемента цивилизованного и высокотехнологичного рынка геологической информации в России. Появление мощных компьютерных технологий на базе географических информационных систем (ГИС) дало возможность не только преодолеть ряд ограничений традиционной картографии, но и обозначить некоторые проблемы. Переход на новые типы картографической продукции (цифровые растровые и векторные карты, электронные атласы и т.д.) потребовал использования компьютерных технологий при геолого-съемочных работах, что значительно расширяло рамки ГБЦГИ. Создание подобной системы, как составной части единой информационной системы недропользования, обеспечило бы управление и практическую реализацию всех важнейших функций регионального изучения и геолого-съемочных работ для решения задач в сфере рационального недропользования и воспроизводства минерально-сырьевой базы России, и расширило функциональные возможности ГБЦГИ.

С 1995 г. специалистами Департамента информационных систем АООТ «ВНИИЗарубежгеология»

(ДИС ВЗГ) и Управления региональных работ РОС-КОМНЕДРА разрабатываются основные концептуальные схемы создания и развития Информационно-аналитической системы «Государственная геологическая карта России» (ИАС «Госгеолкарта»). В рамках конкретных ГИС-проектов отрабатывались отдельные узлы и технические решения. В настоящей работе делается попытка проанализировать весь накопленный материал и основные принципы построения, функционирования ИАС «Государственная геологическая карта России».

Прежде чем перейти к изложению принципов построения ИАС «Госгеолкарта», необходимо остановиться на основных терминах и понятиях, которыми мы будем пользоваться при раскрытии материала.

Под *информационно-аналитическими системами (ИАС)* мы понимаем совокупность конкретных знаний, методов исследований, алгоритмов обработки данных, программно-технических средств, объединенных через иерархический изолированный ряд общих и частных объектов изучения в единую управляемую систему, имеющей на входе геолого-экономические задачи, информационные ресурсы, алгоритмы обработки и математический аппарат, а на выходе конкретные данные в виде оперативных электронных карт геологического содержания, характеризующих особенности геологии, современное состояние минерально-сырьевой базы (МСБ) и т.д.

Электронной картой называется особый вид картографической продукции, произведенной на базе компьютерных ГИС-технологий и визуализированной на экране дисплея и различных видах выводных устройств (принтерах, плоттерах и т.д.).

Под *первичными базами данных* следует понимать совокупность геологической информации, полученной с использованием инструментальных средств в полевых или лабораторных условиях, особым образом структурированную и управляемую с помощью программных средств.

Качество ИАС — потенциальная способность системы к адаптации новых данных и новых задач.

Надежность ИАС и ее элементов — способность системы сохранять качество независимо от использования, объемов обрабатываемой информации в условиях постоянного развития и обновления программно-технического комплекса.

Задачи и принципы построения ИАС «Госгеолкарта». *Целевое назначение* информационно-аналитической системы «Государственная геологическая карта России» (ИАС «Госгеолкарта») — *геологическое*

обеспечение оперативного и перспективного планирования, учета и контроля недропользования по всей территории РФ для осуществления единой научно обоснованной государственной политики в области государственного геологического изучения с целью удовлетворения потребностей страны в минеральных ресурсах, воспроизводства МСБ, а также решения других задач, связанных с изучением, управлением и использованием государственного фонда недр.

По замыслу авторов, ИАС «Госгеолкарта» призвана обеспечить решение следующих задач, стоящих перед геологической службой России:

сопровождение государственного геологического картирования и мониторинга геологической среды территории страны;

выявление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, прогнозную оценку перспективных регионов (площадей, структур);

создание и непрерывное общее и целевое обновление единой для РФ *государственной геологической карты* в масштабах 1:1 000 000—1:200 000 с необходимым уровнем детализации;

информационное обеспечение, направленное на государственное регулирование и межотраслевую координацию работ по геологическому изучению и управлению государственным фондом недр;

оперативное ведение дежурных государственных карт геологического содержания (геологическая, прогнозно-минералогическая, гидрогеологическая, ценности недр и т.д.) масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 в реальном режиме времени для принятия управленческих решений при проведении инвестиционной политики в сфере природопользования и др.;

федеральный учет и прогноз минерально-сырьевой базы, горного производства, выхода и продаж сырьевой продукции в различных геолого-экономических ситуациях, оценку направлений, целесообразность и последствия воздействия на состояние МСБ различных управленческих (на уровне государственной политики) решений;

малотиражное электронное издание карт геологического содержания и другой геологической продукции.

Для решения названных задач ИАС «Госгеолкарта», должна включать: *расширяющиеся электронные базы фактических геологических данных* по основным видам первичной геологической информации; *единый для РФ комплект специализированной негеологической информации*, используемой для составления карт геологического содержания (карты рельефа

1. Соотношение между масштабом карты и детальностью расчленения объекта

Масштабный ряд геологических карт	Шкала	Стратиграфические подразделения							
	Общая	Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Ярус	Зона	Раздел	Звено
	Местная	Комплекс	Серия	Подсерия	Свита		Подсвита	Пачка	Слой
1:20 000 000		+	+	+		+			
1:10 000 000—1:7 000 000		+	+	+		+			
1:5 000 000—1:2 500 000		+	+	+		+			
1:1 000 000*—1:500 000		+	+	+	+	+			
1:200 000*—1:100 000				+	+	+			
1:50 000—1:25 000				+	+	+	+	+	+
1:10 000—1:2000				+	+	+	+	+	+

* Базовые масштабы (здесь и в табл. 2)

2. Иерархия масштабов и соподчиненность минерагенических подразделений на цифровых картах полезных ископаемых ИАС «Госгеолкарта»

Масштабный ряд прогнозно-минерагенических карт	Минерагенические подразделения							
	Провинция	Субпровинция (область)	Рудный район	Рудная зона (узел)	Рудное поле	Месторождение	Рудопроявление	Точки минерализации
1:20 000 000	+	+				+		
1:10 000 000—1:7 000 000	+	+	+			+		
1:5 000 000—1:2 500 000	+	+	+	+		+		
1:1000 000*—1:500 000			+	+	+	+		
1:200 000*—1:100 000				+	+	+	+	+
1:50 000—1:25 000					+	+	+	+
1:10 000—1:2000						+	+	+
Площадь, км ²	> 10 ⁵	$n \cdot 10^4$ —10 ⁵	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10$	$n \cdot 1$	$n \cdot 0,1$	$< n \cdot 0,1$
В поперечнике, км	> 300	100—300	30—40	10—20	3—5	1—2	< 0,3	< 0,3
Глубина энергетического центра, км	> 120	100—120	50—60	20—25	10—15	5—10	2—3	< 2

местности, аэро- и космодетектирование и др.); авторские и редактированные (увязанные) макеты комплектов Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200; основные знания (алгоритмы) перехода от карт фактического материала и специализированных негеологических данных к первичным геологическим картам (с оценкой надежности получаемых результатов) в виде программ, интерактивных экспертных систем и пр.

Методологическими предпосылками в области упорядочения геологической информации при создании ИАС должны стать вещество и возраст геологических объектов. Исходя из этого основного постулата, можно сформулировать и важнейшие принципы организации и управления ИАС «Госгеолкарта»:

системности, когда система строится как единое целое по типу электронных атласов в виде своеобразной масштабной «матрешки»;

изоморфности геологических карт, когда каждому объекту в ИАС соответствует элемент картографического изображения, который и телескопируется по всему масштабному ряду системы;

абстрагирования (генерирования), предполагающий исключение отдельных характеристик или объекта в целом при переходе от крупных масштабов к мелким и наоборот (свертка и развертка геологической информации);

целесообразности, когда ИАС проектируется под решение как оперативных, так и стратегических задач;

комплексности ИАС, который предполагает логичность построения и внутреннее единство проектируемой картографической базы данных. Проблема ком-

плексности и взаимоувязанности электронных карт связана и с проблемой базовых карт. Во всех случаях в качестве базовых карт должны выступать топографические, геологические и карты полезных ископаемых, а на их основе — уже тематические и производные;

унаследованности и достаточной целесообразности — определяет рамочную структуру будущей ИАС. Традиционное и электронное картографирование имеет тенденции к сохранению основных параметров своих систем до момента, пока они не вступают в противоречия друг с другом. Основой базовых геологических карт всегда выступал временной, стратиграфический подход. Вероятно, он должен сохраниться и в электронной картографии. И здесь вопрос вопросов — соотношение общей и местной стратиграфических шкал. Их увязка возможна только через серийные легенды к ГК-200, когда одно из картируемых стратиграфических подразделений является общим (переходным) для двух масштабов Госгеолкарт. Серийные легенды ГК-200 и базы данных, использованные для их составления, служат основой для создания межсерийных (межзональных) корреляционных схем, на основании которых будут создаваться серийные легенды к ГК-1000 третьего поколения;

этапности — подразумевает создание ИАС в несколько этапов. Каждый новый этап обеспечивает эффективность функционирования ранее созданных блоков ИАС.

В свете изложенного может быть дано предварительное определение ИАС «Госгеолкарта» — *откры-*

3. Иерархия поисково-минерагенических объектов в действующей структуре геологоразведочных работ

Действующая стадийность ГРП	Региональное геологическое изучение территории России					
	Региональные геолого-геофизические исследования				Геолого-съёмочные работы	
Масштаб	1:20 000 000	1:10 000 000—1:7 000 000	1:5 000 000—1:2 500 000	1:500 000	1:200 000—1:100 000	1:50 000
Оценочные показатели результативности	Потенциальные ресурсы				P ₃	P ₃ —P ₂
Виды	Научно-тематические		ГГС-1000		ГДП-200	ГС-50
Иерархия поисково-минерагенических объектов	Минерагеническая провинция (субпровинция), область		Рудный район, узел, поле, месторождение		Рудный узел, поле, месторождение	Рудное поле, месторождение, проявление

тая непрерывно развивающаяся многоуровневая система на базе геологических и необходимых негеологических данных, объединенная с разветвленной системой гибридного человеко-машинного интеллекта, реализованная на конкретных программно-технических средствах, которые позволяют оперативно получать необходимые для решения задач государственного управления недропользованием виды общих и специализированных карт геологического содержания.

Создание отраслевой ИАС «Госгеолкарта» способно обеспечить информационное наполнение геолого-съемочных работ и управление региональным геологическим картированием, закладывая основу нового качества карт геологического содержания и нового типа картографической продукции — электронных карт.

Проблема иерархии и структурирования информации масштабного ряда государственных геологических карт в идеологии ИАС. В практике регионального картирования между масштабом карты и детальностью расчленения объекта картографирования существуют определенные соотношения (табл. 1).

Эта классификация, апробированная длительным опытом практического использования, закреплена в существующей нормативной базе [6,7] и должна быть адаптирована для базового масштабного ряда цифровых геологических карт разрабатываемой ИАС «Госгеолкарта». Систематика всех геологических тел заключается в их группировке по определенному принципу, который позволяет выделить оптимальный таксон для объединения геологических тел и расположение их в иерархической соподчиненности. Одной из важных задач систематики (классификации) является выделение элементарности и делимости тел, что дает возможность разложить сложные объекты на более простые и собрать более сложные из простых, выдерживая условия их соподчиненности. Естественно, что критерии элементарности (возраст образований, их состав и т.д.), по которым выделяются объекты, могут быть разнообразны. Система должна уметь классифицировать геологические тела (картографические объекты) по различным свойствам, соблюдая их соподчиненность. Признаки, не входящие в состав компонентов, могут быть вспомогательными, учитывающимися при характеристике объектов.

При конструировании инфологической модели ИАС «Госгеолкарта» использовался показ элементарности основных компонентов. Для создания возрастного (стратиграфического) блока геологической

системы в качестве стратиграфического таксона был выбран ярус. Ярус составляет элементарную часть классификации. С одной стороны, ярус соблюдает принцип стратиграфической элементарности и делимости, позволяя собрать и отобразить более простые объекты (зоны, подсвиты и т.д.) на картах масштаба 1:50 000 и крупнее. С другой, ярус выступает в качестве элементарной ячейки при конструировании сложных объектов (система, эратема и т.д.) на картах масштаба 1:1 000 000 и мельче.

Аналогичные проблемы возникают и для цифровых прогнозно-минерогенических карт и карт полезных ископаемых, где также отсутствует увязка таксонов минерогенического районирования с масштабами карт и размером картографируемых объектов. Вся совокупность картографируемых поисковых объектов: минерогеническая провинция — субпровинция (область) — рудный район — рудная зона (узел) — рудное поле — проявление образуют единый иерархический ряд промежуточных поисковых объектов [1], которые отражены на картах минерогенического содержания вне зависимости от масштабов. В качестве единственного конечного объекта выступает минимально рентабельное месторождение. По аналогии с геологическими цифровыми картами на минерогенических картах вне зависимости от их масштаба необходимо показывать отвечающие ему промежуточные поисково-минерогенические объекты и конечный объект — месторождение (табл. 2). Иерархия поисково-минерогенических объектов и их место в действующей стадийности геологоразведочных работ даны в табл. 3.

В рамках ИАС необходимо отражать на мониторах и оперативно тиражировать на выводных устройствах с минимальными искажениями геологическую информацию от самых крупных до самых мелких масштабов.

Первое и самое очевидное решение проблемы (по аналогии с традиционным геологическим картированием) — держать в банке данных цифровые карты на все указанные масштабы. В данном случае речь идет об электронном хранилище цифровых карт (некий электронный Росгеолфонд). Именно в этой идеологии и создается подразделением ГлавНИВЦ Государственный банк цифровой геологической информации (ГБЦГИ). Такой путь требует огромных ресурсов электронной памяти, значительных затрат времени на его создание и редактирование неизбежных нестыковок информации как по масштабному ряду, так и между

номенклатурными листами одного масштаба.

ИАС «Госгеолкарта» призвана обеспечить преемственность и стыковку цифровых геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, принятых в качестве базовых карт, для создания на их основе производных синтетических карт различных масштабов и типа по ретроспектив-



Рис. 1. Схема иерархии масштабов в ИАС «Госгеолкарта»

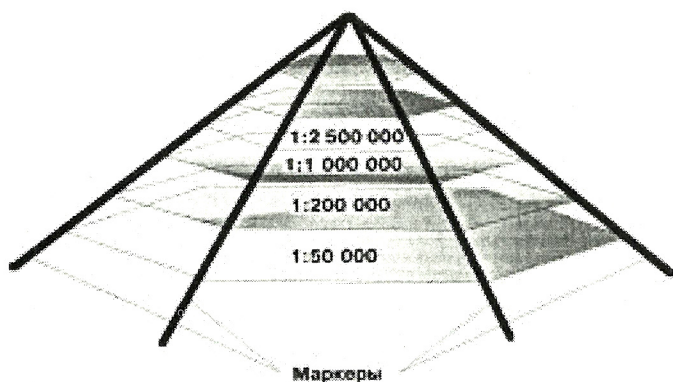


Рис. 2. Пример генерационной пирамиды масштабной иерархии геологических карт

ным данным в оперативном режиме доступа [5].

Цифровые геологические карты масштаба 1:1 000 000 и крупнее можно держать в Картографическом банке данных (КБД) в поперечно-цилиндрической проекции Гаусса—Крюгера или даже в прямоугольной системе координат (искажения по расстояниям, площадям и углам малы) и проводить по ним достаточно точные измерения и построения, включая наложение полигонов, выделение буферных зон и т.д.

Для цифровых геологических карт меньших масштабов необходимо трансформировать (уменьшить) исходные карты в соответствующую для данной территории проекцию с минимальными искажениями и «собрать» в соответствии с номенклатурой листов в сводную карту. Для карт масштаба 1:1 500 000 и мельче такой исходной картой будет служить Госгеолкарта-1000. Так, например, наибольший масштаб карты, на которой территории бывшего СССР можно изобразить как единое целое с минимальными искажениями, составляет 1:2 500 000 в конической равнопромежуточной (или равноугольной) проекции. При этом нагрузку на вновь полученной карте можно оставить соответствующей исходным миллионным картам (можно и генерализовать), но точность всех измерений будет соответствовать топографической точности карты 1:2 500 000 (т.е. 0,1 масштаба $\approx 2,5$ км). Таким же образом создаются все производные цифровые геологические карты масштаба мельче 1:1 000 000. Выбор проекции и масштаба для мелкомасштабных карт диктуется, преимущественно, размерами и местоположением соответствующей территории (будь то отдельный регион, страна, континент или мир в целом). Для цифровых геологических карт масштаба 1:100 000 и крупнее необходимо трансформировать (увеличить) исходные листы Госгеолкарты-200, которая в этом случае для них выступает как базовая.

Схематически иерархию масштабов в технологии предлагаемой геологической ИАС можно представить следующим образом (рис. 1).

В предложенной схеме обзорный уровень показан для наглядного единовременного отображения всех как подготовленных, так и планируемых проектов.

Хранение базовой информации целесообразно вести по методике «сквозных масштабов» [5], когда единожды введенный в базу объект картографирования можно проследить по всему масштабному ряду от 1:50 000 до 1:2 500 000. Такой подход позволит иметь базовую информацию в масштабе Госгеолкарты-200 и проводить генерацию и сборку геологической карты любого масштаба и тематической нагруз-

ки (например, от карты развития магматических тел масштаба 1:50 000 до карты магматических формаций масштаба 1:1 500 000 и т.д.). Главная сложность в данном варианте будет связана с четким структурированием и сшивкой между собой серийных легенд к геологическим картам масштаба 1:200 000. Через механизм межсерийных (или межзональных) схем корреляции необходимо выделять стратиграфические подразделения — маркеры в общей стратиграфической шкале, увязав их с местной шкалой. Эти маркеры могут быть прослежены на максимально возможный блок листов Госгеолкарты-200 и телескопированы по всему масштабному ряду. В идеологии «сквозных масштабов» прослеживается тенденция сочетания возможностей компьютерной технологии по формализации и генерации карт на базовых тематических слоях в ГИС с профессионализмом геологов по определению степени генерализации первичной информации из атрибутивной и фактографической базы данных пакета геологической информации масштаба 1:200 000 и их формализации. Так, например, имея отдельный пакет цифровых геологических карт масштаба 1:200 000, увязанных между собой по слоевой внутренней структуре, серийную легенду к Госгеолкарте-200 и базу первичных геологических данных, можно собрать новую цифровую карту масштаба 1:500 000. Геоинформационная система позволяет собирать карты любого масштаба, опираясь на достоверную информацию, четко соблюдая требования к масштабному ряду и единству топографической основы.

В идеале в картографической БД нужно хранить исходную информацию как можно более крупного масштаба, однако на схеме (рис. 2) представлен некий оптимальный предел — масштаб 1:50 000. Вместе с тем, исходя из реальной ситуации, складывающейся в отрасли, и учитывая, что при создании геологической ИАС на первом месте стоит показатель «цена / производительность», наполнение БД цифровыми картами будет производиться только из комплектов Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200. По мере развития системы и наполнения первичных баз данных результатами геолого-съёмочных работ базовый масштаб будет неуклонно укрупняться.

Для создания действующего прототипа ИАС «Госгеолкарта» были выбраны геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа М-(53) 54 (Хабаровск) и серия цифровых геологических карт масштаба 1:200 000, расположенных в пределах данного листа. Лист Госгеолкарты-1000 был оцифрован и собран в среде Arc/Info-Arc/View 2, а листы Госгеолкарты-200 взяты из фондов ГБЦГИ и сформированы в той же среде. Файловая структура листов (под Arc/View 2) отображает группу однотипных объектов. Госгеолкарта-1000 была встроена в общую для всех миллионных листов координатную сетку, а Госгеолкарта-200 — в координатную сетку 1:200 000. Базовый топографический слой (гидрография, высотные отметки и т.д.) был взят с цифровой топоосновы американского производства, соответствующей по полноте и точности масштабу 1:1 000 000, и актуализирован по Госгеолкарте-1000 данного листа. Атрибутивная база к листу построена на основе единой системы кодирования геологических объектов, начиная с карт масштаба 1:200 000. Система кодов разработана по возрасту и составу пород и для нее были написаны приложения (программы), позволяющие собирать любые цифровые геологические карты в автоматическом режиме по задаваемым маркерам. При

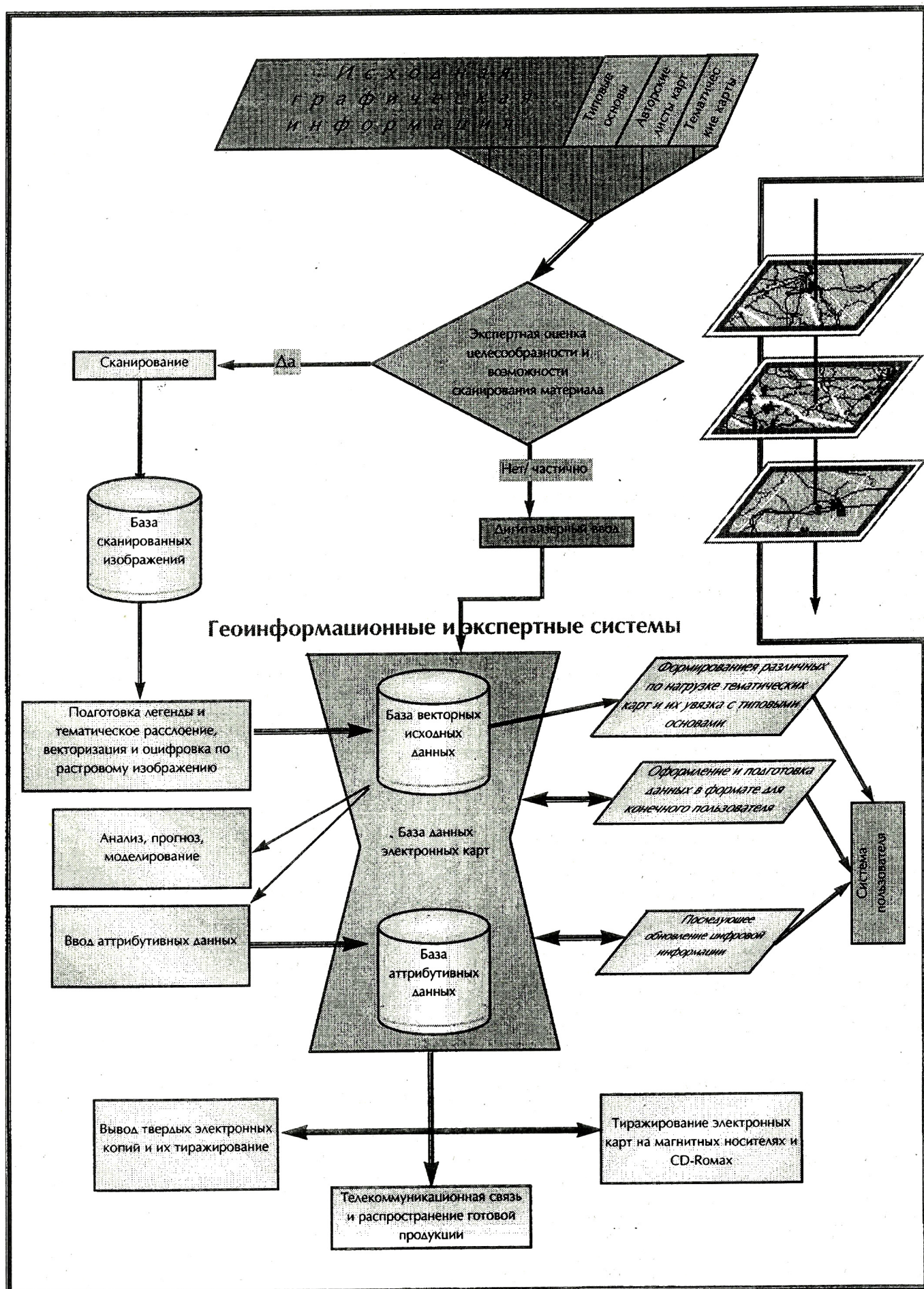


Рис. 4. Принципиальная технологическая схема создания ИАС «Госгеолкарта»

наличии взаимоувязанных серийных легенд Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200 данная программа позволит генерировать геологические карты различной степени детальности и масштаба по возрасту, составу пород или другим признакам на основе единого векторного материала.

Другая сторона проблемы — нарезка государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (второе издание новой серии). Использование полуторной и даже двойной разграфки листов топокарты приводит к большим погрешностям и нестыковкам листов Госгеолкарты-1000. По сути, информация, наносимая за пределами шестиградусных зон Гаусса—Крюгера, заведомо и сознательно искажается. При этом характер искажений нерегулярен и зависит от положения конкретного геологического листа в колонке номенклатурных топографических листов. Далее, при генерации мелкомасштабных карт под конкретные проекты такие ошибки возрастают непрогнозируемо. В связи с этим при создании ИАС «Госгеолкарта» предполагается провести нарезку геологических карт масштаба 1:1 000 000 в соответствии с нарезкой топографических листов того же масштаба.

Методические подходы создания ИАС «Госгеолкарта». Очевидно, что создание полномасштабной, развитой ИАС «Госгеолкарта» за короткий срок невозможно. Ее конструирование должно быть неразрывно связано с используемыми в подразделениях ГБЦГИ и базовых геолого-съемочных предприятиях МПР компьютерными технологиями.

Построение ИАС должно базироваться на методических подходах географо-информационных систем [4] и теории надежности [8].

Создание и управление базами первичных геологических данных (БД) регламентируется стандартами представления первичных данных, технологией их наполнения и лексическим банком, поддерживающим ввод и поиск первичных данных (СпецИКЦ РГ, Санкт-Петербург). Стандарты содержат: информационную модель БД; определение в виде HELP-описаний 3000 признаков, входящих в структуру модели; словарь признаков, составляющих подмножество геологического информационно-поискового языка (ИПЯ); семантическое описание. Стандарты ориентированы на построение БД с привязкой всех данных к точкам геологических наблюдений (карте фактического материала) и обеспечивают форматизованный и семантически однородный ввод-наполнение первичных данных. Наполнение БД может производиться на основе системы АДК (Спец ИКЦ РГ, Санкт-Петербург) или электронных таблиц (Байкал РИКЦ, г.Иркутск). Технология использования Стандартов — гибкий инструмент, позволяющий строить различные по составу БД, которые являются неотъемлемой частью конечного информационного продукта — Госгеолкарты. При построении геологических карт на основе первичного материала и площадных дистанционных данных требуется значительная работа по расслоению карт, их анализу, составлению легенды, увязке с БД, построению карт-гипотез и их визуализация. Этот процесс регламентируется большим пакетом отраслевых инструктивных документов [3, 6, 7]. Для решения этого блока задач активно используются программные пакеты отечественных разработчиков, сочетающих свойства экспертных и географо-информационных систем (ГИЭС), такие как ПАРК, ИНТЕГРО, ГЕОРАН. Переход от первичных карт к построению тематических и прогнозно-интерпретационных пока еще

регламентируется очень слабо, а выбор компьютерных технологий диктуется, прежде всего, объемом поставленных задач, составом технической базы, квалификацией исполнителей. При построении данных видов карт используется несколько методологических подходов, главными из которых выступают имиджевый и логико-семантический [9]. Первый подход реализуется в ГИС технологиях, таких как ARC/INFO, ArcView, MapInfo, WinGis, Geograph. Второй предполагает использование ГИЭС технологий (ПАРК, ИНТЕГРО) с привлечением прикладных пакетов по обработке специализированной информации геохимического, геофизического характера, материалов космических съемок и т.д. Завершающим этапом такой работы является получение прогнозной информации нового качества, которая концентрированно графически отражена на картах и в легендах к ним. Создание ИАС Госгеолкарта предполагает комбинированный подход с использованием ГИС и ГИЭС технологий в единой технологической схеме (рис. 3).

Наименее разработаны сегодня задачи по переходу между однотипными картами различных масштабов и построению сводных легенд к ним. Все ГИС и ГИЭС имеют модули, позволяющие масштабировать любые однотипные карты. При этом сохраняется вся информация трансформируемой карты. Главные проблемы, требующие разрешения — это автоматизированная перестройка легенды базовых карт, свертка и развертка исходной геологической информации при переходе из масштаба в масштаб (снятие избыточной и внесение дополнительной информации).

Создание ИАС «Госгеолкарта» будет возможно только при условии, что все используемые подходы будут увязаны в один технологический проект, включающий разработку разветвленной системы конверторов, приложений и рабочих модулей. Такой подход позволит, не навязывая пользователям конкретный программный пакет, предложить вариант решения в жестко структурируемых рамках ИАС на принципах геоконструктора.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть главные положения настоящей статьи.

1. ИАС «Госгеолкарта» России задумывается как составной элемент действующей Единой информационной системы недропользования России, которая в перспективе должна составить ядро информационной системы недропользования.

2. ИАС «Госгеолкарта» интегрируется в систему ГБЦГИ, решая в ней блок прогнозно-аналитических задач, связанных с созданием Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200 нового поколения, а также для оперативного управления процессом регионального изучения территории России.

3. Реализация идеологии «сквозных масштабов» открывает широкие возможности в создании любых тематических карт геологического содержания, сводных легенд, взаимоувязке разномасштабных геологических данных.

4. ИАС «Госгеолкарта» позволит оперативно контролировать процессы воспроизводства МСБ, прогнозировать динамику и отслеживать тенденции инвестиционной деятельности в сфере недропользования.

5. В настоящее время созданы все необходимые условия для разработки ИАС «Госгеолкарта» как составной части единой информационной системы недропользования МПР России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В. Поиски твердых полезных ископаемых — М.: Недра, 1975.
2. Бурде А.И. и др. Основы мелкомасштабного геологического картографирования — С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1995.
3. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 — М.: Недра, 1995.
4. Карпузов А.Ф., Костяков В.С., Морозов А.Ф., Ротфельд И.С. Геологическое картирование, цифровые базы данных и компьютерные технологии — составные звенья единой информационной системы недропользования России // ГИС-Ассоциация, Информационный бюллетень. №2(9). 1997. С. 60—62.
5. Карпузов А.Ф., Чочия Г.Л., Маслов А.Ф. Проблемы иерархии и структурирования информации масштабного ряда Государственных геологических карт в идеологии ГИС // Тез. докл. 4-й Всероссийской школы-семинара «Компьютерные технологии в геокартировании». Новокузнецк, 1997.
6. Петрографический кодекс. — С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1995.
7. Стратиграфический кодекс. — С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1992.
8. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем — М.: Недра, 1994.
9. Цыганов В.А. Целевые аэрогеофизические геолого-исследовательские технологии // Минеральные ресурсы России. Спец. вып. 1997. С. 14—19.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 556.3:553.98

© Л.А.Абукова, А.А.Карцев, 1999

Флюидные системы осадочных нефтегазоносных бассейнов

Л.А.АБУКОВА (Институт проблем нефти и газа РАН), А.А.КАРЦЕВ (ГАНГ им. И.М.Губкина)

На современном уровне изучения осадочных нефтегазоносных бассейнов (НГБ) правильно рассматривать углеводороды (УВ) и подземные воды как целостную флюидную систему, представляющую собой единство УВ и литосферных водных растворов вместе с вмещающими их пластами и трещинными зонами, характеризующихся взаимообусловленным поведением в процессах формирования, сохранения и разрушения залежей полезных ископаемых.

По причинам и механизму передвижения флюидов в осадочном чехле НГБ можно выделить три основных типа флюидных систем геосферы — инфильтрационный, элизионный и геодинамический (рис. 1). Поскольку процесс перераспределения давления в водонапорных комплексах идет продолжительное время и нередко неравномерно, в морфологически едином бассейне возможно наличие различных типов ФС. Более того, возможно проявление на одной и той же территории сразу двух типов ФС, хотя более общим случаем на суше является смена с глубиной флюидных систем в последовательности: инфильтрационная — элизионная — геодинамическая (рис. 2). Последняя изучена и описана менее других, поэтому в данном случае она будет рассмотрена более детально.

В инфильтрационных флюидных системах (ИФС) основная масса флюидов сформирована за счет атмосферных и поверхностных вод, профильтровавшихся в коллекторы. Движение флюидов обусловлено пластовым давлением, которое в большинстве случаев равно гидростатическому (см. рис. 1, а). Его можно вычислить по данным гидрогеологического опробования с помощью формулы Силина — Бекчурин и ее модификаций. В ИФС гидрогеологический режим бывает как напорным, так и безнапорным. Основная форма энергии — потенциальная энергия жидкости в поле силы тяжести [22], главная причина массопереноса — неравномерность в формировании гидростатического давления (напора), или, другими словами, возникновение градиентов гидростатического давления, что обусловлено главным образом разницей гипсометрического положения различных частей НГБ, механизм передвижения флюидов сводится к проникновению их вниз по разрезу [12 и др.].

Для ИФС характерно развитие гидродинамической

и гидрохимической зональности в больших масштабах, часто в масштабах НГБ в целом. ИФС широко представлены в верхних этажах НГБ (особенно древних), например, на восточном блоке Западно-Сибирского НГБ (пассивная окраина континентальной плиты). Часто в самых верхних частях бассейнов формируются ИФС, имеющие наиболее тесные связи с грунтовыми водами. Такие ИФС иногда называются грунтовыми. С глубиной в пределах осадочных НГБ значение инфильтрационных ФС становится ничтожным.

В элизионных флюидных системах (ЭФС) преобладает эксфильтрационный тип водообмена, движение УВ и подземных вод контролируется пластовым давлением, которое может быть равно гидростатическому, но иногда превышает его: в этих случаях формируется супергидростатическое давление, которое, по общим геологическим соображениям и результатам скважинных замеров, благодаря континуальным свойствам, может быть спрогнозировано довольно точно. Напор создается при выжимании (элизии) вод из уплотняющихся осадков и пород в коллектора и частично при уплотнении самих коллекторов с выжиманием вод из одних их частей в другие, а также при термической дегидратации минералов, деструкции органического вещества (см. рис. 1, б).

Основная форма энергии — потенциальная энергия упругой деформации жидкости, накапливающейся в коллекторах в результате уплотнения отложений и выжимания из них водных растворов [12]. Причина движения в ЭФС — неравномерность (по скорости и объему) интенсивности отжатия вод в различных участках НГБ, что в свою очередь контролирует разницу потенциальной энергии упругой деформации.

Такие системы приурочены к прогибающимся участкам земной коры, выполненным осадочными образованиями. В подобных системах сообщения с земной поверхностью совсем нет или оно имеется только в зонах разгрузки. Миграция флюидов, как правило, происходит из более погруженных частей бассейнов в приподнятые (т.е. вверх по восстанию пластов).

ЭФС наиболее широко развиты в пределах молодых осадочных НГБ, как правило, в их погруженных частях, например, в пределах юрских отложений Мургабской

впадины Амударьинской НГБ, меловых отложений Терско-Каспийского прогиба Восточно-Предкавказского НГБ и т.д. [12].

Для элизионных ФС характерны зависимости флюидодинамической зональности от тектоники (и прежде всего разломной тектоники) и химической зональности от литофациальной обстановки, поэтому в пределах единой НГБ может формироваться несколько ФС. По Амударьинскому (Каракумскому) НГБ ранее нами методами аналогового и математического моделирования гидрогеологических условий мезозойских (нижнемеловых и верхнеюрских) отложений были выделены отдельные ФГС для крупных отрицательных структур (Предкопетдагский прогиб, Мургабская и Амударьинские впадины), показано, что для глубин, где возрожденные воды активного участия в формировании обще-

го баланса подземных вод не принимают, химический состав подземных вод почти полностью зависит от исходного состава вод бассейна осадконакопления (т.е. от литофациальных условий), температуры и давления [1].

Как правило, ЭФС развиты на глубинах, где флюидомещающие отложения находятся на средних стадиях нефтегазообразования, поэтому тепловой режим здесь, наряду с давлением, играет важную роль в функционировании системы. На больших же глубинах, где свойства разнофациальных пород сближаются, роль этого фактора заключается главным образом в сохранности или разрушении скоплений УВ [7]. Отметим, что по мере углубления осадочного чехла уменьшаются геотермические градиенты, возрастает степень «вещественной» однородности флюидных систем. Большее

значение для их функционирования на термобарическом континуальном фоне приобретают иные энергетические источники [11 и др.], но они ответственны за функционирование уже другого типа флюидных систем.

Геодинамические флюидные системы (ГФС) чаще всего формируются в рифтовых зонах [22]. В ГФС напор вод создается в результате геодинамического давления.

Подчеркнуть разницу между ЭФС, контролируемой геостатическим давлением, и ГФС, контролируемой геодинамическим давлением, можно, используя сравнения, приведенные П.Ф.Шапом и Н.А.Куриленко. По их мнению (со ссылкой на О.А.Одекова), «на горные породы воздействуют два основных вида внешних сил: а) геостатическое давление (давление вышележащей толщи), б) геотектоническое напряжение (вертикальные и горизонтальные силы растяжения и сжатия). И если геостатическое давление для определенного комплекса пород довольно инертно во времени (медленно возрастает по мере погружения или понижения в ре-

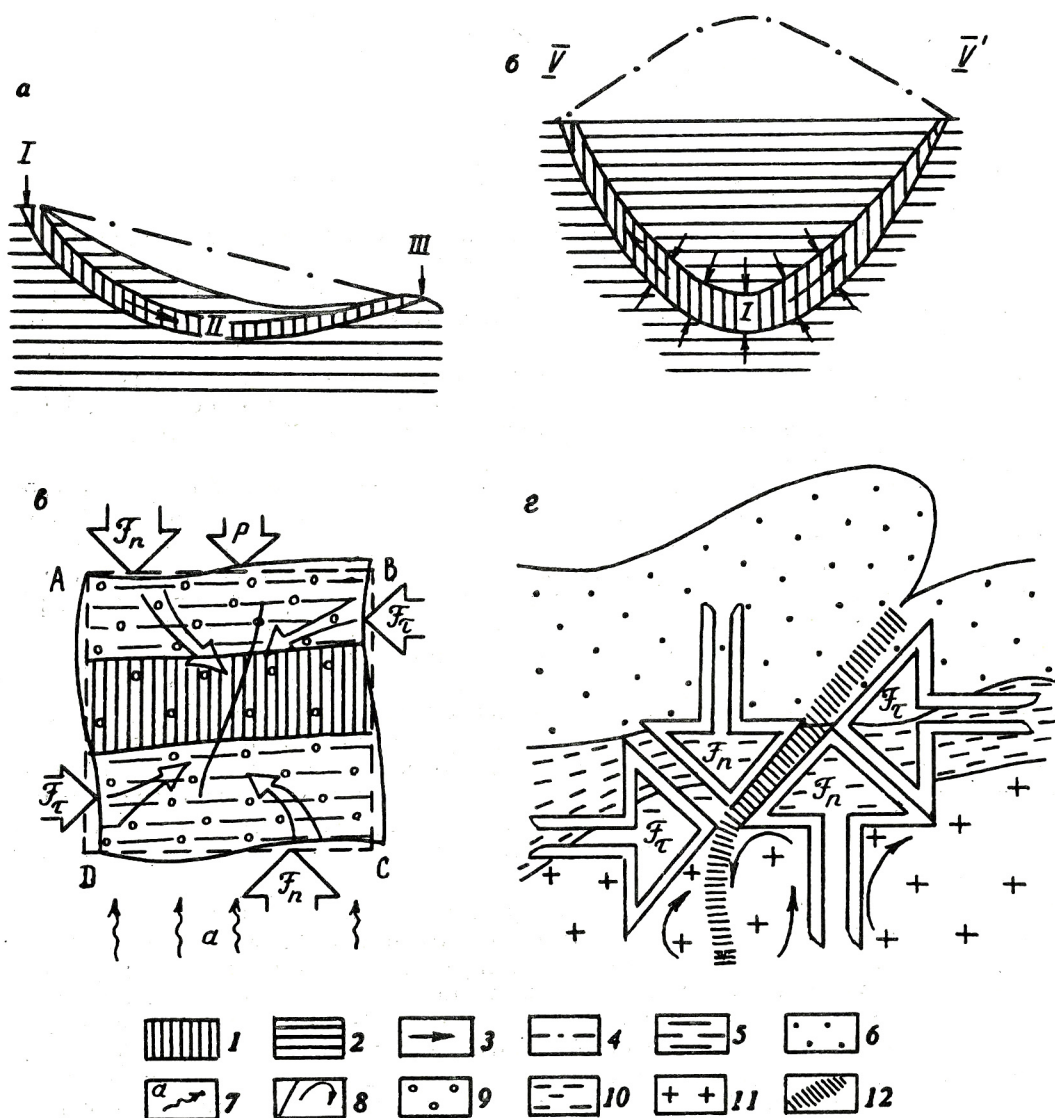


Рис. 1. Схемы возникновения напоров подземных вод и УВ для различных ФС, по работам [9, 19, 24] с изменениями и дополнениями.

типы ФС: а — инфильтрационные, б — элизионные, в — геодинамические в условиях тектонической стабилизации, г — то же, тектонической активности; области: I — питания, II — напора и стока, III — разгрузки, IV — питания и напора, V и VI — соответственно открытой и скрытой разгрузки; 1 — коллекторы; 2 — водоупоры; 3 — направление движения вод; 4 — пьезометрический уровень; 5 — глины; 6 — песчаники; 7 — тепловой поток; 8 — разрывные нарушения и направление миграции подземных вод и УВ; 9 — рассеянное органическое вещество; 10 — флюидонасыщенные породы; 11 — породы фундамента; 12 — пьезометрический уровень; F_n и F_t — нормальные и тангенциальные геодинамические напряжения; P — геостатическое давление; ABCD — границы блока нефтегазоматеринских пород при напряженном состоянии

зультате подъема и денудации пород), то вертикальные и горизонтальные силы растяжения и сжатия действуют совместно и одновременно, хотя и независимо друг от друга, т.е. составляют неизменно более подвижную систему» [24, с. 36].

В отличие от ИФС пластовое давление здесь не равно гидростатическому и не контролируется, как в ЭФС, масштабами элизии свободных, рыхло- и прочносвязанных вод под действием геостатической нагрузки. По своей природе геодинамическое давление намного сложнее. Оно формируется как суперпозиция периодических и непериодических разночастотных колебаний и, как правило, сочетает как вертикальную, так и тангенциальную составляющие (см. рис. 1, в, г).

Геодинамическое давление и образованное им поле геодинамических напряжений наименее изучены. То, каким образом волновые процессы порождают силовые напряжения в пластовых системах, позволяет лучше понять опыты В.М.Сбоева, исследующего микросейсмические процессы, которые возникают в массивах горных пород при техногенном воздействии. Он показал принципиальную возможность переходов в напряженном массиве горных пород энергии упругой деформации в высокочастотные колебания. В.М.Сбоев отметил, что в «добротных» ненарушенных целиках, способных накапливать значительное количество потенциальной энергии от действия геостатического давления, при ударном воздействии провоцируются квазирезонансные микросейсмические колебания со зна-

чительными амплитудами, превышающими в 2—3 раза таковые провоцирующих колебаний. В этих опытах важно установление не только факта возникновения высокочастотных квазирезонансных явлений (рис. 3), но и того обстоятельства, что при этом не происходит разрушения добротных целиков.

Другими словами, в природной геологической среде геодинамическое сжатие приводит к повышению потенциальной энергии упругой деформации, а та, в свою очередь, — к возникновению микросейсмического шума; наложение же на систему дополнительных (любых и сколь угодно малых) волновых воздействий инициирует перевод части энергии деформации в высокочастотную энергию при сохранении целостности исходной геологической структуры.

Повышению напряжения в породе, возможно, способствует эффект Кайзера — высокочастотное излучение из-за роста напряжения и микродеформаций в зернах породы. В итоге возникает локальное повышение пластового давления, которое изменит эффективное напряжение, что характерно для сейсмических процессов [8].

Высокочастотные эффекты влекут за собой флюидодинамические и гидрохимические явления нелинейного характера. «Известны случаи, — пишет О.Л. Кузнецов, — когда внезапно, без видимой причины на поверхности Земли, как правило, в окрестных разломных зонах в течение приблизительно месяца изливаются обильные водные источники... интер-

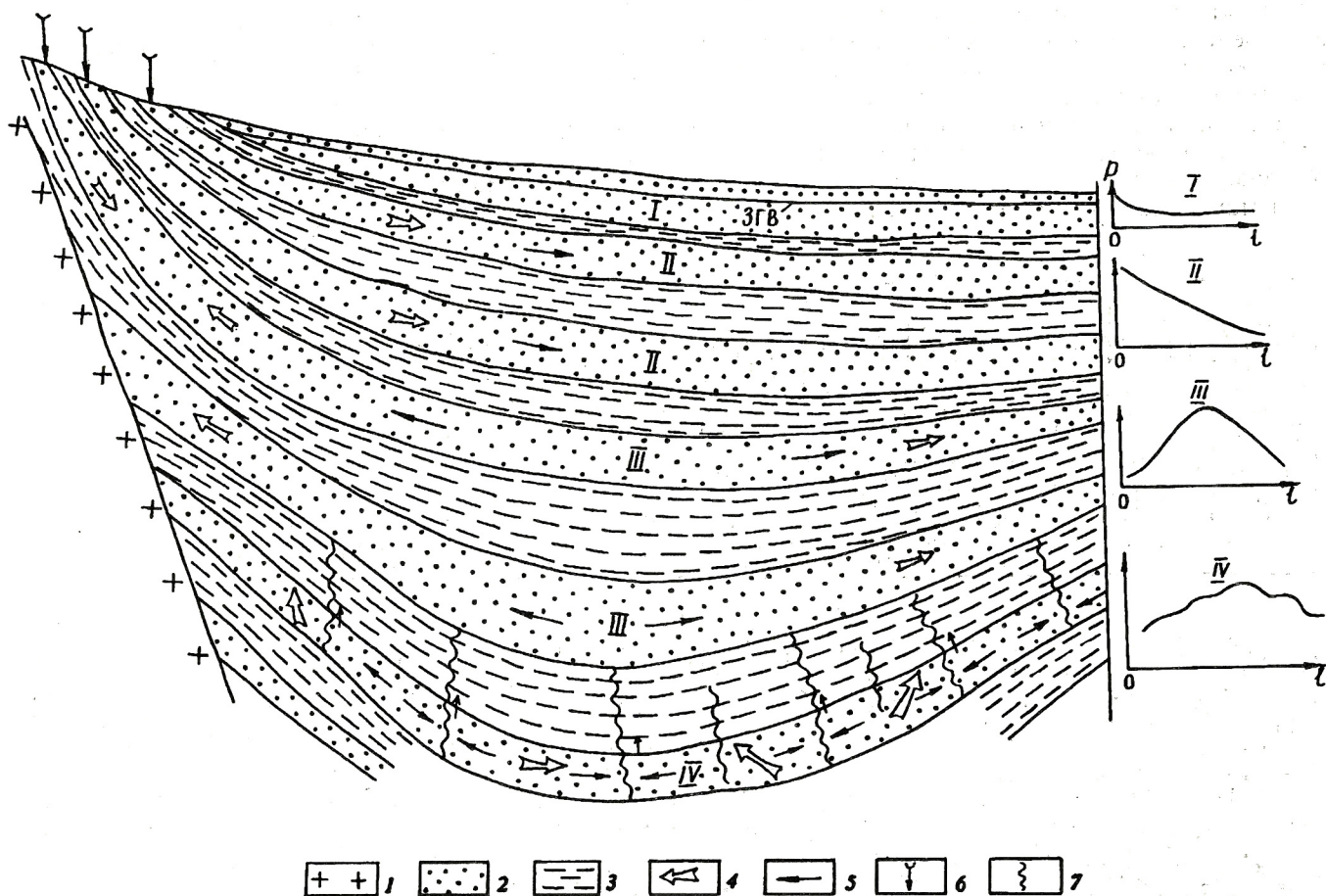


Рис. 2. Схема зональности флюидных систем НГБ, по работе [12] с изменениями и дополнениями.

1 — кристаллический массив; толщи: 2 — флюидонасыщенные, 3 — флюидоупорные; направления движения: 4 — подземных вод, 5 — углеводородов; 6 — инфильтрация метеогенных вод; 7 — трещиноватость; зоны преимущественного распространения и эпюры распределения давления флюидных систем: I — грунтовой, II — инфильтрационной, III — элизионной, IV — геодинамической; ЗГВ — зеркало грунтовых вод

претировать это как результат выхода на поверхность кинематической волны» [15, с. 63].

Многочисленны данные о гидрогеодинамических и гидрохимических эффектах, наблюдаемых при землетрясениях. Так, повышенное геодинамическое давление отмечается в областях интенсивной складчатости и повышенной сейсмичности. При этом отношение пластового давления к гидростатическому составляет 1,8—2, иногда и больше. Подобные явления отмечены, например, в Таджикско-Афганском, Предкарпатском НГБ.

По данным Д.Е. Осики, величины гидродинамических эффектов, наблюдаемых при землетрясениях, превышают фон иногда на два порядка. Это значит, что между отдельными точками водоносного горизонта на какое-то время гидравлические градиенты могут достигать величин порядка десятых долей против наблюдаемых в статическом состоянии величин — тысячных и десятитысячных долей. Это явление важно учитывать при характеристике форм массопереноса в эксфильтрационных системах. Гидравлические градиенты, наблюдаемые в этих системах в статических условиях, по имеющимся данным, нередко ниже необходимых для достижения начальных градиентов, что препятствует фильтрации и тем самым сильно снижает скорость массопереноса. В геодинамических же системах дело может обстоять иначе. Так, фильтрация растворов может, по-видимому, обеспечить значительные скорости и объемы массопереноса, в т. ч. и миграции УВ.

Надо иметь в виду, что, как следует из работ Д.Е.Осики, гидрогеодинамические эффекты имеют место не только в связи с сильными, но и средней силы землетрясениями и наблюдаются на расстояниях до многих сотен километров от их эпицентров.

Есть данные о том, что в условиях всестороннего сжатия сдвиговые деформации на несколько порядков ускоряют течение химических реакций [7].

Опытами и натурными экспериментами В.М.Сбо-

ева показаны взаимопереходы микросейсмического фона и энергии упругих деформаций в целиках горных пород. В реальных условиях ситуация намного сложнее. Поскольку всем известным геофизическим полям (гравитационному, электромагнитному, акустическому) соответствует определенный спектр собственных (и техногенных) частот, геодинамическое давление формируется как суммарный результат тех напряжений, которые возникают в литосфере при одновременном воздействии гравитационного, электромагнитного и акустического полей Земли.

Высвобождение запасенной горными породами различных видов энергии (акустическая эмиссия, электромагнитное излучение, сейсмическая вибрация, ударная) обуславливает флуктуацию различных параметров системы горные породы — органическое вещество — флюиды, в т. ч. и емкостно-фильтрационных [21 и др.].

Картина усложняется не только тем, что каждое из полей неравномерно по интенсивности [23], но и потому, что функционирование ГФС носит пульсационный характер, что отчасти связано с восприятием импульсных энергетических воздействий. Движение флюидов обеспечивается неравномерной плотностью интегрального разночастотного поля. При этом надо иметь в виду, что колебательные процессы в геологической среде бывают как периодическими, так и непериодическими.

Формирование скоплений УВ связано на больших глубинах с быстропротекающими геодинамическими процессами. Земная кора характеризуется неравномерным распределением напряжений, и в местах концентрации напряжений происходит разрушение минерального каркаса с новообразованием пустотного пространства и общим увеличением объема пород (дилатансия). Дилатансия сопровождается импульсным выделением энергии в виде поля напряжения. Волны напряжения перераспределяют энергию на значительные расстояния от источника возбуждения и формиру-

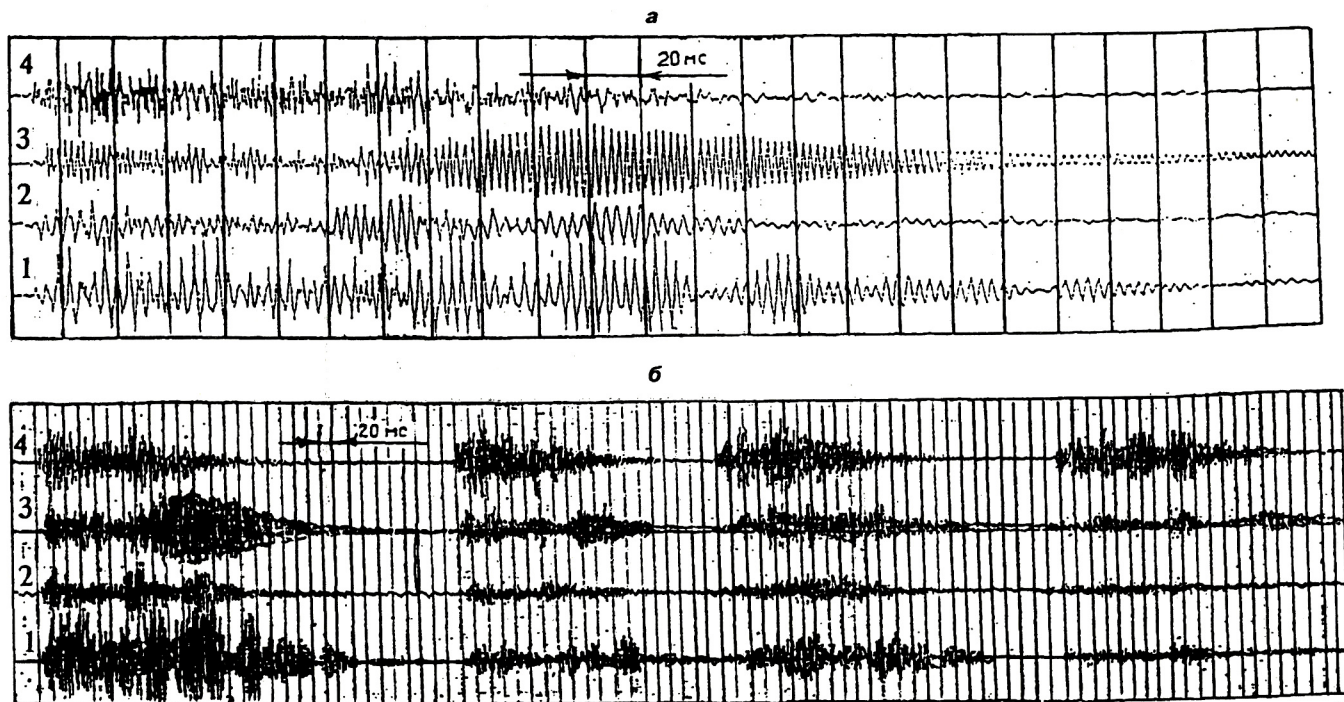


Рис. 3. Осциллограммы микросейсмоколебаний, возбужденных взрывом на целиках, по В.М.Сбоеву:

а — первым взрывом; б — серией из четырех взрывов; 1—4 — номера целиков горных пород

ют сложную систему радиальных и кольцевых трещин, при повторных актах импульсного высвобождения энергии трещинная система работает как природный насос по перекачке флюидов [14].

Особенностями геодинамического поля частично обусловлена способность к обособлению по гидрохимическому или гидродинамическому признаку (гидродинамические ловушки, линзы пресных вод в окружении минерализованных вод и наоборот) части фильтрационного потока (при сохранении сплошности последнего).

Наиболее изучен спектр сейсмических колебаний, который достаточно широк: от сотых долей секунды до нескольких часов, при частотах 0,05—100 Гц выделяется постоянный шум, названный микросейсмами (МС). МС с частотами выше 1 Гц существуют повсеместно и являются фундаментальным свойством земной коры [17]. Можно предполагать, что низкочастотный диапазон МС определяет континуальные свойства флюидных систем, высокочастотные эффекты, как отмечалось выше, влекут за собой флюидодинамические и гидрохимические явления нелинейного характера.

Надо различать устойчивые (стабильные) и неустойчивые во времени ГФС. Те и другие могут возникать как в тектонически спокойных (см. рис. 1, а), так и подвижных (см. рис. 1, б) частях НГБ.

Самоорганизация периодических волновых процессов приводит в течение геологического времени к формированию в пределах ГФС нефтегазоносных бассейнов устойчивых материально-энергетических систем автоволнового характера [1, 10, 15, 16 и др.].

Относительно устойчивые во времени (от одной крупной тектонической перестройки до другой) ГФС возникают в тектонически спокойных и пространственно выдержанных территориях в виде периодически упорядоченных структур, описание которых содержится в работах В.В.Пиотровского, М.А.Садовского, Р.И.Гришкяна, В.В.Богацкого, В.И.Витязя, С.И.Суханоса, Е.А.Лободы и многих других. В их работах развита идея о глобальной дискретизации геологического пространства Земли и ее влияния на размещение полезных ископаемых, в т.ч. нефти и газа [2, 5, 13, 18, 20 и др.].

В геологически же неоднородном, блочном, трещиноватом, напряженном массиве горных пород под действием геодинамического давления может происходить неоднократная перестройка структуры геологического пространства с разуплотнением и уплотнением, возможны локальные зоны резкого (до 50 %) всплеска частоты микросейсмических колебаний. В реальной геологической среде описанный механизм характерен для областей развития тектонических растяжений, где нередко возникают зоны с пластovým давлением ниже гидростатического (субгидростатические давления). Эти явления могут трактоваться как зафиксированный «мгновенный» временной срез сложной динамики процесса перераспределения геодинамического давления.

Такие условия, на наш взгляд, характерны для Долиновской зоны нефтегазоаккумуляции в триасовых отложениях, расположенной в Восточно-Предкавказском нефтегазоносном бассейне. В пределах этой зоны фиксируются термоаномалия, субгидростатические давления, а высокая газонасыщенность подземных вод может расцениваться как показатель высокой перспективности территории на нефть и газ.

Возникновение зон субгидростатических давлений (даже если они носят кратковременный характер)

может привести к созданию ФС особого, депрессионного типа. Такие системы были выделены Ю.И.Яковлевым и Р.Г. Семашевым в пределах Сибирской платформы. Механизм их образования заключается в частичном поглощении (засасывании) вод осадочного чехла в раздробленные породы разломных зон в верхней части фундамента платформы при отсутствии потока инфильтрационных вод вследствие наличия мощной криолитозоны. Подобные системы обнаружены и в Западной Сибири — в пределах рифтоподобного Колтогорского прогиба [22].

Предполагается [16], что между трещиноватым фундаментом и осадочными отложениями в момент разломообразования возникает состояние, аналогичное вакуумному, формой выхода из которого является электромагнитное поле высокого напряжения, способствующее активной миграции УВ из осадочных отложений в трещиноватый фундамент.

При такой физике процесса, скорее всего, надо ожидать формирования ФС вихревого (ревербераторного) типа, поскольку они в большей мере соответствуют траектории силовых полей электромагнитного поля. Возникновение вихревых ФС и их связь с электромагнитными полями ранее было по анализу расположения залежей УВ, аномалий соле-накопления отмечено на территории Чарджоуского, Бухарского и Гиссарского нефтегазоносных районов Амударьинского НГБ [6].

Возбуждение геодинамического поля достигается и вследствие неперидических энергетических возмущений. Разновидностью таковых являются подкоровые локальные возмущения (КПЛВ) [3]. Показано, что к КПЛВ приурочены морфоструктуры центрального типа и, что особенно важно (для понимания связи геологического и гидрогеологического режимов НГБ), — короткоживущие структуры деформации в подземной гидросфере — так называемые муаровые структуры гидрогеодинамического поля Земли, сформировавшегося под воздействием напряжений в литосфере [3, 4].

Таким образом, проявление геодинамического давления (и соответственно функционирование ФС) фиксируется как на локальном, так и региональном пространственных масштабах, за счет явлений многочастотного резонанса может обуславливать ярко выраженную нелинейность в проявлении свойств как флюидовмещающих пород (в частности, резкие скачки емкостно-фильтрационных свойств), так и самих флюидов (повышение миграционной и растворяющей способности). Геодинамическое давление не может быть вычислено или измерено непосредственно, о напряженности геодинамического поля можно судить по соотношению пластового и гидростатического давления, при этом часто наблюдается весьма мозаичное распределение этого параметра (см. рис. 2).

Из этого следуют два основных вывода. Первый касается крайней необходимости разработки новых подходов к анализу гидрогеологической, в частности флюидодинамической информации. Его результатом должны стать методы описания, прогноза и интерпретации нелинейных флюидодинамических и гидрохимических эффектов при изучении процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Второй вывод сводится к следующему: если точечная (полученная в результате гидрогеологического опробования скважин) информация может быть интерполирована для ИФС и ЭФС, то такой подход неприемлем для ГФС. Для объективного описания ГФС, с учетом их подвижности и нелинейности проявления свойств последней необходим гидрогеомониторинг (ГМ) НГБ. Динамика гидро-

динамических, гидрохимических и геотемпературных параметров должна быть положена в основу изучения различных типов флюидных систем (и прежде всего элизионных и геодинамических) и на этой основе осуществлена диагностика зон нефтегазоаккумуляции. Прогноз развития флюидных систем разных типов и их режима имеет большое значение для оценки ресурсов вод, условий их эксплуатации, для проектирования и разработки месторождений УВ на больших глубинах, а также при решении некоторых других задач. В частности, результаты ГМ могут лечь в основу районирования НГБ по степени гидрогеодинамической устойчивости, что позволит оценить масштабы и время релаксации техногенных воздействий на НГБ.

Логично предположить, что различные (газогидрохимические, термобарические, геохимические) параметры НГБ на больших глубинах могут быть аппроксимированы только в пределах отдельных ГФС, однако из-за неразработанности методов определения формы, площади и глубины их распространения именно ГМ позволит разработать критерии выделения ГФС как в осадочном чехле, так и фундаменте НГБ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А. Системно-геодинамический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. Автореферат дисс. на соиск. ... д.г.-м. н. Москва, 1993.
2. Богацкий В.В. Волновой механизм формирования рудолокализирующих структур магнетитовых месторождений Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1977. № 11. Т. XIX. С. 23—35.
3. Бороздин Э.В. Геодинамические воздействия на среду обитания // Современные проблемы изучения и сохранения биосферы. Т. 1. Свойства биосферы и ее внешние связи. С.-П., 1992. С. 258—269.
4. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. О механизмах движения подземных вод глубоких зон // Докл. 27 сессии МГК. Секция 16. Гидрогеология. М., 1984. С. 10—15.
5. Витязь В.И. Периодичность размещения геологических структур платформенных областей Сибири. — М.: Недра, 1982.
6. Гаврилюк М.Г., Сабитова Н.И. Отражение на карте пластики рельефа конвективных ячеек магнитных полей и месторождений полезных ископаемых // Метод пластики рельефа в тематическом картировании. Пушино, 1987. С. 126—128.
7. Григорьева Г.Ф., Потеряева В.В. Перераспределение генерируемых жидких и газообразных углеводородов в разнофациаль-

- ных толщах // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов М., 1988. С. 61—66.
8. Гуревич А.Е., Крайчик М.С., Батыгина Н.Б. и др. Давление пластовых флюидов. — Л.: Недра, 1987.
9. Дзюмундзвили В.Г., Жаров А.А., Чистотина Н.П. Химические превращения ароматических углеводородов в условиях высоких давлений в сочетании с деформацией сдвига // ДАН СССР. 1972. Т. 215. № 1. С. 127—130.
10. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. — М.: Наука, 1993.
11. Дудин Ю.Д. Физические основы миграции вещества в литосфере // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. М., 1993. С. 124—133.
12. Карцев А.А., Вагин С.Б., Шугрин В.П. Нефтегазовая гидрогеология. — М.: Недра, 1992.
13. Квет Р., Немец Н.В. Симметрия равноудаленных планетарных разрывных систем // Симметрия структур геологических тел. М.—Л., 1976. С. 8—9.
14. Коротков Б.С. Геодинамические факторы формирования и размещения залежей нефти и газа в глубоководных комплексах // Тектонические и палеогеоморфологические аспекты нефтегазоносности. Киев, 1996. С. 68—69.
15. Кузнецов О.Л., Симкин Э.А. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. — М.: Недра, 1990.
16. Кукуруза В.Д., Савченко В.И. Геоэлектрические аспекты формирования крупных скоплений углеводородов в трещиноватых зонах кристаллического фундамента и возможности их прогнозирования // Рифтогенез и нефтегазоносность. М., 1993. С. 178—184.
17. Линьков Е.М. Сейсмические явления. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1987.
18. Немец Н.В. Регулярность геологических структур — математическая геология — геодинамика // Внутренняя геодинамика: Тез. докл. к Всесоюз. сов. по внутр. геодинамике. Вып. 1. Общие вопросы внутренней геодинамики. Л., 1972. С. 28—29.
19. Одеков О.А. Явления совместного действия вертикальных и горизонтальных тектонических движений в земной коре. — Ашхабад: Ылым, 1981.
20. Пиотровский В.В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли // Земля во вселенной. М., 1964.
21. Соловьев Н.Н. Геодинамические проблемы миграции углеводородов // Тектонические и палеогеоморфологические аспекты нефтегазоносности. Киев, 1996. С. 152—153.
22. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / Под ред. А.А.Карцева. — М.: Недра, 1992.
23. Царев В.П. Влияние эндогенной энергии на возникновение и развитие биосферы // Современные проблемы изучения и сохранения биосферы. Т. 1. Свойства биосферы и ее внешние связи. М., 1992. С. 102—111.
24. Шпак П.Ф., Куриленко Н.А. Механизм первичной миграции углеводородов в зонах разгрузки геотектонических напряжений // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. М., 1988. С. 33—38.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 552.326 (571.5)

© А.П.Секерин, Ю.В.Меньшагин, В.А.Лашенов, 1999

Высококалиевые мантийные породы Урикско-Туманшетской мобильной зоны и проблемы алмазоносности Присаянья

А.П.СЕКЕРИН, Ю.В.МЕНЬШАГИН, В.А.ЛАЩЕНОВ (Институт земной коры СО РАН)

Повышенное внимание к высококалиевым магматическим породам как к наиболее глубинным образованиям и возможным источникам промышленных концентраций алмазов позволило в последнее время определить условия их формирования и выделить ряд провинций в различных регионах мира [12]. На территории России лампроиты и близкие им породы детально изучены и объединены в провинцию только на Алдане, в других регионах они охарактеризованы на уровне проявлений [13, 16, 21]. Полученные нами данные по глубинному магматизму юго-западной окраины Сибирской платформы (Иркутское Присаянье) дают основание для выделения здесь новой Присаянской про-

винции высококалиевых щелочных пород и лампроитов. Провинция объединяет серию разнообразных по составу полихронных мантийных магматитов повышенной калиевой щелочности, имеющих общий тектонический контроль.

В региональном структурном плане проявления глубинных магматитов повышенной щелочности локализованы в пределах Урикско-Туманшетской интракратонной мобильной зоны, заложившейся в раннем протерозое между Бирюсинской глыбой архея и кратоном Иркутского амфитеатра (рисунок). В геофизических полях Урикско-Туманшетская мобильная зона (УТМЗ) характеризуется отрицатель-

ным магнитным полем с наличием согласно ориентированных линейных аномалий, позволяющих в совокупности отчетливо выделять ее среди смежных структур.

В своем развитии УТМЗ прошла серию этапов. В

раннем протерозое она развивалась как геосинклиналь, в которой наряду с накоплением терригенных флишеидных толщ происходили излияния магм недифференцированных субшелочных (оливиновых) базальтов умеренно титанистого афирового типа с

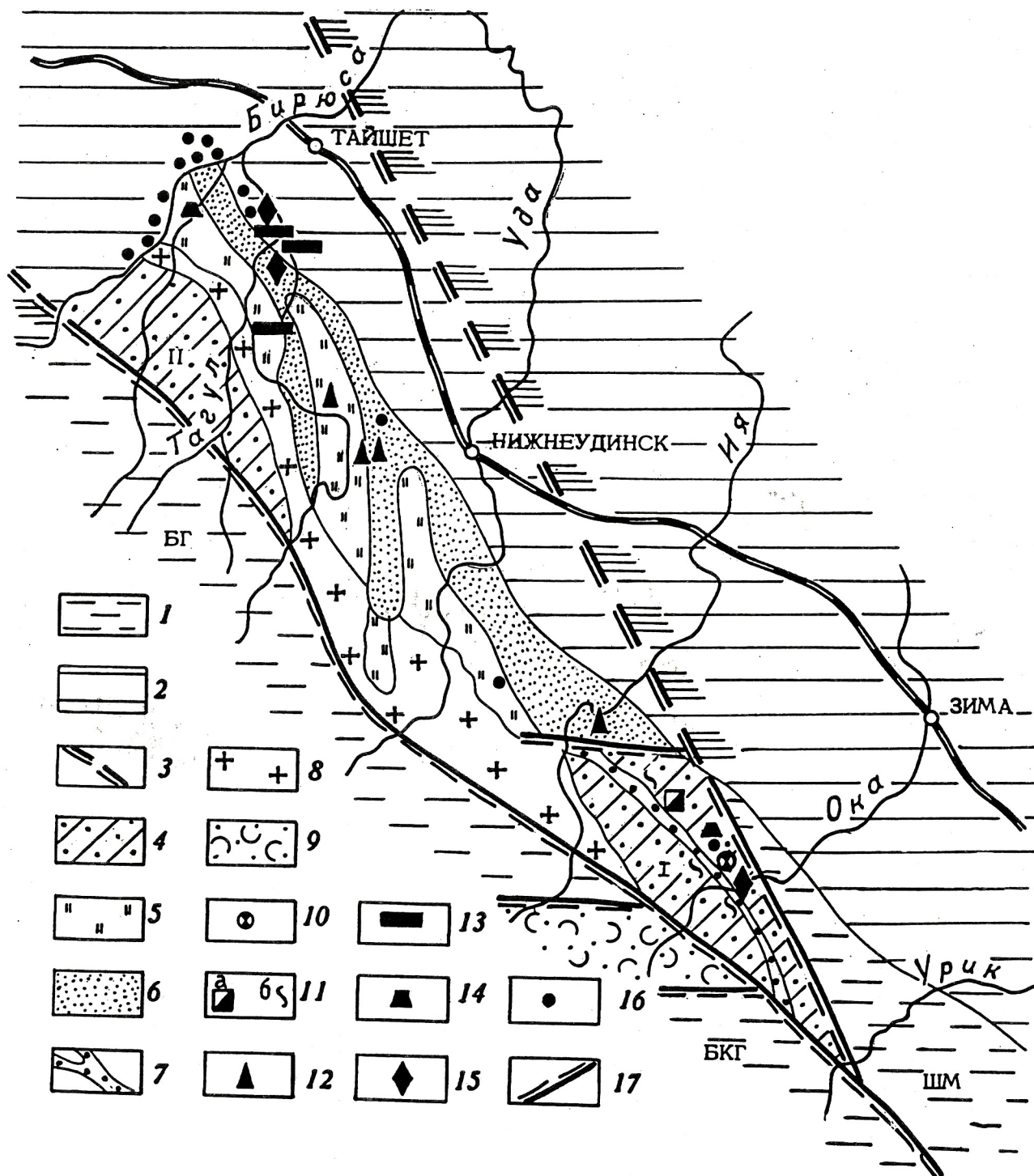


Схема размещения высококаллевых глубинных магматитов, находок алмазов и пиропов в пределах Урикско-Туманшетской интракратонной мобильной зоны:

1 — породы Сибирского кратона, выходящие на дневную поверхность, AR—PR₁ (БГ — Бирюсинская глыба, БКГ — Бельско-Китойская глыба, ШМ — Шарьжальгайский массив); 2 — осадочный чехол Сибирской платформы, С—J; Урикско-Туманшетская мобильная зона: 3 — предполагаемая северо-восточная граница под осадочным чехлом, 4 — грабены раннего протерозоя (I — Урикско-Ийский, II — Туманшетский), 5 — карагасская серия Присаянского прогиба, R₃, 6 — оселковая серия Присаянского прогиба, V, 7 — система грабен-синклиналей ермосохинской свиты, R₂₋₃; 8 — гранитогнейсовый вал (саянский комплекс, PR₁); 9 — отложения Хамсаринского синклинория, Е—С; 10 — алмазонаосные оливиновые лампроиты р. Ингаши; 11 — щелочные ультраосновные породы и карбонаты зиминского комплекса (а — массивы центрального типа, б — дайки и жилы); 12 — ультракалиевые трахиты; 13 — лампроитоподобные породы Туманшет-Бирюсинского междуречья; 14 — флогопитсодержащие пикриты; 15 — места находок алмазов; 16 — то же, пиропов; 17 — крупнейшие разломы

пониженной ролью толеитов и базальт-андезит-дацит-риолитов порфирового типа с антидромным характером развития [11]. Дайковые и силловые тела диабазов совместно с осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями в инверсионную стадию зонально метаморфизованы от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации, в андалузит-силлиманитовой фациальной серии; сматы в узкие изоклинальные складки, прорваны гранитами саянского комплекса. Последние слагают протяженный гранитогнейсовый вал, с завершающими фазами формирования которого связаны редкометалльные пегматиты, имеющие Rb-Sr изохронный возраст 2014,3+74,6 млн. лет [14].

В орогенный этап (ранний рифей — первая половина среднего рифея), отличающийся интенсивным проявлением разрывных и складчатых дислокаций, геосинклинальный прогиб был трансформирован в сложный построенный грабен-синклиорий, северо-западный и юго-восточный фланги которого известны как Туманшетский и Урикско-Ийский грабены. В центральной части УТМЗ во второй половине среднего и в позднем рифее (протоплатформенный этап) сформировался Присаянский прогиб, выполненный вулканогенно-карбонатно-терригенными формациями карагасской и оселковой серий.

С орогенным этапом в Урикско-Ийском и Туманшетском грабенах связано внедрение гипабиссальных дайковых тел пикрит-диабазовой формации (ангаульский комплекс), изохронный Rb-Sr возраст которых составляет 1640+100 млн. лет [7]. Несколько позднее в Урикско-Ийском грабене произошло формирование вулканодепрессионных структур с магматизмом бимодальной липарит-лейкобазальтовой формации (калбазыкский комплекс) [19]. В начале среднего рифея (1268+12 млн. лет, Rb-Sr изохронный возраст) сформировались жильные тела оливиновых лампроитов присаянского комплекса.

Протоплатформенный этап (конец среднего рифея — венд) в Урикско-Ийском грабене начался с формирования по Ерминско-Горхонской зоне разломов узких протяженных грабеновых проседаний, выполненных грубообломочными осадками ермосохинской свиты. Отложения свиты содержат обломки бази-

тов ангаульского и калбазыкского комплексов и, в свою очередь, прорваны малыми интрузиями и дайками тоналит-гранодиоритовой формации (игнокский комплекс). В этот же период произошло внедрение штокообразных массивов гранит-граносиенитовой формации (гуникский комплекс), которые распространены и в выступах дорифейского фундамента Присаянского прогиба. Судя по фактам прорывания пород ермосохинской свиты и данным калий-аргонового датирования, возраст пород этих формаций — вторая половина среднего рифея — начало позднего. Наиболее широко на этой стадии развития УТМЗ проявились гипабиссальные и субвулканические образования нерсинского комплекса базальт-долеритовой формации. Они в разных объемах распространены во всех структурах УТМЗ. Породы комплекса прорывают интрузивы тоналит-гранодиоритовой формации, отложения карагасской серии и перекрываются осадками оселковой серии. По данным геологической съемки ГГП «Иркутскгеология», калий-аргоновые датировки нерсинского комплекса составляют 1124—1192 и 740—887 млн. лет, что свидетельствует о его двухфазности. В составе карагасской серии Присаянского прогиба в этот период проявились щелочные вулканыты, по химизму соответствующие высококальциевым трахитам (шангулешский комплекс). По особенностям вещественного состава они близки санидиновым лампроитам Талахтахской диатремы Анабарского щита [18].

В венде в пределах Урикско-Ийского грабена сформировались массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса, радиологический возраст которого 543—728 млн. лет [2]. Дайковые и жильные тела пород этого комплекса, среди которых встречаются и высококальциевые разновидности, частично распространены и в Присаянском прогибе.

Начиная с кембрия, УТМЗ развивается в платформенном режиме. Магматические образования этого периода обнаружены пока лишь в пределах Присаянского прогиба. Это силловые, дайковые тела и диатремы лампроитоподобных базальтоидов, Rb-Sr изохронный возраст которых составляет 370+30 млн. лет [20], и пластовые интрузии траппов пермотриаса.

1. Средний химический состав высококальциевых магматитов Урикско-Туманшетской мобильной зоны Присаяния, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	43,91	41,73	40,77	41,53	58,39	49,84	30,93	33,60	27,95	28,42	41,55	40,17	43,18	41,83	40,31	53,90	44,28	46,64
TiO ₂	2,84	2,80	0,73	0,34	0,83	1,49	4,09	2,80	2,42	2,90	0,53	0,72	1,41	1,57	1,70	1,40	0,70	5,29
Al ₂ O ₃	5,00	4,08	4,53	7,56	17,52	13,90	6,93	6,95	2,12	5,40	14,10	18,50	11,02	12,29	12,21	15,00	7,17	6,57
Fe ₂ O ₃	10,51	2,83	5,50	3,41	1,32	5,51	11,93	5,32	6,69	6,38	3,43	9,50	4,83	11,35	12,20	2,10	5,69	7,35
FeO	2,15	4,90	8,32	6,63	3,47	3,60	10,31	9,00	4,77	6,18	8,36	6,87	3,87	2,03	0,13	5,29	5,04	1,09
MnO	0,37	0,18	0,16	0,15	0,04	0,03	0,33	0,18	0,16	0,56	0,17	0,29	0,30	0,14	0,29	0,14	0,15	0,10
MgO	20,48	21,75	26,22	25,60	2,82	9,13	12,23	10,59	19,38	15,16	10,03	5,67	6,43	7,65	4,53	7,80	15,45	10,12
CaO	2,92	5,22	3,82	6,07	1,36	1,29	12,82	10,69	16,99	13,49	8,56	5,51	11,25	8,41	11,86	5,14	8,91	4,24
Na ₂ O	0,09	0,19	0,22	0,65	2,02	0,11	0,05	He обн.	0,11	1,58	0,50	0,21	0,72	0,23	0,06	2,10	0,89	0,50
K ₂ O	1,38	4,85	0,08	0,14	10,40	6,68	0,49	0,31	0,90	3,88	3,03	4,01	2,47	1,78	1,43	4,35	4,49	6,83
P ₂ O ₅	1,37	0,94	0,06	0,03	0,17	0,19	0,58	0,31	1,08	—	0,40	0,61	0,14	0,18	0,18	0,92	0,72	1,27
H ₂ O ⁻	1,88	0,24	0,46	0,48	0,20	—	0,19	—	0,20	0,16	0,34	0,34	—	—	—	—	—	3,20
H ₂ O ⁺	5,65	3,59	8,08	5,60	1,74	—	3,13	4,35	—	8,92	5,42	6,78	3,92	4,89	7,37	1,02	2,40	3,68
CO ₂	0,42	5,23	0,67	1,48	He обн.	—	6,31	15,18	—	7,00	3,20	3,25	9,52	4,92	7,48	—	2,71	0,29
SO ₃	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,57	—	—	—	0,51	1,85	0,16	—	—	—
F ⁻	0,51	0,32	—	—	0,15	—	0,23	—	—	—	0,05	0,13	—	—	—	—	0,16	0,47
П.п.п.	—	1,05	—	—	—	8,29	—	—	16,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,58	99,92	99,62	99,67	100,43	100,06	100,55	99,28	99,11	100,03	99,8	99,86	99,57	99,12	99,91	99,24	98,85	100,17

Примечание: 1 — флогопит-оливиновые лампроиты жилы «Искра» Ингашинского поля (n 3); 2 — автобрекчированные флогопит-оливиновые лампроиты трубки Аргайл [8]; 3 — пикритовые порфириты Урикско-Ийского грабена (n 15); 4 — флогопитсодержащие пикриты Туманшетского грабена (n 13); 5 — высококальциевые трахиты р. Мара (n 5); 6 — санидиновые лампроиты Талахтахской диатремы Анабарского щита (n 16) [5]; слюдяные пикритовые порфириты зиминского комплекса: 7 — Ингашинского лампроитового поля (n 7), 8 — бассейна р. Белая Зима (обр. 93/80, данные Ф.В. Кузнецовой, ИЗК СО РАН), 9 — Присаянского прогиба, р. Елаш (данные А.В. Катькова и др., 1980, ГГП «Иркутскгеология»), 10 — брекчии трубки Южная, Урикско-Ийский грабен [22]; лампроитоподобные породы Присаянского прогиба: 11 — интрузивные (n 9), 12 — субэффузивные (n 7), 13 — туфы трубки Тальская I (n 9), 14 — туфы трубки Березовая (n 12), 15 — туфы трубки Школьная (n 11); 16 — лампроиты Кеф-Хоунер, Алжир [9]; 17 — лампроитовая серия Алдана (n 11) [3]; 18 — оливин-диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты поля Эллендейл и Нунканбах (n 10) [8]; прочерк — элемент не определялся.

Высококалиевые мантийные породы УТМЗ, начиная с орогенной стадии ее развития, проявились во всех тектоно-магматических циклах. Из них наиболее ранними образованиями являются флогопит-оливиновые лампроиты бассейна р. Ока (Ингагинское поле). До недавнего времени они описывались в составе кимберлитовой формации, однако несвойственная кимберлитам приуроченность к мобильной зоне, особенности вещественного состава пород позволяют отнести их к лампроитам, аналогичным трубке Аргайл Западной Австралии [8]. В настоящее время здесь обнаружены девять жильных тел лампроитов мощностью до 1 м и протяженностью до 0,85 км. Для пород, слагающих жилы, характерны порфиоровые структуры с более или менее выраженной флюидалной текстурой основной массы. Порфиоровые вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина и талька по оливину и флогопиту. Основной массе свойственно преобладание ориентированных микролитов флогопита, заключенных в бурую слабопросвечивающую матрицу. Среди минералов тяжелой фракции лампроитов установлены оливин, орто- и клинопироксены, гранаты, амфиболы, муассонит, флогопит, хромшпинелиды, титаномагнетит, магнетит, ильменит, шпинель, цирконы, киноварь, прайдерит, армолколит, баотит, алмаз, самородное железо.

Составы минералов лампроитов обладают рядом особенностей. Оливины можно подразделить на две группы: высокомагнезиальный оливин (10–13 % Fa) имеет ксеногенную природу, а оливин с повышенными железистостью и кальцистостью (15–20 % Fa, до 0,4 % CaO) является продуктом кристаллизации. Ортопироксен характеризуется повышенными глиноземистостью (до 6,5 % Al_2O_3) и хромистостью (до 1,1 % Cr_2O_3), железистость его составляет 8–10 %. Клинопироксен (хромистый диопсид-авгит) обогащен Na_2O (до 1,8 %), содержание Cr_2O_3 в нем достигает 2 %, Al_2O_3 1,6–5,2 % при железистости 6–10 %. Редко встречаются хромдиопсиды с содержанием Na_2O более 3 % и Cr_2O_3 около 4 %. Флогопит как во вкрапленниках, так и в основной массе имеет близкий состав. При обычном для такого типа пород

уровне магнезиальности ему свойственна повышенная концентрация диоксида титана (до 6,5 %). Преобладающая разновидность граната (около 75 %) — оранжевые альмандин-пиропы эклогитового парагенезиса (пироп 35–45 %, гроссуляр 23–25 %, альмандин 30–36 %, спессартин 0,6–0,8 %). Фиолетовые хромистые пиропы, соответствующие по уровню кальциевости и железистости пиропам лерцолитового парагенезиса, присутствуют в количестве около 25 %. В их составе устанавливается 56–60 % пиропового, 15–16 % уваровитового и 6–7 % кноррингитового миналов. Среди рудных минералов преобладают хромшпинелиды. По особенностям состава среди них выделяются четыре группы. Первая группа по железистости и хромистости близка хромшпинелидам из включений ультраосновных пород. Второй и третьей группам свойственны повышенная хромистость, но разные содержания титана и железистость. К четвертой группе относятся титанистые хромшпинелиды (до 5 % TiO_2), которые в качестве самостоятельных образований обнаружены во флогопите, а также образуют зерна хромшпинелидов других групп. Ильменитам присуща повышенная концентрация марганца (до 4 %); характерные для кимберлитов пикроильмениты и низкомарганцевые ильмениты отсутствуют. Амфиболы имеют метасоматическую природу и представлены калиевым магнезиоарфведсонитом (до 5,5 % K_2O) и титанистым паргаситом. Впервые найден типоморфный для лампроитов прайдерит, отличающийся неоднородностью состава, что выражено главным образом в изменении содержания K_2O (2,5–9 %) и BaO (3,5–15 %) по разрезу отдельно взятого зерна и в отдельных зернах, при этом содержание Nb_2O_5 в нем достигает 1,5 %. В виде тонких скелетных кристаллов в черных непрозрачных стекловатых частицах, представляющих рудный ликват, обнаружен армолколит; вмещающее его стекло имеет весьма специфичный состав (содержит до 21 % TiO_2 и до 19 % MnO). Следует упомянуть также о единичных находках в рассматриваемых породах редкого титан-бариевого силиката — баотита с постоянно высокой примесью Nb_2O_5 (до 10 %).

2. Геохимические характеристики высококалиевых магматитов Урикско-Туманшетской мобильной зоны, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb	80	288	3	10	257	—	42	18	—	74	82	—	—	121	536
Sr	830	1041	29	39	60	50	221	210	—	371	224	100	—	782	1324
Ba	1200	1579	62	57	680	790	88	55	450	2611	2701	2400	2200	2771	17 539
Nb	270	197	4	3	52	—	89	15	—	58	45	—	—	6	187
Zr	790	590	36	25	245	154	355	200	—	60	63	100	—	118	1586
Y	30	20	5	7	17	—	29	20	20	18	2	—	—	14	22
Zn	170	40	337	64	48	67	367	—	—	260	2068	100	—	61	88
Pb	25	19	—	—	5	3	11	—	170	30	34	—	—	7	50
Cr	1710	1316	3001	4070	93	87	510	1300	400	813	1385	96	309	658	96
Ni	1020	909	1511	1196	60	67	291	630	300	369	286	40	—	—	457
V	287	114	146	145	140	—	312	240	—	168	237	87	—	—	198
Co	135	—	174	100	17	34	88	76	90	67	94	35	31	69	41
La	320	123	—	—	45	—	135	—	—	83	114	—	131	18	398
Ce	520	249	—	—	80	—	250	—	—	134	140	—	228	32	638
100Sr/Ba	69,6	65,9	46,7	68,4	8,8	6,3	251	420	—	14	8	—	—	28	8
100Rb/Ba	6,6	18,2	4,8	17,5	37,8	—	47,7	36	—	3	3	—	—	4	3
Cr/V	5,9	11,5	20,5	28	0,6	—	1,6	5,4	—	4,9	5,8	—	—	—	3,3
La/Ce	0,6	0,5	—	—	0,6	—	0,5	—	—	0,62	0,81	—	0,59	0,56	0,62
Rb/Sr	0,1	0,2	0,1	0,2	4,3	—	0,2	0,1	—	0,20	0,37	—	—	0,15	0,40

Примечание: 1 — флогопит-оливиновые лампроиты жилы «Искра» Ингагинского поля (п 3); 2 — автобрекчированные флогопит-оливиновые лампроиты трубки Аргайл [8]; 3 — пикритовые порфириты Урикско-Ийского грабена (п 15); 4 — флогопитсодержащие пикриты Туманшетского грабена (п 13); 5 — высококалиевые трахиты р. Мара (п 7); 6 — санидиновые лампроиты Талахтажской диатремы Анабарского шита (п 16) [5]; сложенные пикритовые порфириты зиминского комплекса; 7 — Ингагинского лампроитового поля (п 7); 8 — бассейна р. Белая Зима (обр. 93/80, данные Ф.В. Кузнецовой, ИЗК СО РАН); 9 — Присянского прогиба, р. Елаш (данные А.В. Катькова и др., 1980, ГП «Иркутскгеология»); лампроитоподобные породы Присянского прогиба; 10 — интрузивные (п 9); 11 — субэффузивные (п 7); 12 — туфы трубки Школьная (п 8); 13 — лампроиты Кеф-Хоунер, Алжир [9]; 14 — лампроитовая серия Алдана (п 11); 15 — оливин-диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты поля Элендейл и Нунканбах (п 10) [8]; анализы 1–8, 10, 11, 13–15 выполнены спектральным количественным методом, 9, 12 — приближенно-количественным; прочерк — элемент не определялся.

Химический состав лампроитов и содержание элементов-примесей приведены в табл. 1 и 2. По этим данным и индикаторным геохимическим соотношениям они наиболее близки лампроитам трубки Аргайл и отличаются лишь миаскитовым характером щелочности.

При выяснении закономерностей распространения мантийных магматитов в пределах Урикско-Ийского грабена установлено, что лампроиты пространственно тесно ассоциируют с телами пикритов ангаульского комплекса [17]. Породообразующие минералы пикритов в результате вторичных изменений полностью преобразованы. Для пикритов характерны порфиновые структуры, обусловленные наличием псевдоморфоз серпентина по оливину, погруженных в мелкозернистую тремолит-хлорит-серпентиновую основную массу. Иногда в породах встречаются реликты бурого амфибола, близкого к керсутиту, реже авгита. В протолочных пробах пикритов обнаружены магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромшпинелид, гранаты пироп-альмандинового ряда, корунд, муассонит, апатит, цирконы, сульфиды. Химический состав пикритовых порфиритов Ингашинского лампроитового поля и содержание элементов-примесей приведены в табл. 1 и 2. На принадлежность пикритов к ангаульскому комплексу указывает образование ими в ряде случаев совместных с диабазами тел [17].

При исследовании базитовых и ультрабазитовых тел Туманшетского грабена нами были изучены относительно редкие тела флогопитсодержащих пикритов. Они имеют линейно вытянутую форму при длине до 1,5 км и мощности 50—80 м. Основные порообразующие минералы этих пород — оливин, орто- и клинопироксены. Оливины в различной степени серпентинизированы, пироксены замещаются бурой титанистой роговой обманкой. Отдельные разновидности пород содержат до 10 % плагиоклаза. Особенность клинопироксенов — повышенное содержание триоксида хрома (до 1,2 %), ортопироксены содержат до 0,75 % Cr_2O_3 и до 2,3 % CaO . Титанистый флогопит (до 6,5 % TiO_2 , f 16—19 %) образует крупные кристаллы, включающие остальные порообразующие минералы. Акцессорные минералы перидотитов — хромит, плеонаст, пикотит, магнетит, цирконы, апатит, сульфиды. По минералогии, особенностям химизма исследованные породы соответствуют субщелочным пикритам калиево-натриевой серии. От подобных образований других регионов они отличаются повышенной хромистостью и преобладанием бария над стронцием. Флогопитсодержащие пикриты близки по составу

пикритовым порфиритам Урикско-Ийского грабена. Установленная тесная пространственная связь последних с лампроитами может оказаться генетической, косвенно указывающей на присутствие лампроитов также в Туманшетском грабене, в местах распространения флогопитсодержащих пикритов.

В ранние стадии формирования Присаянского прогиба локально проявился эксплозивный щелочной магматизм, по составу отвечающий высококалиевым трахитам. Вулканы здесь представлены перекристаллизованными пепловыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, реже туфолавами трахитовых порфиритов и эруптивными брекчиями [18]. Вулканы приурочены к отложениям карагаской серии? и в местах выхода ее на поверхность отмечено несколько палеовулканических построек, сохранившихся фрагментарно. Нами проведено обследование палеовулкана в бассейне р. Мара (правый приток р. Уда). Здесь вулканы в результате перекристаллизации туфового материала превратились в смесь криптозернистого калишпата, хлорита, гидрослюда, лейкоксена, содержащую осколчатые кристаллокласты калишпата, реже альбита, кварца и новообразования пироксена, биотита, амфибола. Туфолавы, наряду с кристаллокластами и обломками пород, содержат равномерно распределенные порфиновые вкрапленники округлой полигональной формы, размером 0,2—0,5 мм в количестве до 40 %. Центральные части вкрапленников сложены каликатровым полевым шпатом (23—40 % калиевого, 57—76 % натриевого миналов), периферийные зоны — калишпатом (2,5—4 % натриевого минала). Среди акцессорных минералов выявлены цирконы, турмалин, муассонит, апатит, рүтил, анатаз, альмандины, магнетит, ильменит, хромшпинелиды, самородное железо.

По химизму вулканы соответствуют высококалиевым трахитам (см. табл. 1, 2). Породы слабо недонасыщены кремнекислотой, содержат до 3 % нормативного лейцита, 10 % оливина и 5 % ортопироксена. В измененных разностях присутствует нормативный кварц (до 20 %). По петро- и геохимическим особенностям они сопоставимы с санидиновыми лампроитами Талахтской диатремы Анабарского шита [5]. На принадлежность высококалиевых трахитов к лампроитовому семейству пород указывает одновременная обогащенность тугоплавкими и некогерентными элементами (Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zn, Rb). В отличие от них калиевые трахиты базальтоидных серий, являясь поздними дифференциатами, обычно резко обеднены тугоплавкими элементами и

3. Сравнительная характеристика минералов алмазоносных лампроитов р. Ингаши и лампроитоподобных пород бассейна р. Бирюса, %

Оксид	1		2		3		4		5		6		7	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO_2	57,33	56,37	52,61	51,86	39,90	39,68	41,51	41,54	—	—	39,01	39,18	—	—
TiO_2	—	0,13	—	0,17	0,38	0,11	0,05	—	0,20	0,05	5,68	4,29	50,26	50,82
Al_2O_3	5,13	3,26	3,58	4,14	21,99	22,87	17,92	21,67	25,22	24,36	12,72	14,38	—	—
Cr_2O_3	0,95	0,71	1,28	1,18	0,04	—	7,97	2,62	41,10	44,45	0,55	0,50	0,03	0,07
FeO	5,10	8,61	2,24	4,96	17,12	18,76	7,00	8,58	16,61	13,33	7,78	6,75	46,81	46,88
MnO	0,10	0,41	0,12	0,16	0,33	0,47	0,37	0,37	0,29	0,22	0,14	—	2,19	2,22
MgO	29,45	27,48	16,52	18,25	10,81	9,94	18,73	19,71	15,11	15,98	18,80	19,29	0,03	0,22
CaO	1,25	2,48	23,17	18,80	10,27	8,77	6,86	5,15	—	—	0,06	0,05	—	—
Na_2O	0,07	—	0,67	—	0,10	—	—	—	—	—	0,12	1,55	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,18	8,89	—	—
Сумма	99,31	99,45	100,19	99,80	100,94	100,60	100,41	99,64	98,93	98,39	96,04	94,88	99,32	100,27

Примечание: минералы пород: а — р. Ингаши, б — р. Бирюса; 1 — хром-глиноземистый энстатит (п 8 и 2), 2 — хромистый диопсид-авгит (п 2 и 14), 3 — оранжевый альмандин-пироп (п 8 и 4), 4 — сиреневый хром-кальциевый пироп (п 8 и 2), 5 — магнетизальный хромшпинелид (п 2 и 10), 6 — титанистый флогопит (п 6 и 1), 7 — ильменит (п 9 и 2); анализы выполнены Т.И.Медведевой в ИЗК СО РАН на микроанализаторе MAP-2.

обогащены литофильными, в результате чего имеют другие геохимические показатели.

Возраст высококалийных вулканитов определяется их локализацией в отложениях карагасской серии и соответствует позднему рифею.

Следующая группа высококалийных пород распространена и, по-видимому, генетически связана со становлением массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса. Они представлены преимущественно слюдяными пикритовыми порфиритами, альнеитами, оливиновыми мелилититами, лимбургитами, дамкьернитами, состоящими из оливина, мелилита, флогопита, клинопироксенов, монтицеллита, карбоната, находящихся в различных количественных соотношениях. Порода иногда нацело изменены с образованием агрегатов серпентина, хлорита, карбоната, серицита, талька, амфибола. Из акцессорных минералов обычны перовскит, апатит, магнетит, сфен, ильменит, цирконы, монацит, шорломит, реже хромшпинелиды, хромдиопсид, пироп-альмандины, сульфиды. Они встречаются в виде даек и жил мощностью до первых десятков метров и протяженностью до 0,5 км, реже образуют трубки взрыва. Дайки и жилы тяготеют к массивам карбонатитов, реже в виде скоплений и единичных тел проявились в других районах Урикско-Ийского грабена и крайне редко в Присаянском прогибе.

Ранее эти породы относились к кимберлитам [22], позднее после неудачных попыток обнаружить в них алмазы и пиропы их стали называть кимберлитоподобными. Аналогичные образования распространены в других регионах и представляют собой обычное явление при становлении карбонатитовых массивов [10]. Однако глубинные включения и ксеногенные барофильные минералы в породах дайковой серии карбонатитовых массивов довольно редки, что свидетельствует об относительно невысоких глубинах генерации расплавов. В рассматриваемом районе они установлены в трубке Южная и представлены дунитами, гарцбургитами, слюдяными перидотитами и пироксенитами, шрисгеймитами, горнблендитами [22].

Изученные нами в пределах Ингашинского лампроитового поля дайковые тела слюдяных пикритовых порфиритов структурно обособлены от лампроитов и локализуются среди отложений ермосохинской свиты, в пределах которой лампроиты не известны. От лампроитов они несколько отличаются и по химизму (см. табл. 1, 2), в частности, более высоким содержанием кальция, преобладанием строения над барием и полностью отвечают по составу типичным представителям зиминского комплекса.

Последняя группа высококалийных пород обнаружена в Присаянье сравнительно недавно [20]. В нее входят интрузивные, субэффузивные тела и трубки взрыва пикритобазальтов повышенной калиевой щелочности, распространенные в бассейне среднего течения р. Бирюса. По составу эти породы отличаются от калиевых базальтоидов и по ряду параметров приближаются к лампроитам. Неопределенность в интерпретации имеющихся данных не позволяет однозначно определить принадлежность выявленных магматитов к тому или иному семейству пород. На данном этапе исследований их можно отнести к категории лампроитоподобных, как было сделано О.А. Богатиковым с соавторами [12] для близких образований Срединного Тянь-Шаня.

Интрузивные и субэффузивные фации лампроито-

подобных пород бассейна р. Бирюса в виде силловых и дайковых тел проявились на уровне ипситской свиты карагасской серии верхнего рифея. Выше по разрезу интрузивные тела отсутствуют и среди отложений венда — кембрия локализуются только диатремы.

Петро- и геохимические исследования фациальных разновидностей лампроитоподобных пород (см. табл. 1, 2) показали, что они по многим признакам близки, поэтому приведенная ниже характеристика наименее измененных интрузивных образований дает представление об особенностях их вещественного состава в целом. Породы, слагающие силловые и дайковые тела, имеют порфировую, участками гломмеропорфировую структуру, с офитовой и апоинтерсертальной основной массой. Порфировые вкрапленники, размером до 1,5 мм, представлены клинопироксеном, редко оливином и ортопироксеном; основная масса состоит из лейст санидина, зерен клинопироксена, оливина, чешуек флогопита и биотита, заключенных в девитрифицированное стекло. В отдельных шлифах встречаются реликты измененного плагиоклаза, который в единичных зернах был выделен из протолочных проб. Петрографический состав субэффузивных разновидностей пород существенно не изменяется. Изменение их облика обусловлено увеличением содержания раскристаллизованного вулканического стекла, появлением узких лейст и игл калишпата, придающих породам трахитоидную структуру, наличием мелких аволитов.

Трубки взрыва выполнены туфами, туффизитами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, содержащими до 50 % ксеногенного материала, представленного песчаниками, алевролитами, известняками, диабазами, диабазовыми порфиритами. Глубинные включения не обнаружены, но на их присутствие указывает наличие ксенокристаллов барофильных минералов и минералов-вкрапленников, не отвечающих составу матрикса. Туфы и туфобрекчии, слагающие диатремы, интенсивно изменены низкотемпературными преобразованиями (хлоритизация, карбонатизация, гидрослюдазация, окремнение и т.д.). Вулканическое стекло почти полностью хлоритизировано, участками серпентинизировано. Из акцессорных минералов в лампроитоподобных породах установлены: широкий спектр гранатов, включая дихроирующие сиреневые и бледно-розовые пиропы, оранжевые альмандин-пиропы, хромдиопсид, эгирин, амфиболы, турмалин, дистен, ставролит, апатит, сфен, корунд, цирконы, эпидот, магнетит, лимонит, титаномagnetит, рутил, киноварь, ильменит, хромшпинелиды, гематит, монацит, сфалерит, гюбнерит, флюорит, муассонит, самородные — железо, цинк, медь. Практически все изученные минералы в различных сочетаниях обогащены хромом, марганцем, цинком, что и определяет специфичность лампроитоподобных пород относительно магматических образований региона.

Среди рудных минералов в них преобладают хромшпинелиды (43—59 % Cr_2O_3), среди клинопироксенов — хромистые диопсид-авгиты (1—1,5 % Cr_2O_3), среди гранатов — марганцевые и титан-марганцевые альмандины, андрадиты, гроссуляры. Довольно необычны изумрудно-зеленые хромгроссуляры, содержащие 5—12 % уваровитового и 75—90 % гроссулярового миналов, в которых количество первого постепенно возрастает до 28 % при увеличении содержания спессартинового минала до 20 %. Хромшпинелиды по соотношению магния, алюми-

ния, титана, железа можно подразделить как минимум на четыре группы при преобладающей роли магнезиальных алюмохромитов. Кроме цинксодержащих хромшпинелидов обнаружена хромсодержащая цинковая шпинель-ганит. Ильменитам свойственны повышенная концентрация оксида марганца (1,5–4 %), незначительная примесь Cr_2O_3 (до 0,15 %). Широкие вариации в составе обнаруживают слюды, среди которых отмечаются как титан-бариевые флогопиты и биотиты, так и безбариевые низкотитанистые высокомагнезиальные флогопиты. Оливины основной массы имеют повышенную железистость (f 50 %), примесь оксида марганца до 0,7 %. В отличие от энстатитов оливины вкрапленников и ксенокристаллов полностью замещены серпентин-тальк-карбонатным агрегатом.

Подобные особенности состава минералов, по мнению О.А.Богатикова и других [12], свойственны породам лампроитового семейства. В пользу лампроитовой природы исследуемых пород свидетельствуют также повышенные концентрации в них некогерентных и тугоплавких элементов. Вместе с тем, высокая железистость и глиноземистость пород сближает их с базальтоидами. Согласно предложенным Л.С.Бородиным [4] щелочно-кальциевому параметру ($\text{Na}+\text{K}/\text{Ca}$ 0,4) и относительной кислотности (A_c 0,56), лампроитоподобные породы бассейна р.Бирюса отвечают составу исходного для базальтоидных серий источника. Это, наряду с присутствием в породах барофильных минералов, указывает на глубинность уровня их генерации.

Таким образом, приведенные данные показывают, что интракратонная Урикско-Туманшетская мобильная зона длительно сохраняла активность и была ареной проявления наиболее глубинных для региона магматитов. Особенности вещественного состава и условия локализации высококальциевых мантийных пород позволяют большую часть из них отнести к лампроитовому семейству, а область их распространения выделить в качестве провинции.

Такая постановка вопроса дает основание пересмотреть представления о возможных коренных источниках алмазов в Присянье. Зараженность территории минералами-спутниками алмаза, его непосредственные находки в аллювии р. Бирюса и в жильных телах бассейна р. Ингаши [15] указывают на распространенность коренных источников по территории. Вместе с тем установлено, что минералы-спутники обладают некоторой спецификой состава и видового разнообразия, отличаются от таковых Якутской провинции. Это относится также и к алмазам [1]. По специфике вещественного состава, особенностям локализации среди охарактеризованных высококальциевых пород УТМЗ наибольший интерес в отношении алмазоносности представляют лампроиты р. Ингаши и лампроитоподобные породы бассейна р. Бирюса. Если в первых алмазы установлены [15], то в отношении последних существуют следующие соображения.

Алмазоносность руслового аллювия р. Бирюса установлена еще в начале 50-х годов [6]. В долине р. Бирюса и в ее левом притоке р. Ингашет (около с. Шелехово) выявлена современная алмазоносная россыпь, где был найден самый крупный для юга Сибирской платформы алмаз массой 7,5 карат. К настоящему времени из россыпи извлечено 32 кристалла алмаза средней массой около 80 мг. Еще один кристалл обнаружен в 25 км выше по течению р. Бирюса, около д. Благодатская. Главная особенность Шелеховской россыпи — почти полное отсутствие

пиропов и других минералов-спутников, характерных для площадей с кимберлитовым магматизмом. В районе обнаружен один промежуточный коллектор (саранчетская свита нижнего карбона), содержащий пиропы лерцолитового парагенезиса, хромшпинелиды, редко хромдиопсид. Из магматических образований до последнего времени здесь были известны силловые и дайковые тела триасовых траппов, верхнерифейских диабазов нерсинского комплекса.

Неоднократные попытки выявить коренные источники алмазов, опираясь на традиционные представления об их связи с кимберлитами, не увенчались успехом. В то же время возможность некимберлитового происхождения алмазов не принималась во внимание. Проведенный нами анализ минералов тяжелой фракции Шелеховской алмазной россыпи показал присутствие в ее составе минералов из лампроитоподобных пород. Составы ксеногенных минералов и минералов-вкрапленников из алмазоносных лампроитов Ингашинского поля и лампроитоподобных пород имеют большое сходство (табл. 3), что свидетельствует о дренировании их родоначальными магмами сходных и, очевидно, алмазоносных уровней мантии. Совокупность имеющихся данных позволяет рассматривать лампроитоподобные породы в качестве коренного источника россыпной алмазоносности бассейна р. Бирюса. Что касается других типов высококальциевых пород УТМЗ, то их сопоставление с эталонными для района лампроитами бассейна р. Ингаши указывает на малую вероятность обнаружения в них алмазов. В Туманшетском грабене возможно выявление лампроитов, аналогичных Ингашинским, и лампроитоподобных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 97-05-65788).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Крюков А.В. Типизация ореолов рассеяния алмазов юго-западной части Сибирской платформы и ее поисковое значение // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 300—302.
2. Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. и др. Новые данные К-Аг возраста ультраосновных щелочных пород карбонатитовых массивов Восточного Саяна и некоторые вопросы их образования // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 171—175.
3. Богатиков О.А., Кононова В.А., Махоткин И.Л. и др. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампроитов Центрального Алдана // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 15—28.
4. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
5. Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтаской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 17—26.
6. Дибров В.Е., Мионов И.К., Холь Ф.И., Андрианов В.Т. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
7. Домышев В.Г., Лепин В.С. О возрасте древних базитов Присянья // Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. Иркутск, 1987. С. 227—228.
8. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
9. Каминский Ф.В., Романько Е.Ф., Колесников С.К., Салхи М. Лампроиты Северного Алжира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 56—71.
10. Капустин Ю.Л. Дайковая серия пикритов-альнеитов в ультраосновных — щелочных массивах // Советская геология. 1974. № 8. С. 43—59.
11. Конилов А.З., Травин Л.В. Стратиграфия нижнего протерозоя Урикско-Ийского грабена (Присянье) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., 1986. С. 21—29.
12. Лампроиты / О.А.Богатиков, И.Д.Рябчиков, В.А.Кононова и др. — М.: Наука, 1991.
13. Лукьянова Л.И., Маречев И.М., Кузнецов Г.П. и др. Первые

- находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 6. С. 1260—1264.
14. Пахольченко Ю.А., Макрыгин А.И., Волков Н.В., Макагон В.М. Рубидий-стронциевый возраст редкометалльных пегматитов // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980. С. 127—131.
 15. Печерский В.П. О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна // Сов. геология. 1965. № 4. С. 131—133.
 16. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 8. С. 65—75.
 17. Секерин А.П., Лащенков В.А. Ультрабазит-базитовый магматизм Ингагинского кимберлитового поля в Присаянье // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Иркутск, 1987. С. 64—66.
 18. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Генезис высококальциевых пород Присаянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 133—137.
 19. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Рифейские базитовые формации Урикско-Туманшетской зоны Присаянья // Сов. геология. 1991. № 2. С. 58—64.
 20. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лепин В.С., Ревенко А.Г. Высококальциевые пикритобазальты Иркутского Присаянья // Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 4. С. 799—802.
 21. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 3. С. 328—331.
 22. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра / М.М.Одинцов, В.А.Твердохлебов, Б.М.Владимиров и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

УДК 551.222

© Б.П.Худяков, 1999

Состав и строение продольных тектонических зон урановых месторождений Рудных гор

Б.П.ХУДЯКОВ

Как известно, урановое оруденение в жильных месторождениях Рудных гор контролируется «благоприятными пиритосодержащими пачками пород» [8, 11].

Детальное многолетнее изучение нами состава и строения «благоприятных пиритосодержащих пачек пород» на гидротермальных месторождениях Рудных гор позволило установить, что они являются продольными тектоническими зонами, сопряженными со складками III порядка, с наложенной аксинитовой, магнетитовой, кварцево-касситеритовой, кварцево-шеелитовой и кварцево-сульфидной стадиями минерализации горского (350—310 млн. лет) этапа варисской металлогенической эпохи (Б.П.Худяков, 1971). Таким образом, благоприятные пиритосодержащие пачки пород превратились в гидротермальные аксинитовые, магнетитовые, оловянные, вольфрамовые и полиметаллические месторождения и рудопроявления прожилково-вкрапленного типа.

В настоящее время Рудные горы выявились как крупный ураноносный, так и перспективный олово-вольфрамоносный район. Промышленные месторождения олова и вольфрама (Хеммерляйн-Теллерхойзер, Гайер и Цобес) локализуются в продольных зонах, сопряженных со складками II порядка. Разработка надежных поисковых признаков продольных зон, сопряженных со складками III порядка, особенно слабо проявленных и трудно картируемых в «непродуктивных» толщах пород ордовика, протерозоя, кембрия, явилась производственной необходимостью. Последняя проблема в течение 5 лет входила в план тематических работ СГАО «ВИСМУТ».

Поисковые признаки продольных зон являются общими для геосинклинальных областей, но они еще слабо используются в ряде районов.

Фактическим материалом данной статьи послужили результаты наших исследований на месторождениях Рудных гор (1955—1957, 1967—1972 гг.) и Урала (1957—1966, 1972—1995 гг.). Мы принимали участие в отработке месторождений Иоганнгеоргенштат, Аннаберг, Обершлема-Альберода, Нидершлема-Альберода и Хеммерляйн-Теллерхойзер, а также имели возможность посетить другие урановые месторождения Рудных гор.

В 1955—1956 гг. на месторождении Иоганнгеоргенштат нами было проведено детальное картирова-

ние тектонических нарушений, разновидностей пород и сульфидов в кваршлагах, штреках и восстающих (7 км) на участке жил № 37—78, составлены геологические планы горизонтов —78, 95 и 120 м и детальных разрезов в масштабе 1:500, на основании чего было установлено, что 70 % урановорудных линз и столбов в жилах локализуются среди «благоприятных пачек пород».

Основной объем полевых и камеральных работ по изучению состава и строения продольных тектонических зон был проведен нами в 1967—1972 гг. в рудном поле Шлема-Альберода. Здесь проведено детальное картирование тектонических нарушений, разновидностей пород и опробование на сульфиды 45 км горных выработок и скважин и изучение этих проб (более 10 000 шт.); выполнено более 1000 спектральных и 100 химических анализов штучных и бороздовых проб; составлены геолого-структурные планы и разрезы в масштабе 1:2000 рудного поля Шлема-Альберода (гор. —990 м) и сланцевой толщи южного фланга (15 шт.) и др. Ряд проб пирита анализировались на селен (ГЕОХИ — И.Б.Дьячкова), изотопные соотношения серы (ГЕОХИ — З.М.Моторина, Фрайбергская академия — И.Пилот). Температура декрипитации газовой-жидких включений минералов определялась нами совместно с Б.И.Малышевым (ГЕОХИ). Большая работа по отбору проб была выполнена И.Шмидтом, В.Куцеком и Г.Анке.

Рудные горы являются одним из районов Саксонии-Тюрингской области, расположенной вдоль северного обрамления Чешского массива, находящегося в Центральной Европе, и относящейся к северной ветви варисид, входящих в состав широкого палеозойского и мезо-кайнозойского складчатого пояса Евразии субширотного направления.

Общая особенность ураноносных тектонических блоков Чешского массива — то, что в поздневарисский этап уранового рудообразования они представляли собой стабильные жесткие поднятия ранней консолидации с мощным (20—25 км) четко обособленным гранитометаморфическим слоем. Среди этих блоков наибольшей насыщенностью эндогенными, в т.ч. урановыми месторождениями отличается Рудногорско-Пихтовогорский антиклинорий (Рыбалов, 1978).

Металлогенический облик района определяется крупными (до уникальных) месторождениями урана, олова, полиметаллов, меди, а также многочисленными средними и мелкими месторождениями вольфрама, серебра, висмута, никеля, кобальта, мышьяка и др. В последнем выделено 4 крупных (Обершлема-Альберода, Нидершлема-Альберода, Иоганнсберг-штат, Цобес), 7 средних (Шнееберг, Шнекенштайн, Вайсер-Хирш, Аннаберг, Мариенберг, Нойс-Оберхауз-Сейфенбах, Беренштайн), 22 мелких месторождения и 100 рудопоявлений урана. Наблюдается четкая приуроченность месторождений к гранитным куполам.

Месторождения локализуются в узлах пересечения региональных разломов среди контактово-метаморфизованных пород ордовика, силура, девона геосинклинального этажа, реже в нижнем структурном этаже (кембрий) и варисских гранитоидах.

Урановое оруденение в жилых месторождениях Рудных гор локализуется в поперечно ориентированных к складкам разрывам (в основном в северо-западных) среди «благоприятных пачек пород».

Рудное поле Шлема-Альберода представлено тремя месторождениями, следующими друг за другом в субширотном направлении: Шнееберг, Обершлема и Нидершлема-Альберода. Длина его составляет 12 км, а ширина — 3 км. Месторождения Шнееберг и Обершлема отработаны. Месторождение Нидершлема-Альберода разведано до глубины 2 км. Эксплуатационные работы проводились на нем до глубины 1,6 км. В настоящее время оно законсервировано.

Рудное поле расположено в эзоконтакте Айбенштоцкого батолита и локализуется в Нойдек-Кримчаусской тектонической зоне северо-западного простирания, осложненной Ауэ-Шварценбергской антиклинальной складкой. Урановое оруденение в ней контролируется продольной Лесниц-Цвеницкой зоной северо-восточного простирания, сопряженной с одноименной складкой II порядка, а также Лесниц-Мариенбергской зоной субширотного простирания. Лесниц-Цвеницкая зона в районе месторождений Нидершлема-Альберода и Обершлема меняет простирание с северо-восточного на восток-северо-восточное, «проскальзывая» по Лесниц-Мариенбергской зоне, а на месторождении Шнееберг вновь приобретает северо-восточное направление.

Лесниц-Цвеницкая синклиналь сложена вулканогенно-осадочными породами грефентальской серии ордовика и силура-девона и получила название «продуктивной» толщи. Расположенные к северу и югу от нее антиклинали сложены в основном сланцами фикоидной серии ордовика и получили название «непродуктивной» (сланцевой) толщи. Породы прорваны интрузиями горских и рудногорских гранитов, образующими Ауэ-Шварценбергский купол, а также дайками метадиабазов, гранит-аплитов, аплитов, биотитовых и хлоритизированных керсантитов.

Продольная зона мощностью 1,5 км состоит из 12 сближенных продольных зон, мощность которых колеблется от 10 до 120 м. Наиболее четкие мощные продольные зоны с крупными (2—3 м) продольными нарушениями (Унион, Эрна, Инга, Зинаида, Гера) развиты в вулканогенно-осадочной толще в участках частого переслаивания пород. Следует отметить, что два самых крупных продольных нарушения с глиной трения мощностью 10—20 см встречены в сланцевой толще южного фланга на контактах колчедан-

ного тела и кварцитов со сланцами. В продольных зонах, развитых в вулканогенно-осадочной толще пород, наряду с продольными нарушениями и швами развиты рассланцевание, разлинзование, брекчирование, смятие и микроскладчатость пород. В сланцевой толще пород они представляют собой зоны рассланцевания. Средняя мощность ранних продольных нарушений с линзовидными выделениями кварца и полевого шпата в обеих толщах составляет 2—3 м. Расстояние между ближайшими продольными нарушениями в продольных зонах составляет 5—10 м, а вне их — 25—50 м.

Продольные зоны имеют восток-северо-восточное простирание (70° — 80°) и падение на север под углами 40° — 60° . Они прослежены по простиранию на 3—5 км и по падению на 2 км.

В продольные зоны внедрились дайки гранитов и гранит-аплитов, а также наложились кварцевая, кварцево-полевошпатовая, аксинитовая, магнетитовая, кварцево-касситеритовая, кварцево-шеелитовая, кварцево-сульфидная с золотом стадии минерализации горского (350—310 млн. лет) этапа варисской металлогенической эпохи. В продольных зонах встречены межгранитные дайки биотитовых керсантитов, а также дайки хлоритизированных керсантитов рудногорского этапа (310—230 млн. лет) варисской металлогенической эпохи. В приоткрытых участках крупных продольных нарушений в структурно-рудных узлах, расположенных в вулканогенно-осадочной толще пород, встречаются кварцево-кальцит-настурановая и магнезиально-карбонатная минерализации рудногорского этапа варисской эпохи, а также арсенидная, кальцитовая с серебром и кальцитовая минерализации киммерийской (180—100 млн. лет) металлогенической эпохи. Длина карбонатных жил достигает 50 м, а мощность — 2—3 м.

Вмещающие породы в продольных зонах подвержены процессам железисто-магнезиального метасоматоза (биотит и гранат), микроклинизации, окварцеванию, альбитизации, скарнирования, грейзенизации, березитизации и реже карбонатизации и гематитизации.

В продольных зонах рудного поля установлены повышенные содержания аксинита (1—3 %), магнетита (до 50 %), триоксида вольфрама (до 1,6 %), олова (до 0,08 %), полиметаллов (до 1 %), золота (до 0,7 г/т). Магнетитосодержащие зоны (руды оспенного типа) имеют мощность 20—30 м. Длина их колеблется от первых сотен метров до первых километров. Длина колчеданных тел достигает 1 км, а мощность — 2—3 м. Олово- и вольфраморудные тела локализуются в основном в продольном разломе. Длина вольфрамоносных зон — 3 км, по падению прослежены до 0,6 км, средняя мощность 4,61 м, среднее содержание оксида вольфрама 0,1 %. Содержание шеелита в зонах увеличивается с глубиной. Встречаются рудные тела со средним содержанием оксида вольфрама 0,46 % на мощность 4 м. Шеелит средне-крупновкрапленный. Размеры его кристаллов в поперечнике достигают 3—4 см (средние 3—5 мм).

Длина оловоносных зон более 2 км, по падению прослежены на 0,3 км, средняя мощность 7,2 м, среднее содержание олова 0,025 %. Шеелит и касситерит относятся к грейзеновой формации.

Кварцево-сульфидная минерализация наиболее четко маркирует подновленные участки продольных зон. По форме выделения и размерам в рудном поле можно выделить: пленочные, вкрапленные (мелко-

средне-крупнокристаллические), прожилковые сульфиды, тела колчеданного типа и жилы. Из сульфидов встречаются: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, галенит, борнит, халькозин, блеклые руды и ковеллин. Наиболее развиты пирит и пирротин.

По морфологии, выполнению дайками и различной минерализацией, метасоматическому изменению вмещающих пород и времени подновления в рудном поле можно выделить сотни разновидностей продольных нарушений, подновление которых происходило перед каждой стадией. Очень часто дайки и разновозрастная минерализация накладывались в одни и те же разрывы (телескопирование). В ряде случаев они, располагаясь в одних и тех же продольных зонах, приурочены к разным продольным нарушениям.

В продольном разломе Унион, развитом на контакте вулканогенно-осадочной и сланцевой толщ, присутствуют практически все разновидности даек и продукты всех стадий минерализации варисской и киммерийской эпох.

В горский этап продольные зоны являлись путями, по которым проникали магма, давшая разнообразные дайковые породы, и рудоносные растворы; в рудогорский этап той же варисской, а также в киммерийскую и альпийскую эпохи в основном они были закрыты и приоткрывались в структурно-рудных узлах в вулканогенно-осадочной толще пород, вмещающая карбонатную и урановую минерализации.

В вулканогенно-осадочной толще пород в приамковых и центральных частях складок III порядка существует прямая зависимость между частотой переслаивания пород с различными физико-механическими свойствами и числом продольных швов (среднее расстояние между швами составляет 5,7 м, при средней мощности прослоев пород 5,4 м). В то же время в сланцевой толще ордовика, а также в участках, удаленных от замковых частей складок в вулканогенно-осадочной толще пород, продольные нарушения развиваются и в однородных по литологическому составу породах.

Теоретические, экспериментальные и полевые работы, проведенные различными исследователями во многих районах мира, показывают тесную взаимосвязь между развитием дизъюнктивной и пликативной тектоники в складчатых областях. С одной стороны, древние разрывы, образующиеся до складчатости, определяют расположение и формы складок, с другой — форма складок влияет на положение и характер соскладчатых разрывных нарушений [10]. Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами играет существенную роль в развитии и особенно в подновлении продольных швов и срывов, однако основная роль в образовании продольных нарушений рудного поля принадлежит складчатым деформациям, поскольку первые развиваются как в толщах переслаивания пород ордовика — силура — девона, так и в однородных по литологическому составу сланцах ордовика.

В 1966 г. Б.Л.Рыбалов установил, что Лесниц-Цвеницкая синклиналь представляет собой сложно построенную раздавленную глубокою синклиналь или синклиналеподобную структуру, т.е. комбинацию разлома и складки. В 1969 г. О.В.Жаркова доказала, что синклиналь является складкой течения. Диаграммы ориентировки кварца представляют собой типичные β -текtonиты, осложненные двумя макси-

мумами. Они отражают пластическое течение пород в условиях бокового сжатия.

Складки III порядка в вулканогенно-осадочной толще были известны давно, а складки в сланцевой толще ордовика были выделены в 1969 г. В.А.Тихоновым, Б.П.Худяковым и А.А.Глаголевым и в настоящее время подтверждены горными работами. Продольные зоны развиваются в осевых частях и на крыльях складок III порядка.

В рудном поле 26,6 % пород содержат пирит и пирротин. Среди них породы с содержанием пирита и пирротина более 1; 0,1—1 и 0,1 % составляют соответственно 20,4; 39,8 и 39,8 %. Наиболее обогащены сульфидами породы вулканогенно-осадочной толщи — 51,4 %, особенно в удаленной от замка восточной части складки — 68,1 %. В вулканогенно-осадочной толще пирит и пирротин встречаются в 4 раза чаще, чем в сланцевой толще, в т.ч. в 2,7 раза чаще, чем в сланцевой толще южного фланга, в 9,2 раза западного. Различные типы пород рудного поля по частоте встречаемости в них сульфидов (в %) распределены в следующем порядке: углеродсодержащие сланцы — 69; скарнированные породы — 54; метадиабазы, амфиболовые и зеленые хлоритовые сланцы — 48,9; биотитовые сланцы — 37; темные сланцы — 36,2; кварциты и кварцитовидные сланцы — 26,4; двуслюдяные и пятнистые кордиеритовые сланцы — 11,6; хлоритизированные керсантиты — 7,1; биотитовые керсантиты — 6,45 и аплиты — 5,25.

Существуют различные точки зрения на генезис сульфидной минерализации в породах рудного поля. Одни исследователи [6] считают генезис сульфидов гидротермальным, другие [5] — осадочно-метаморфогенным, третьи [8] признают наличие сульфидов как гидротермального, так и осадочно-метаморфогенного генезиса, четвертые [9] выделяют сульфиды, образованные при региональном и контактовом метаморфизме пород, при скарнировании, а также отмечают сульфиды гидротермального генезиса.

В пользу гидротермального генезиса сульфидов в продольных зонах рудного поля можно привести следующие доказательства (Б.П.Худяков, 1971).

1. Четкая приуроченность сульфидосодержащих пород к продольным тектонически ослабленным зонам, которые секут сланцеватость и слоистость пород и представляют собой надвиги с большими (0,5—1 км) амплитудами перемещения. Внутри зон, а также за их пределами сульфидными обогащены породы, расположенные вблизи продольных нарушений.

2. Обогащение сульфидными породами любых разновидностей пород рудного поля, содержание сульфидов в которых в большей степени зависит от трещиноватости и пористости пород, от изменения элементов залегания продольных нарушений и наличия поперечных разрывов, чем от состава пород. Содержание и частота встречаемости сульфидов в продольных зонах уменьшаются при приближении к замковым частям складок III порядка и увеличиваются с глубиной вниз по склону складок. Отдельные зерна сульфидов приурочены к микроструктурным ловушкам, скопления зерен — к продольным нарушениям и контролируются поперечными разрывами; рудные столбы приурочены к изгибам продольных нарушений; рудные тела — к продольным зонам, сопряженным со складками III порядка в узлах пересечения зон не менее трех простираний.

3. Существование постепенных переходов оруде-

нения вкрапленного типа к прожилково-вкрапленному и прожилковому, а также от вкрапленного и прожилково-вкрапленного типов к массивным колчеданным телам и к телам жилообразной формы и жилам.

4. Присутствие в сульфидизированных породах, кроме пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, галенита, арсенопирита, блеклой руды, борнита, халькозина, ковеллина. По парагенезису этот комплекс минералов соответствует кварцево-сульфидной стадии. Длительность формирования сульфидных тел, в которых выделяются следующие ассоциации сульфидных минералов от ранних к поздним: арсенопирит-кварцевая, пирит-пирротин-кварцевая, сфалерит-кварцевая, галенит-кварцевая, блеклая руда — халькопирит-кварцевая, а также борнит, халькозин и ковеллин, образованные при гидротермальном метасоматозе халькопирита. Более поздние минеральные ассоциации часто, но не всегда, телескопируют более ранние. Причем при наложении границы развития различных ассоциаций часто не совпадают.

5. Более высокие содержания селена в ранних пиритах пирит-пирротин-кварцевой минеральной ассоциации по сравнению с поздней.

6. Развитие около сульфидизированных пород окварцевания, хлоритизации, серицитизации и реже карбонатизации (березитизации пород).

7. Одинаковый состав элементов-примесей в пиритах, отобранных из различных разновидностей пород и колчеданных тел, а также одинаковые температуры их образования (320—330 °C) и изотопный состав серы (δS 340/00 — 10—12).

8. Наложение кварцево-сульфидной минерализации в продольных зонах на биотитизированные, альбитизированные, скарнированные породы и магнетит-турмалин-аксинит-гранатсодержащие породы. Сульфиды в породах прорастают или замещают такие минералы, как аксинит, турмалин, альбит, магнетит, биотит, гранат, эпидот; гранат, пироксен, эпидот и волластонит скарнов.

9. Существование зональности сульфидной минерализации, заключающейся в смене пирита пирротин в продольных зонах вниз по склону складок III порядка. Развитие пирита и пирротина не зависит от метаморфизма и скарнирования пород (Б.П.Худяков, 1971; [13]).

В настоящее время продольные тектонически ослабленные зоны, выделенные нами, подтверждены геофизическими работами (метод электропрофилирования) как зоны пониженного сопротивления (500 Ом на фоне 10 000 Ом). А наличие сульфидов в зонах подтверждено методом вызванной поляризации.

Таким образом, продольные зоны, выделяемые обычно как благоприятные для локализации уранового оруденения «пиритсодержащие пачки пород», являются тектоническими зонами, сопряженными со складками III порядка, с наложенной аксинитовой, магнетитовой, касситеритовой, шеелитовой, сульфидной и золотой минерализацией прожилково-вкрапленного и колчеданного типов. Они могут выделяться по следующим основным признакам: приуроченность к осевым частям и крыльям складок; рассланцевание, разлинзование, брекчирование, смятие и микроскладчатость пород, продольные нарушения, тектонические швы и срывы; продольные дайки и жилы различного состава, колчеданные тела, линзовидные выделения кварца и полевого

шпата; проявления аксинитовой, магнетитовой, касситеритовой, шеелитовой, сульфидной и золотой минерализации прожилково-вкрапленного и колчеданного типов; проявление биотитизации, гранатизации, окварцевания, скарнирования, альбитизации, грейзенизации, березитизации и гематитизации пород. Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами весьма благоприятное, но не обязательное условие для образования продольных зон (Б.П.Худяков, 1971).*

Аналогичный состав и строение продольных зон имеют другие жильные урановые месторождения Рудных гор: Вайсер-Хирш, Хеммерляйн-Теллерхойзер, Цобес, Гайер-восточный, Аннаберг, Мариенберг, Иоганнсгеоргенштадт, Готтесберг-Грумшток и Шнекенштайн.

Ограниченный объем статьи не позволяет дать хотя бы краткое описание продольных зон всех месторождений. Ниже приведены лишь краткие сведения о месторождениях горского этапа, выявленных на жильных урановых месторождениях Вайсер-Хирш, Хеммерляйн-Теллерхойзер, Цобес и Гайер-восточный.

В продольных зонах уранового месторождения Вайсер-Хирш встречено мелкое магнетитовое месторождение. Продольная зона мощностью 400—450 м расположена в замыкании Шварценбергского антиклинального поднятия II порядка, сложенного породами ордовика-кембрия, прорванных гранитами. В продольную зону внедрились дайки, а также наложилась аксинитовая, магнетитовая, кварцево-гельвиновая, кварцево-касситеритовая, кварцево-шеелитовая и кварцево-сульфидная стадии минерализации горского этапа. Магнетитовое тело средней мощностью 17 м разведано по простиранию на 1200 м, а по падению на 830 м. Магнетитовые и колчеданные тела, а также скарны контролируются дайками и поперечными разрывами.

В продольных зонах мелкого жильного уранового месторождения Хеммерляйн-Теллерхойзер встречено одно из крупнейших месторождений олова Европы.

Пологопадающая (10—30°) мощная (400 м) и крутопадающая (рудоподводящая) продольные зоны северо-восточного простирания, сопряженные с Хеммерляйн-Теллерхойзерской брахисинклиналью II порядка, развиты среди филлитовидных сланцев и гнейсосланцев с прослоями кварцитов, амфиболитов, скарнов и графит-сланцев ордовика-кембрия, прорванных гранитами. На продольные зоны наложился кварцевая, аксинитовая, магнетитовая, кварцево-шеелитовая и кварцево-сульфидная стадии минерализации горского этапа. Вмещающие породы подвержены процессам окварцевания, альбитизации, скарнирования, грейзенизации и березитизации. Наиболее развиты в зонах магнетитовые, касситеритовые и колчеданные тела, которые приурочены как к скарнам, так и к альбитизированным и грейзенизированным зонам, развитым среди гнейсосланцев. Длина оловорудных тел составляет 1 км при мощности 9—20 м. Протяженность сплошных магнетитовых и колчеданных тел составляет десятки метров, а мощность 1—1,5 м. Рудные тела приурочены

* В 1978 г. нами с успехом применены вышеуказанные поисковые признаки для выделения продольных тектонических зон и нарушений в Хойтальбейском надвиге (Хойтальбейская рудная зона) на Полярном Урале.

ны к куполовидным складкам III порядка в узлах пересечения разломов не менее трех простираний.

Продольная зона на месторождении Цобес, сопряженная с Бергенской антиклинальной складкой II порядка, расположена среди пород ордовика — нижнего силура. В продольную зону внедрились дайки и наложился кварцевая, аксинитовая, магнетитовая, кварцево-молибденитовая, кварцево-касситеритовая, кварцево-шеелитовая и кварцево-сульфидная стадии минерализации горского этапа. Вмещающие породы подвержены процессам биотитизации, гранитизации, окварцевания, скарнирования, альбитизации, грейзенизации и березитизации. Кварцево-шеелитовая минерализация, наложенная в основном на скалы, образует крупные тела прожилково-вкрапленного типа, контролируемые поперечными разрывами. Прогнозные запасы триоксида вольфрама составляют 10 000 т.

Продольная зона северо-восточного простирания на месторождении Гайер-восточный, сопряженная с антиклинальной складкой II порядка, расположена среди пород ордовика-кембрия, прорванных Гайерским штоком гранитов. Она состоит из трех продольных зон мощностью 15—50 м. Падение зон северо-восточное под углами 25—30°. Они прослежены по простиранию на 7 км.

В зоны внедрились дайки, а также наложился аксинитовая*, кварцево-касситеритовая (тонковкрапленная) и кварцево-сульфидная стадии минерализации горского этапа. Вмещающие породы подвержены процессам биотитизации, гранитизации, окварцевания, альбитизации, скарнирования, грейзенизации и березитизации. Одно из колчеданных тел средней мощностью 0,5 м прослежено полевым штреком по простиранию на 0,5 км. Содержание олова в нем составляет 0,5 %, а цинка 2 %. Прогнозные запасы олова по месторождению составляют 10 000 т, цинка 42 000 т.

Приуроченность гидротермальных месторождений прожилково-вкрапленного и колчеданного типов к продольным и послойным тектоническим зонам отмечается многими исследователями в различных районах мира [1—4, 7, 13—16]. Этот структурный тип гидротермальных месторождений наиболее глубоко изучен сотрудниками ИГЕМ [2—4]. Он широко распространен в складчатых областях, особенно на Урале (Б.П.Худяков, 1973; [13]). Большая часть магнетитовых, колчеданных, полиметаллических, урановых, пьезокварцевых, редкометалльных месторождений с рудами прожилково-вкрапленного и колчеданного, реже жильного типов на Урале приурочены к продольным складчатым зонам субмеридионального простирания. Оруденение в них контролируется пологопадающими тектоническими надвигами субмеридионального простирания и поперечными субширотными разрывами. Урановые месторождения и рудопроявления прожилково-вкрапленного типа локализуются в березитизированных продольных зонах, развитых как среди регионально-, так и контактово-метаморфизованных пород, а также в гранитах и кварцевых порфирах. Большая часть гидротермальных месторождений на Алтае, в Казахстане и других складчатых областях приурочена к продольным складчатым зонам. Аналогичные уральским скарнированные, альбититизированные, бере-

зитизированные продольные зоны с магнетитовым, колчеданным и полиметаллическим оруденением широко развиты в Рудных горах.

Следует отметить, что выделение нами в сланцевой толще южного фланга месторождения Нидершлема-Альберода продольных сульфидизированных зон восток-северо-восточного простирания, а также северо-восточных, северо-западных, запад-северо-западных тектонических зон и складок III порядка позволило установить структурно-рудные узлы с промышленным оруденением, запасы урана в которых равняются среднему месторождению, которое отработывалось в течение 20 лет.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. Выделявшиеся ранее так называемые благоприятные пиритсодержащие пачки пород, контролирующие урановое оруденение в жильных месторождениях Рудных гор, по существу являются продольными тектоническими зонами, сопряженными со складками III порядка, с наложенными аксинитовой, магнетитовой, кварцево-касситеритовой, кварцево-шеелитовой и кварцево-сульфидной с золотом минерализациями горского этапа варисской металлогенической эпохи.

2. Продольные тектонические зоны в Рудных горах могут выделяться по приуроченности к осевым частям и крыльям складок; по расщеплению, линзованию, брекчированию, смятию и микроскладчатости пород, продольным нарушениям, тектоническим швам и срывам; по продольным дайкам и жилам различного состава, магнетитовым и колчеданным телам, линзовидным выделениям кварца и полевого шпата; по проявлению аксинитовой, магнетитовой, касситеритовой, шеелитовой, сульфидной и золотой минерализации прожилково-вкрапленного типа; по проявлению биотитизации, гранитизации, окварцевания, скарнирования, альбитизации, грейзенизации, березитизации, карбонатизации и гематитизации пород. Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами весьма благоприятное, но не обязательное условие для образования продольных зон.

Критерии и поисковые признаки продольных зон в Рудных горах являются общими и для других складчатых областей, в т.ч. на Урале.

3. Положительные результаты работ на уран в так называемой непродуктивной толще ордовика в рудном поле Шлема-Альберода дают нам основание рекомендовать проведение поисковых работ в непродуктивных толщах ордовика, протерозоя, кембрия, а также в гранитах. Установление промышленного оруденения в непродуктивных толщах значительно расширяет фронт поисковых работ в Рудных горах и может быть учтено в других районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великий А.С. Структуры рудных полей. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.
2. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. — М.: Гос. науч. техн. изд-во лит-ры по геол. и охране недр, 1962.
3. Вольфсон Ф.И. и др. Основные черты геологии гидротермальных урановых рудных полей и месторождений // Геология гидротермальных урановых месторождений. М., 1966. С. 147—216.
4. Вольфсон Ф.И. и др. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. — М.: Наука, 1969.
5. Глазов А.А. Сравнительная петрографическая характеристика слюдяных толщ западного, северного и южного флангов месторождения Шлема-Альберода. — М.: Библ. ИГЕМ, 1970.

* Аксинит является характерным минералом для продольных зон месторождений Центральной Европы и Индии и должен встречаться в продольных зонах уральских, особенно магнетитовых, месторождений.

6. Дымков Ю.М. Урановая минерализация Рудных гор. — М.: Атомиздат, 1960.
7. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геол. и охране недр, 1956.
8. Пельмский Г.А., Каширов С.Н. О приуроченности уранового оруденения в гидротермальных жилах к пиритсодержащим породам // Геология рудных месторождений. 1962. № 4. С. 77—83.
9. Соколова Н.Т. Железо в процессе околожильного метасоматоза на урановых месторождениях // Геохимия. 1970. № 11. С. 1335—1338.
10. Сычева-Михайлова А.М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962. С. 265—283.
11. Худяков Б.П. О структурно-литологическом контроле уранового оруденения в жилах смолково-карбонатной формации // Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений: Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 82. С. 136—142.
12. Худяков Б.П., Сорокин Ю.П. К вопросу о зональности сульфидной минерализации в месторождениях прожилково-вкрапленного типа // Минералогия, литология и стратиграфия Урала и Западной Сибири. Тюмень, 1975. Вып. 44. С. 48—57.
13. Худяков Б.П., Ермаков В.К. К вопросу о типах структур гидротермальных месторождений в складчатых областях // Минералогия, петрография и литология пород Урало-Сибирской складчатой зоны. Тюмень, 1976. Вып. 51. С. 139—146.
14. Худяков Б.П., Макаров А.Б. Типы структур гидротермальных месторождений в складчатых областях и закономерности распределения в них оруденения // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. 1987. Вып. 7. С. 21—24.
15. Худяков Б.П., Кощев Ю.С. О разновозрастности ураноносных гидротермальных систем // Геология рудных месторождений. 1989. № 5. С. 88—92.
16. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: ИЛ, 1958.
17. Янишевский Е.М., Константинов В.М. О влиянии тектонических и литологических факторов на локализацию гидротермального уранового оруденения в Рудных горах // Геология рудных месторождений. 1960. № 6. С. 38—45.

Принята редколлегией 17 декабря 1997 г.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.248.2(4+5)

© Г.Ф.Уфимцев, 1999

Тектонический рельеф Евразии

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

Евразия — самый крупный и наиболее сложно устроенный в геологическом и геоморфологическом отношении материк. Это хорошо отражено в структуре верхних частей ее литосферы, в тектоническом рельефе — рельефе со снятой благодаря морфометрическим преобразованиям [27] эрозионной составляющей. Модели тектонического рельефа позволяют получить ясное представление о новейшей тектонической структуре как ансамбле тектонических форм рельефа. Такого рода структурный анализ молодой тектоники дает базу для последующих объяснительных построений [23].

В основу настоящей работы, наряду с результатами морфометрического анализа, положены данные многолетних исследований новейшей тектоники Восточной и Внутренней Азии [23—25], полевые наблюдения в ряде районов Западной и Южной Европы, также сопровождавшиеся детальным морфометрическим анализом типических тектонических форм рельефа [7, 10, 26], литературные источники [2, 5, 6, 8, 9, 12—16 и др.].

Неотектоническое районирование. Равнинно-платформенные области и орогенические формы Евразии группируются в пояса с довольно упорядоченной сменой в направлении с севера на юг (рис. 1). Северную и наибольшую по площади часть этого материкового массива составляет широкий пояс платформенных равнин, основой которого являются холмистые поверхности, плато и плоскогорья Сибирской и Русской платформ и равнины Западно-Сибирской плиты. Равнинно-платформенная Евразия, в свою очередь, распадается на два субпояса: низкие аккумулятивные равнины арктического шельфа и прибрежные низменностей [14]; расположенные южнее поднятые части древних и молодых платформ. Этот равнинный пояс по нормали рассекается протяженным и узким шовным глыбовым поднятием Урала.

Протянувшийся на юг прерывистый пояс образо-

ван возрожденными горами. Он имеет ширину более 1000 км на востоке Евразии, заполняя пространство от южных предгорий Тянь-Шаня и Гобийского Алтая до Сибирской платформы и протягиваясь от верховьев р.Аму-Дарья до мыса Дежнева. Западнее пояс прерывается, и возрожденные горы вновь появляются в Центральной и Западной Европе, сопровождая с севера Альпийский пояс или представляя собой включения в его структуру (Иберийский полуостров, Родопы). Небольшие обособленные группы возрожденных форм располагаются на севере Шотландии.

Еще южнее прослеживается полоса молодых (альпийских) гор, группирующихся в Альпийско-Гималайский мегапояс, протягивающийся от Иберийского полуострова до Индокитая. Он состоит из нескольких молодых подвижных поясов, различающихся по структуре и характеру общих деформаций цокольной (базисной) поверхности (с запада на восток): Альпийский пояс Европы, Малоазиатско-Иранский и Тибет-Гималайский пояса, ансамбль молодых орогенов Индокитайского полуострова. Первый и последний элементы этого ряда представляют собой морфологически юные формы, сопряженные с межматериковыми морфотектоническими системами Средиземноморья и Зондского региона. На востоке Евразии молодые (альпийские) орогены не образуют связной группировки и как бы сопровождают сложно устроенную переходную систему от континента к океану (см. рис. 1).

В размещении возрожденных и молодых орогенов заметна своеобразная противоречивость: возрожденные горы наиболее распространены на востоке Евразии, где альпийские сооружения имеют прерывистое распространение.

Южные выступы рассматриваемого материкового массива вновь составлены платформенными равнинами Аравийского и Индостанского субконтинентов, причлененных к собственно Евразии.

В поясной структуре Евразии наблюдается определенная упорядоченность, указывающая на разрастание и консолидацию этого материкового массива. С другой стороны, ясно видны те регионы, где продолжается сложный и противоречивый процесс стро-

ительства материка — это Средиземноморье и Зондский регион, восточная периферия Азии.

В каждом из евразийских морфотектонических поясов отмечаются сложные сочетания различных форм тектонического рельефа.

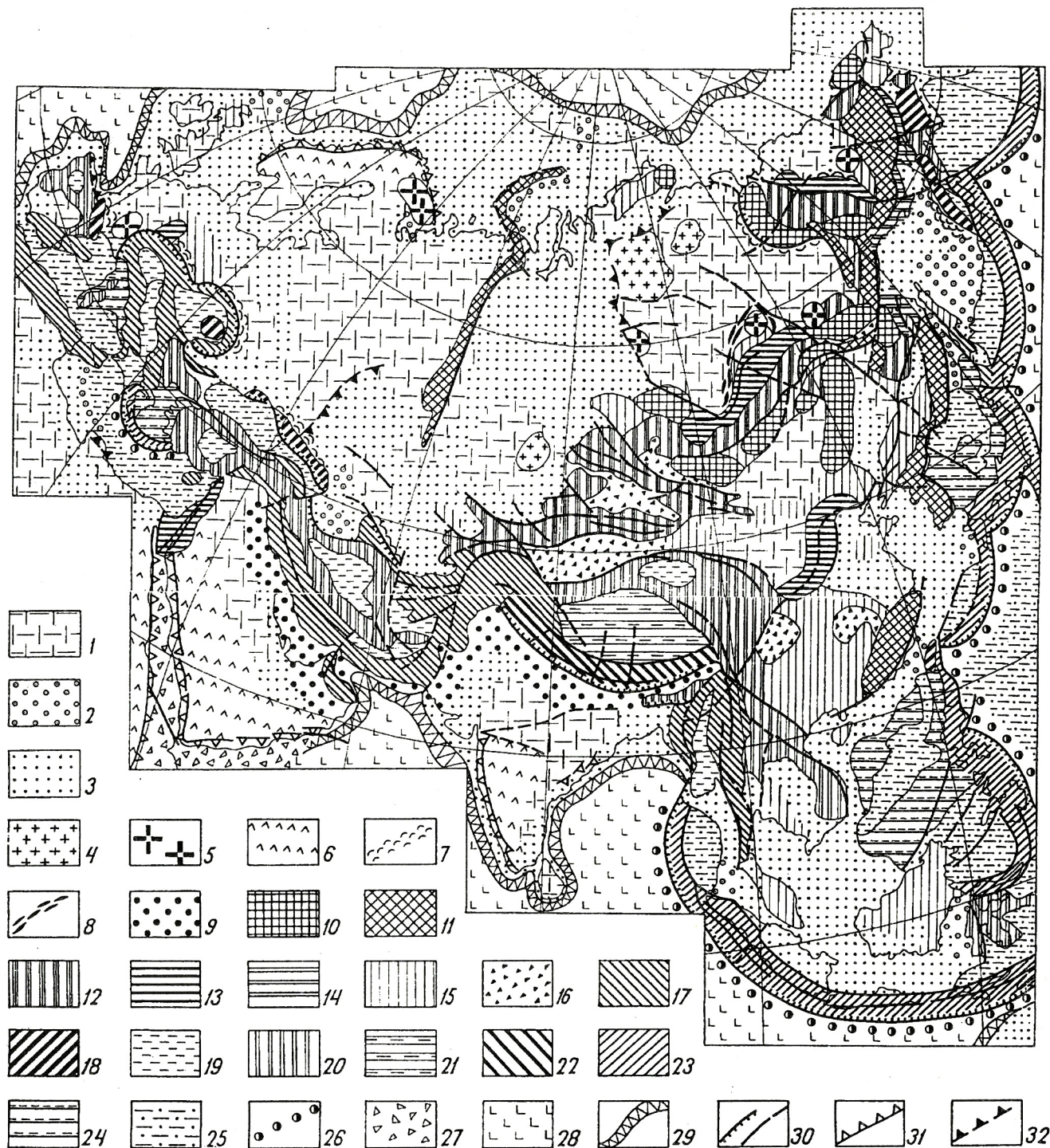


Рис. 1. Схема морфотектоники Евразии и ее окружения.

равнинно-платформенные области: 1 — общие поднятия, 2—3 — общие опускания, в т.ч. интенсивные опускания до уровня аваншельфа и линейные прогибы (2), 4—5 — щитообразные сводовые поднятия, в т.ч. на краях платформ (5), 6 — окраинно-материковые наклонно поднятые глыбы, 7 — предгорные пьедесталы, 8 — зоны предгорных складок, 9 — передовые и предгорные прогибы; *возрожденные орогены:* 10 — большие сводовые поднятия, 11 — глыбовые поднятия, 12 — сводово-глыбовые зоны линейного корабления и тектонического скупивания, 13—14 — внутриматериковые (13) и окраинно-материковые (14) рифтовые зоны; 15 — блоковые поля; 16 — пониженные междугорья и впадины; *молодые подвижные пояса:* 17 — складчатые и покровно-складчатые горы, 18 — сводовые поднятия, 19 — междугорья и большие межгорные впадины, 20 — сводово-глыбовые зоны линейного корабления, 21 — горы на высокоподнятом шокле (тибетский тип), 22 — ступенчатые глыбовые поднятия (гималайский тип); *средиземные области и области перехода от континента к океану:* 23 — островодужные поднятия, 24 — континентальные бордерленды, 25 — глубоководные котловины средиземных и окраинных морей, 26 — глубоководные желоба; 27 — межматериковые рифты; 28 — океанические области; 29 — континентальный склон; 30 — линеаменты, в т.ч. надвиги; 31—32 — великие эскарпы (31) и их аналоги (32)

Платформенные равнины. Главные неотектонические элементы равнинно-платформенных областей Евразии — крупные ступени, испытывающие общие недифференцированные погружения или воздымания. В областях общих погружений соотношения между темпами тектонических перемещений и седиментации выражаются в их делении на два уровня: нормальный шельф и низкие аккумулятивные равнины на суше и аваншельф, где поверхность дна акваторий располагается на глубинах до 1000 м и более. К уровню аваншельфа часто приближаются глубины в линейных платформенных прогибах типа впадин Новоземельской и ТИНРО, причем некоторые из них обладают, по-видимому, авлакогенноподобным характером и открываются в глубоководные котловины окраинных морей (впадины Татарского и Тайваньского проливов).

Ступени общих воздыманий на платформенных равнинах различаются по амплитудам и интенсивности молодых перемещений и в зависимости от этого имеют облик холмистых возвышенностей, плато или плоскогорий. С ними ассоциируют пологие (щитообразные) сводовые поднятия, своего рода неотектонические антеклизы, развивающиеся унаследованно (Анабарское поднятие) или инверсионно (Путоранское поднятие). В случае интенсивных автономных перемещений геологических тел, например гранитных массивов, эти своеобразные поднятия отличаются сложным тектоническим рельефом (Каркаралинское поднятие в Казахстане, мелкосопочнике [24]).

В краевых частях платформенных равнин находятся пологие куполоподобные поднятия с расчлененным рельефом, приближающимся по параметрам к горному: Патомский свод и Центрально-Алданское поднятие, Енисейский кряж и Кольский полуостров. Эти образования, вероятно, испытывают длительное кондендационное развитие [23]. Изометричное сводовое поднятие Центрального Французского массива среди этих форм выделяется наличием признаков инверсионных воздыманий, в которые вовлечен и кайнозойский рифт Лимань, проявлением в значительных масштабах молодой вулканической деятельности. В этом отношении Центральный массив близок к изометричным сводам в Сахаре и Судане в Африке [10].

В краевых частях равнинно-платформенных областей распространены наклонные предгорные пьедесталы, предгорные прогибы, реже зоны предгорных пологих складок, например на окраине Иркутского амфитеатра. В размещении предгорных пьедесталов и прогибов прослеживается определенная зональность. На контактах собственно евразийских платформенных равнин с орогенами распространены наклонные предгорные пьедесталы, в т.ч. развивающиеся инверсионно на месте альпийских передовых прогибов. Таковы северные предгорья Пиренеев, Большого Кавказа и Копет-Дага. Они указывают на вовлечение краевых частей равнин в воздымания, сопряженные с таковыми в орогенах, так что предгорные и передовые прогибы смещаются в сторону платформ вплоть до полного их замыкания. На контактах гондванских субконтинентов с молодыми подвижными поясами передовые прогибы сохраняются, хотя также заметно их смещение в сторону платформ за счет геоморфологически выраженной складчатости в их частях, прилегающих к орогенам. Юго-западная часть Предальпийского передового прогиба не только испытала тектоническую инверсию, но и превратилась в междугорье за счет складчатых дефор-

маций чехла краевой части эпигерцинской платформы и формирования Юрских гор [26, 37, 41].

Особенным элементом структуры равнинно-платформенных областей служат гигантские наклонно поднятые глыбы их краевых частей, ограниченные высокими сложноустроенными уступами — великими эскарпами [40]. Они являются характерными элементами морфотектоники окраин гондванских материков и субконтинентов. В нашем случае это Западные Гаты Индостана и наклонная глыба Западной Аравии. Они возникают в качестве плечей-противоподнятий межматериковых рифтов при расколах Гондваны (Западная Аравия), но и в последующем длительно сохраняют морфологическую молодость благодаря тому, что на шельфах и континентальных склонах южных материков и субконтинентов развиваются глубокие рифтоподобные прогибы. Это видно на примере шельфа около Западных Гат Индостана [36, 43].

В собственно Евразии близкая ситуация наблюдается в форме наклонно поднятой глыбы Скандинавского полуострова, опирающейся на шельф с остаточными блоковыми группами на стадии абразионного разрушения (рис. 2). На эту наклонно поднятую окраинно-материковую глыбу наложено общее сводовое послеледниковое гляциоизостатическое поднятие с центром у Ботнического залива. Однако оно не изменяет сколько-нибудь заметно морфологию окраинно-материковой наклонной глыбы.

Другие районы незначительного проявления морфотектоники великих эскарпов на древних платформах — это уступ правобережья р. Волга и Ергеней, обращенный к Прикаспийской низменности, и обращенный к Хатангской впадине и к долине р. Енисей уступ на склонах плато Путорана и южнее до устья р. Подкаменная Тунгуска.

Возрожденные горы. Возрожденные орогенические пояса во Внутренней и Восточной Азии характеризуются, пожалуй, наибольшим разнообразием форм [23, 24]. Значительно распространены неотектонические зоны, представляющие собой упорядоченные чередования хребтов-сводов и межгорных впадин, выполненных континентальной молассой. На крыльях хребтов-сводов обычны надвиги. Характерный пример такого рода ансамблей неотектонических форм — Тянь-Шань [32, 34]. К таким зонам линейного коробления относятся Джунгарский Алатау и Алтай, горы Северной Монголии и Забайкалья, нагорье Черского на Северо-Востоке России. Им свойствен так называемый гобийский механизм орогенеза [28], заключающийся в линейном короблении верхней части литосферы, аркогенном надвигообразовании в условиях поперечного горизонтального сжатия. Поэтому зоны линейного коробления составляют северную часть полосы Индоевразийской коллизии литосферных плит [39]. Но это, видимо, только один из факторов гобийского орогенеза. Другой заключается в том, что линейное коробление и тектоническое скупивание верхних частей литосферы может обеспечиваться дифференцированными перемещениями последней по наклонным скатам кровли астеносферы. Именно такая особенность структуры астеносферы наблюдается во Внутренней Азии [24]. На юге Восточной Сибири умеренное тектоническое скупивание литосферы компенсирует ее растяжение в Байкальской рифтовой зоне. Зоны линейного коробления эквивалентны ансамблям глубинных складок Э.Аргана [1].

В Евразии существуют два типа рифтовых зон.

Внутриконтинентальные рифтовые зоны (Байкальская, Верхнерейнская) развиваются над выступами астеносферы. На восточных окраинах материка (северное побережье Охотского моря, Нижнее Приамурье) системы молодых грабенов и горстов приурочены к зонам утонения континентальной литосферы и представляют собой первую стадию погружений края континента и образования шельфовых бассейнов окраинных морей. Рифт Фэнвей в Восточном Китае представляет собой промежуточную форму между внутри- и окраинно-континентальными рифтами; он приурочен к зоне утонения литосферы, осложненной выступом аномальной мантии. На восточных окраинах Евразии процессы утонения континентальной литосферы на запад распространяются до систем глубинных разломов, контролирующих положение вулканических поясов и крупных глыбовых поднятий, в какой-то мере подобных глыбам на окраинах гондванских континентов. Эти глыбовые поднятия (Колымское нагорье, Джугджур, Сихотэ-Алинь, горы Кореи и Юго-Восточного Китая) могут рассматриваться как реакция края «устойчивого» континента на интенсивные молодые погружения в окраинных морях [24].

Другие виды глыбовых поднятий в возрожденных горах Евразии в основном представляют собой шовные образования на границах геоблоков. Это системы узких горстов и ступеней, часто ограниченных надвигами и взбросами (Тукурингра-Джагды в Приамурье, Сетте-Дабан у восточного края Сибирской платформы и в особенности Урал). Урал представляет собой систему горстов, опирающихся на поднятые ступени (рис. 3). На Среднем и Северном Урале ширина этого глыбового поднятия, разделяющего древнюю и молодую платформы, не превышает первых десятков километров, а иногда составляет всего 10—15 км. Интересны два обстоятельства: в осевой зоне Урала шовные горсты, возвышающиеся над окружающими тектоническими ступенями, представляют собой клиновидные выдавленные массивы ультрабазитов; новейшая структура Урала обладает восточной вергентностью, по направлению противоположной таковой в палеозойской структуре.

Большие сводовые поднятия, морфологически представляющие собой обширные нагорья без межгорных впадин, — также характерный элемент возрожденных орогенических поясов Евразии. Это двускатные горные сооружения, общие особенности тектонического рельефа которых описываются сферическими поверхностями большого радиуса кривизны (Верхоянский хребет и Сунтар-Хаята, Становой хребет, Хангай и Хэнтей, Восточный Саян). По геофизическим данным, эти своды являются морфотектоническим выражением литосферных блоков с общим дефицитом плотностей [24] и потому испытывающих устойчивые и длительные изостатические воздымания, сквозные по отношению к эпохам орогенеза и планации; изменяются лишь темпы изостатических воздыманий.

Еще один элемент структуры возрожденных орогенов — в разной мере упорядоченные системы разновысотных горстов и тектонических ступеней. Эти блоковые поля особенно распространены в Западной Европе и на юге Китая, в других орогенических поясах они как бы заполняют промежутки между крупными неотектоническими формами [23, 24]. Блоковые поля — типичные конвергентные формы и могут быть следствием как слабого тектонического сжатия верхних частей литосферы, так и тектоничес-

кого их крошения на начальных стадиях «рассеянного» растяжения.

Молодые подвижные пояса. Альпийско-Гималайский подвижный мегапояс представляет собой, с одной стороны, как бы горный остов Евразии, с другой — он разделяет лавразийскую составляющую ее структуры от приключенных гондванских субконтинентов. В западной части мегапояса в новейшей структуре главное значение имеют складчатые и покровно-складчатые орогены как морфологическое выражение интенсивного тектонического скучивания литосферы. Морфотипом и тектонотипом складчатых гор являются Юра, Веркор и горы Верхнего Прованса [11, 37, 41]. Складкообразование свойственно верхним тектоническим пластинам, перемещающимся по detachmentам и испытывающим коробление с сопутствующими надвигами [33, 35, 37]. Мощность этой пластины иногда всего лишь 500—600 м, и это при передаче тектонических напряжений из осевой части Альп на многие десятки километров. Само складкообразование может осуществляться в условиях перекоса цокольной поверхности, в данном случае являющейся аналогом зеркала складчатости, как наблюдается в горах Юра, Макран, Загрос и Сулеймановых, или при ее антиклинорном воздымании (Веркор). В складчато-покровных орогенах перемещения надвиговых пластин, образующих сложные сочетания, преобладают над геоморфологическим эффектом складчатых дислокаций. Примером подобных орогенов служат Альпы и Апеннины, Карпаты, Памир и Гиндукуш. Фронтальные части надвиговых пластин часто неустойчивы из-за их тектонической дезинтеграции, и это определяет широкое развитие скальных оползней и формирование хаотических комплексов. Южный берег Крыма — лучший пример подобной ситуации, как и в другом отношении: различия между складчатыми и покровно-складчатыми орогенами заключаются лишь в морфологическом преобладании складчатых или разломных дислокаций. В генетическом же отношении это явления сильнее тектонического скучивания литосферы в условиях ее горизонтального сжатия.

Немаловажное значение имеет и литологический фактор: складчатые горы формируются часто при наличии эвапоритовых горизонтов, по которым закладываются detachmentы и происходит перемещение и коробление верхних тектонических пластин. Поэтому складчатые горы располагаются по периферии молодых подвижных поясов, сложены комплексами чехла пассивных континентальных окраин (миогеосинклинальными) и распространяются на внутренние части передовых прогибов (Терский хребет Предкавказья, южные цепи Загроса), предгорных впадин (Южно-Таджикская впадина) или даже формируются в чехле краевых частей сопредельных платформ (Юра). По направлению к внутренним частям подвижных поясов они сменяются складчато-покровными горами. Например, южная часть Загроса представляет собой систему складчатых хребтов в миогеосинклинальном комплексе, а севернее размещаются покровно-складчатые хребты, приуроченные к крупной сuture [33, 35].

Зоны линейного коробления в виде систем хребтов-сводов и впадин — другой характерный пример молодых подвижных поясов. В морфологическом отношении они аналогичны «гобийским» ансамблям возрожденных гор, где коробление приповерхностных частей литосферы сопровождается и аркогенными надвигами, и продольными сдвигами. В связи с этим прослеживается хорошая структурная анало-

гия, например, между сейсмогенерирующими Северо-Анатолийским разломом Малой Азии и Долино-озерским линейamentом по северному фасу Гобийского Алтая.

Зоны линейного коробления в данном случае в известной мере можно рассматривать как морфологический результат старения молодых подвижных поясов, следующий за этапом покровной тектоники. Неслучайно поэтому, что такие орогенические ансамбли распространены в пределах ранних альпид (ларамид) или герциид, включенных в молодые подвижные пояса (юго-восток Балканского полуострова, Центральный и Северный Иран). Поэтому часто хребты-своды как бы окаймляют обширные равнинные междугорья.

Несколько обособленное положение в структуре молодых подвижных поясов занимают большие своды. Они могут быть изометричными по форме (Бихор в Трансильвании, Корякское нагорье), но более показательны линейные образования — Срединный хребет Камчатки, Пиренеи и Большой Кавказ. В геологическом отношении они обладают двумя особенностями: наличие метаморфических или кристаллических ядер и молодых вулканических образований в виде мощных массивов (Эльбрус и Казбек Большого Кавказа) или осевых вулканических поясов (Срединный хребет Камчатки). Большой Кавказ является ключом к пониманию сводообразования в условиях молодых подвижных поясов. Он несет в себе черты как крупного свода, так и сопутствующие ему элементы покровно-складчатой морфотектоники. Сводовая природа Большого Кавказа хорошо выражена в его центральной и западной частях, но и здесь, на юго-западном крыле, хорошо проявлены перемещения надвиговых пластин. На востоке хребта оформлена периклиналь свода, но затем она сменяется ансамблем покровно-складчатых гор в форме Дагестанского клина [20], где сводовый изгиб практически не проявлен. Таким образом, Дагестано-Кавказский сектор Большого Кавказа представляет собой поперечное вложение складчато-покровных гор в большое сводовое поднятие. Сводовый изгиб наилучшим образом выражен в той (центральной) части Большого Кавказа, где хребет имеет кристаллическое ядро и где располагаются молодые вулканические массивы. Для сравнения отметим, что в Срединном хребте Камчатки, где присутствуют эти оба элемента геологической структуры, общий сводовый изгиб проявлен в чистом виде.

Данные обстоятельства позволяют высказать гипотезу, что большие своды в молодых подвижных поясах могут сменять покровно-складчатый орогенез в условиях, если происходит тектономагматическая переработка литосферных блоков с их общим разуплотнением, и Большой Кавказ — наглядный пример такого процесса на ранней его стадии.

Тибет — Гималаи имеют особенные черты новейшей структуры в ряду молодых подвижных поясов Евразии (см. рис. 1). Северное их крыло представляет собой комплекс зон линейного коробления (тектонического скупивания) Алтынтага, Куньлуня и Наньшаня, охватывающих Цайдамское междугорье и содержащих крупные продольные сдвиги. Расположение этих горных сооружений на довольно крутом скате цокольной поверхности с перепадом высот не менее 2500 м свидетельствует о наклонном залегании здесь кровли астеносферы.

Гималаи, составляющие южное крыло горного пояса, представляют собой ступенчатое глыбовое

поднятие, ограниченное на юге надвигами и Цангпо-Индской сутурой на севере. В морфологическом отношении Гималаи — это полный аналог островодужных поднятий и, как и последние, являются отражением поддвига одной литосферной плиты под другую, но только внутри континента. Другая общая особенность Гималаев и островодужных поднятий — наличие поперечных грабенообразных проходов, причем в первом случае их северные продолжения в Тибете имеют рифтогенную природу (субширотные поперечные растяжения в очагах коровых землетрясений [15]).

В центральной части Тибет-Гималайского орогенического пояса на высоко поднятом (4000—4500 м) цоколе располагается система хребтов и впадин, не имеющая аналогов в Евразии и загадочная в генетическом отношении. Ее морфологическим аналогом является Боливийское Альтиплато и в меньшей мере провинция хребтов и бассейнов на западе Северной Америки [24].

Южное и восточное обрамления Евразии. Характеристика островодужных поднятий и сопряженных с ними глубоководных желобов была бы тривиальна в нашем изложении в сравнении с монографическими характеристиками [22]. В задуговых частях переходных зон наблюдается большее разнообразие морфотектонических ансамблей. Здесь ступенчатые погружения шельфов сопряжены с формированием глубоководных котловин окраинных морей. Днища и борта этих образований — область проявления задугового спрединга и рифтогенеза, начиная с растяжения континентальной литосферы с формированием систем островных поднятий и подводных впадин, днища которых достигают уровня аваншельфа. Эгейский регион — пример начальной стадии формирования задугового рифта [17]. Зрелая стадия — это япономорский бордерленд и его «осколки», включенные в виде возвышенности Ямато в глубоководную котловину. Финал задугового рифтогенеза мы видим, возможно, на бортах глубоководной котловины Восточно-Китайского моря [42]. За ней начинается спрединг океанической коры в днищах котловин окраинных морей. Борта их также испытывают тектонические обрушения благодаря формированию систем краевых погруженных блоков, ограниченных с трех сторон сбросовыми уступами, а с четвертой — открывающимися в днища глубоководными котловинами.

Обрамляющие Евразию средиземные регионы и переходная зона к океанам служат примерами ансамблей неотектонических форм, отображающих в рельефе тесное переплетение двух противоположных геодинамических обстановок в тектоносфере. В областях островодужных систем происходит формирование континентальной литосферы и соответственно рост материкового массива. Но последний в тылу островодужных систем одновременно испытывает разрушение, утонение и разрыв континентальной литосферы.

Ансамбли неотектонических форм. Рассмотрим общую характеристику структуры тектонического рельефа Евразии и ее составных частей. Выше отмечено общее поясное строение этого материкового массива: пояс великих платформенных равнин; возрожденные горы; молодые горы; средиземные регионы и переходная зона к океану; присоединившиеся гондванские субконтиненты. Такое поясное строение, определенно упорядоченное и с сопутствующим проявлением симметрии конуса, говорит о том, что Евразия представляет собой устойчивое образование с тенденцией к росту. Противоречивая сопря-

В орогенических поясах Евразии наблюдаются упорядоченные ансамбли неотектонических форм, структура которых часто характеризуется высокой симметрией. Чаще проявлены симметрия бордюров и продольная зеркальная симметрия. В отношении последней на уровне неотектонических зон харак-

терными примерами служат линейные и удлиненные сводовые поднятия типа Срединного хребта Камчатки или Хангая во Внутренней Азии. На уровне орогенических поясов продольная зеркальная симметрия свойственна Центрально-Азиатскому поясу воз-
рожденных гор: фланговые цепи зон линейного ко-

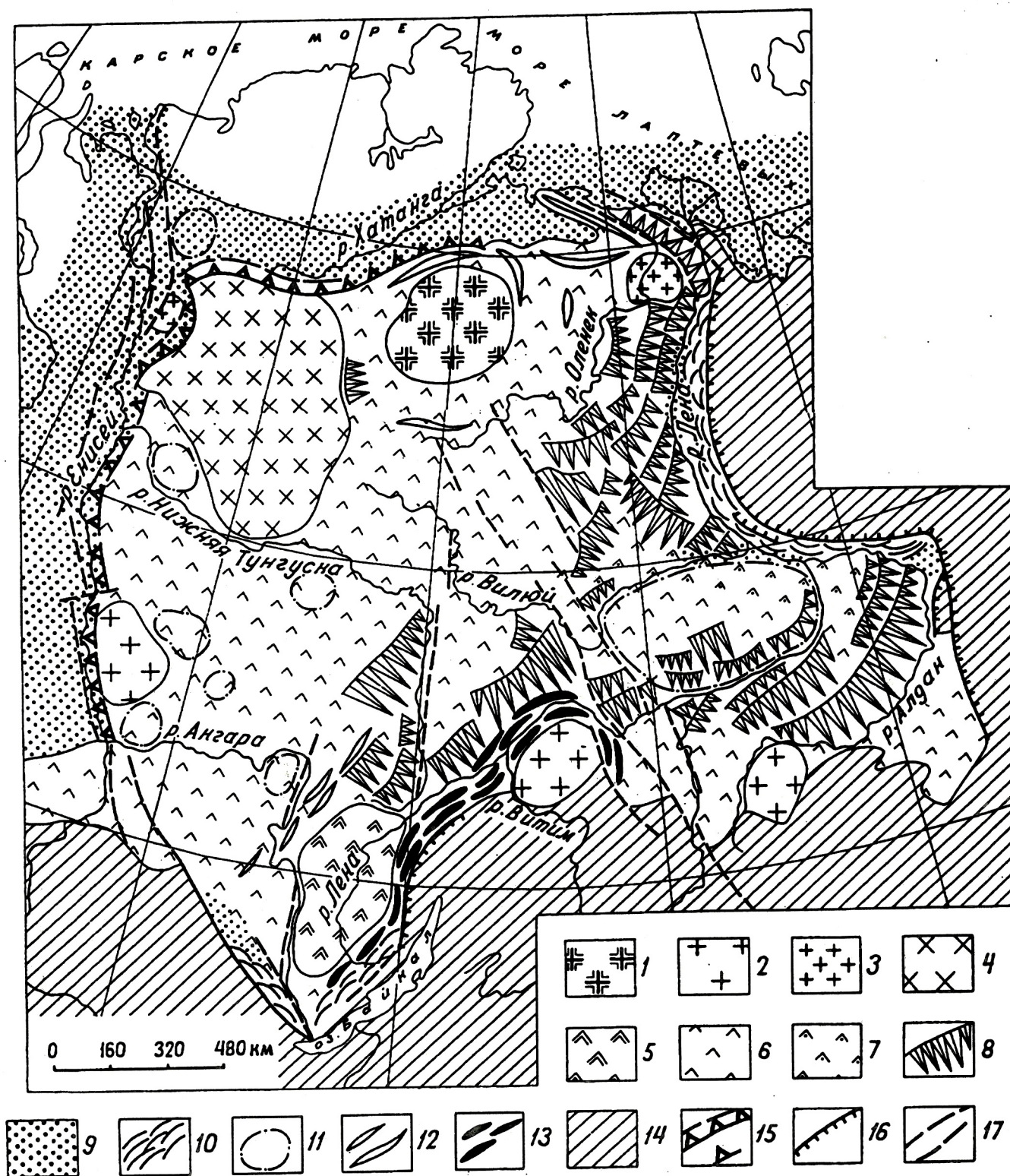


Рис. 4. Схема морфотектоники Сибирской платформы:

щитообразные сводовые поднятия: 1 — унаследованно воздымающиеся щиты платформы, 2 — кондендационные своды на окраинах платформы, 3 — поднятия чехла, 4 — инверсионные своды; 5—7 — поднятые ступени, в т.ч. высокие (5) и инверсионные (7); 8 — наклонные ступени; 9 — молодые опускания; 10 — предгорные пьедесталы; 11 — поднятия, выраженные в рисунке гидросети; 12 — локальные линейные поднятия; 13 — предгорные складки; 14 — область горообразования; 15 — окраинные уступы плато и плоскогорий; 16 — надвиги; 17 — главнейшие разломы

робления Алтая и Тянь-Шаня и равнинное Джунгарское междугорье между ними [24].

Интересно то, что активно развивающиеся неотектонические формы нередко обладают поперечной зеркальной симметрией. Новейшая структура Байкальской рифтовой зоны характеризуется симметрией бордюров: продольные трансляции и поперечные плоскости симметрии между секциями рифтовой зоны. Но одна из поперечных плоскостей симметрии (у северного окончания оз. Байкал) особенная, описывающая криволинейное зеркальное подобие северо-восточной части рифтовой зоны (Становое нагорье), с одной стороны, и ее байкальских и юго-западных секций, с другой [25]. Эта же плоскость симметрии описывает особенности современной сейсмомодинамики рифтовой зоны.

Альпийский пояс Европы — пример поперечной билатеральной симметрии неотектонических форм со сложной структурой (рис. 5). Здесь зеркально аналогичны: Альпы — Западные и Восточные Карпаты; Апеннины с горами Сицилии — Южные Карпаты с Балка-

ном; Паданская впадина — Паннонский бассейн; Горный Крым — горы Прованса; линейные своды Пиренеев и Большого Кавказа. Еще более сложный ансамбль Тибета — Гималаев и их окружения, включая Индостанский субконтинент, также обладает билатеральной симметрией. Относительно южного фронта Гималаев симметрично расположены цепи складчатых Сулеймановых гор и Киртара на западе, и складчатых гор Западной Бирмы на востоке; Памир-Пенджабский и Ассамский пережимы (синтаксилы), цепи сводово-глыбовых гор и складчатые хребты Южно-Таджикской и Сычуанской впадин (см. рис. 5).

Поперечная билатеральная симметрия присуща тем элементам молодой тектоники Евразии, где существенна роль горизонтальных перемещений литосферных блоков как в обстановке растяжения (Байкальская рифтовая зона), так и при интенсивном поперечном сжатии (молодые подвижные пояса). Эта поперечная зеркальная симметрия — свойство структуры наиболее динамично развивающихся неотектонических форм, и поэтому не случайно она проявляется в ясной форме в Альпийско-Гималайском мегапоясе и его окружении.

Итак, в тектоническом рельефе Евразии можно выделить конструктивный генетический ряд форм: от складчато-покровных орогенов альпийского типа через сводово-глыбовые горы (линейное коробление и тектоническое скупивание), большие своды возрожденных гор и блоковые поля к платформенным равнинам. К этому ряду, отображающему последовательный рост материка и упорядочение структуры континентальной литосферы, следует добавить еще и присоединившиеся гондванские субконтиненты. Эта особенность молодой тектоники Евразии как бы дополняет ее поясное строение и связанные с ним элементы симметрии конуса — свидетельства устойчивости и разрастания материкового массива. Его рост в настоящее время, по-видимому, продолжается в средиземных регионах.

Восточная периферия Евразии — пример нарушения этого процесса в результате интенсивных погружений, задугового рифтогенеза и локального спрединга в областях окраинных морей. Граница «устойчивого» континента здесь оформлена по глубинным разломам, контролирующим окраинно-материковые вулканические пояса. Здесь отмечается особая геодинамическая ситуация, обусловленная явлениями нарушений симметрии планетарного тектонического рельефа в Западно-Тихоокеанском регионе [24].

В целом Евразийский материковый массив можно рассматривать как ядро Пангеи будущего, к которому присоединились субконтиненты и стремятся присоединиться континенты — фрагменты расколовшейся Гондваны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (+96-05-64773).

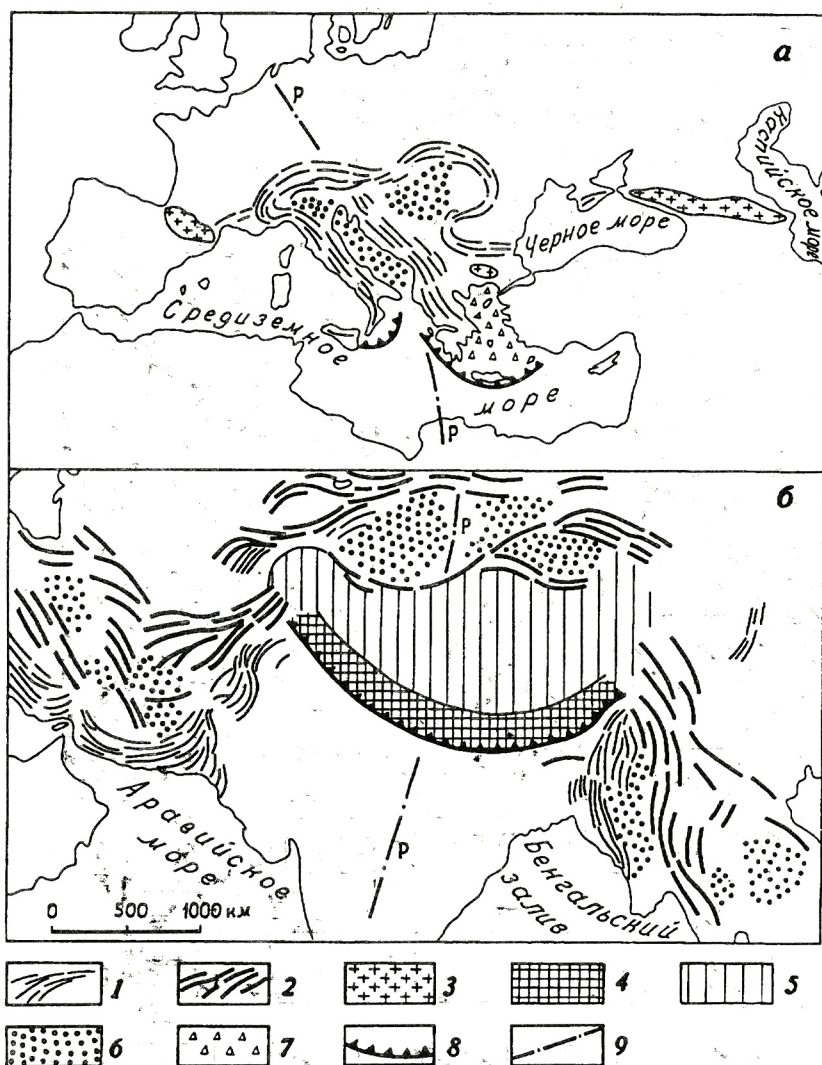


Рис. 5. Поперечная билатеральная симметрия молодых подвижных поясов Евразии:

а — Альпийский пояс Европы, б — Тибет — Гималаи с их окружением; 1 — складчатые и покровно-складчатые горы; 2 — сводово-глыбовые горы; 3 — большие своды; 4 — ступенчатое глыбовое поднятие Гималаев; 5 — системы горных поднятий на высокоподнятом цоколе (Памир и Тибет); 6 — крупнейшие впадины и междугорные понижения; 7 — задуговые рифтовые системы; 8 — задуговые окраины; 9 — примерное положение плоскостей симметрии

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арган Э.* Тектоника Азии (доклад на Брюссельской XII сессии МГК в 1922 г.) // ОНТИ НКТП. М.-Л., 1935.
2. *Варламов И.П.* Основные итоги изучения новейшей тектоники равнин Сибири в связи с их нефтегазоносностью // Геоморфология. 1982. № 3. С. 13—21.
3. *Ермолов В.В.* Озерные долины-трещины Путоранского свода // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 139—142.
4. *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967.
5. *Зятыкова Л.К.* Структурная геоморфология Западной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979.
6. *Калвода Я.* Морфотектоника Западного Каракорума // Геоморфология. 1990. № 4. С. 71—82.
7. *Карраш Х., Уфимцев Г.Ф.* Восточное обрамление Верхнерейнского грабена: Оденвальд, Крайхгау и Шварцвальд // География и природные ресурсы. 1996. № 3. С. 158—169.
8. *Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири.* Масштаб 1:2 500 000 / Ред. Н.А.Флоренсов, И.П.Варламов. — М.: Аэрогеология, 1981.
9. *Коржуев С.С.* Морфотектоника и рельеф земной поверхности (на примере происхождения и возраста рельефа Восточной Сибири). — М.: Наука, 1974.
10. *Лажя Я., Уфимцев Г.Ф.* Геоморфологические наблюдения в районе Клермон-Феррана (Центральный Французский массив) // География и природные ресурсы. 1995. № 3. С. 175—182.
11. *Мартонн Э.* Физическая география Франции. — М.: ИЛ, 1950.
12. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. — М.: Недра, 1968.
13. *Можжаев Б.Н.* Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. — Л.: Недра, 1973.
14. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72—78.
15. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988.
16. *Новейшая тектоника Южной Азии* / Н.И.Николаев, А.А.Наймарк, В.А.Селиванов. — М.: Изд-во МГУ, 1984.
17. *Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря, масштаб 1:5 000 000* / Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, В.Д.Чехович и др. — М.: РАН, 1994.
18. *Сейсмическая томография (с приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике)* / Под ред. Г.Нолета. — М.: Мир, 1990.
19. *Сергиенко В.М., Биджиев Р.А.* Позднечетвертичная тектоника севера Западно-Сибирской низменности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 73—82.
20. *Соколов Б.А.* Дагестанский клин как тектонотип складчато-надвиговых предгорий (к 70-летию со времени его выделения Н.С.Шатским) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 4. С. 58—64.
21. *Тараканов Ю.А.* Неровная поверхность океана // Природа. 1976. № 1. С. 106—111.
22. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана // Тихий океан. М., 1972. Т. V.
23. *Уфимцев Г.Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). — Новосибирск: Наука, 1984.
24. *Уфимцев Г.Ф.* Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. — Новосибирск: Наука, 1991.
25. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992.
26. *Уфимцев Г.Ф., Фогт А.* Складчатые горы Юры и Субальп // Земная кора-1996. Иркутск, 1996. С. 112—115.
27. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. — Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975.
28. *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.
29. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. — М.: Недра, 1977.
30. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. — М.: Недра, 1979.
31. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. — М.: Недра, 1984.
32. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1986.
33. *Штеклин Дж.* Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. № 1. С. 3—21.
34. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Новая сер. 1948. Т. 3.
35. *Alavi Mehdi.* Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation // Tectonophysics. 1994. Vol. 229. № 3—4. P. 211—238.
36. *Bhattacharji S., Chatterjee N., Wamplsey J.M.* et al. Indian Intraplate and Continental Margin Rifting, Lithospheric Extension, and Mantle Upwelling in Deccan Flood Basalt Volcanism near the K/T Boundary: Evidence from Mafic Dike Swarms // The Journal of Geology. 1996. Vol. 104. № 4. P. 379—398.
37. *Geologie de la France* /Ed. J.Debelmas. — Doin editeurs. Paris, 1974.
38. *Geomorphology from Space* (A Global overview of regional landforms) /Ed. Nicholas M.Short, Robert W.Blair. Jr. Washington: NASA, Scientific and Technical Information Branch, 1986.
39. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419—426.
40. *Ollier C.D.* Morphotectonics of continental margins with great escarpments // Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984. Boston: Allen Unwin, 1984. P. 3—25.
41. *Le relief de la France. Coupes et croquis* / Ed. Y.Battiau-Queney. — Paris-Milan-Barcelone; Masson, 1993.
42. *Ren Jishun(Jen Chi-shun), Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun* et al. Geotectonic Evolution of China. Beijing: Science Press; Berlin: Springer-Verlag, 1987.
43. *Subrahmanyam V., Gopala Rao D., Ramana M.V.* et al. Structure and tectonics of the southwestern continental margin of India // Tectonophysics. 1995. Vol. 249. № 3—4. P. 267—282.

Идеи и проекты века

УДК 550.348.436

© Г.С.Вартанян, 1999

Региональная система геодинамического мониторинга в проблеме устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира

Г.С.ВАРТАНЯН (ВСЕГИНГЕО)

История Земли как обитаемой планеты изобилует драматическими эпизодами внезапных природных катастроф, когда в одночасье уничтожались огромные материи и геологические структуры, гибли цветущие экосистемы и цивилизации.

В длинной череде разрушительных стихийных бедствий едва ли не самую опасную роль по скоротечности, ареалам поражения и масштабам людских и материальных потерь играют землетрясения и цунами, сопровождаемые практически мгновенными и жесткими опустошительными актами.

По данным Научного совета Японии (1989), только в XX в. наибольшая доля катастрофических событий приходилась на данный вид стихийных бедствий (50,9 % общего числа событий).

Существующая в настоящее время статистика не дает достаточно однозначных оценок масштабов экономического ущерба и числа человеческих жертв от катастроф сейсмического происхождения. Однако из сопоставления приводимых статистических данных [6, 10, 16] следует, что число погибших в мире

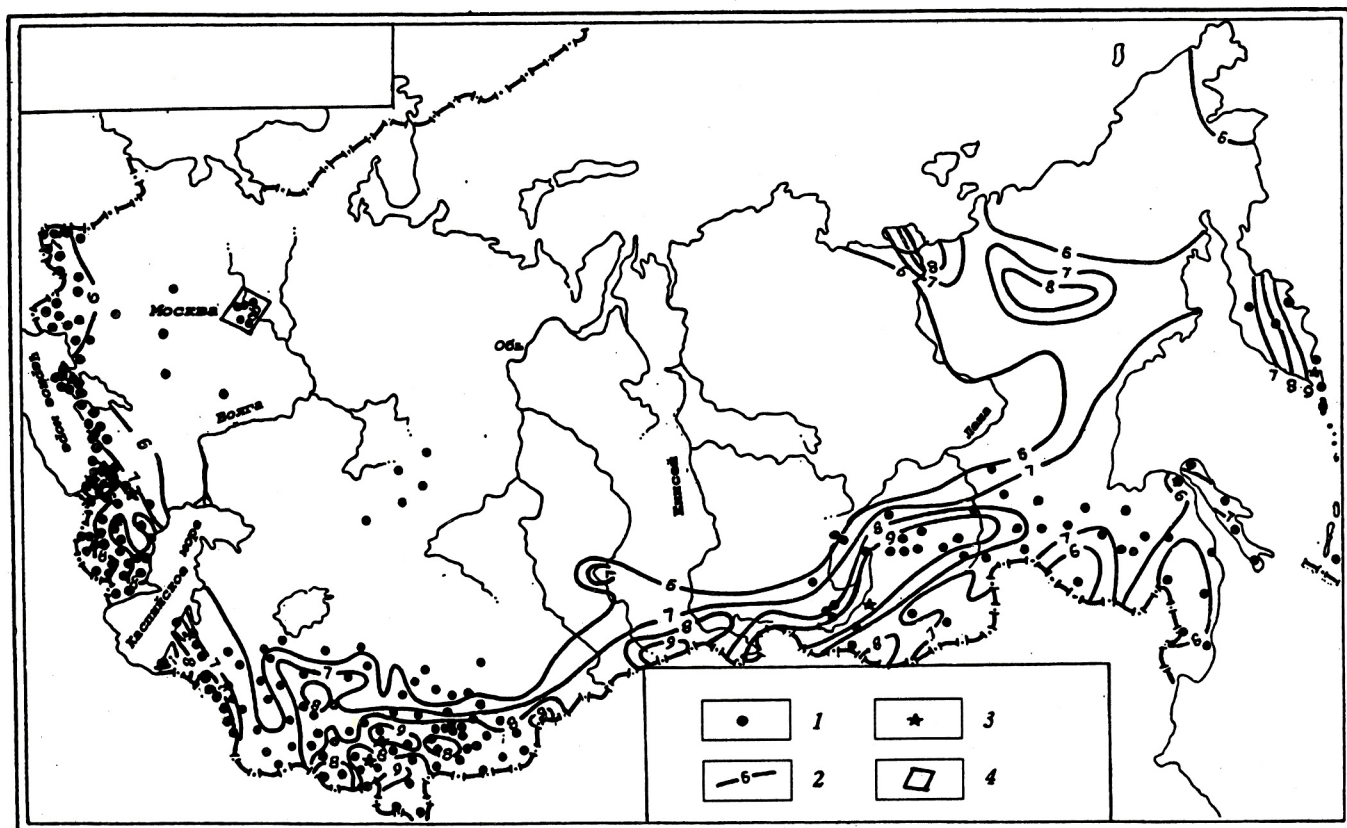
Поддавляют масштабы материальных потерь и тотального экономического ущерба, образовавшихся в результате отдельных сейсмических событий. В ряде случаев ущерб оказывался вполне сопоставимым или существенно превосходил стоимость валового национального продукта (ВНП) пострадавших стран. Особенно контрастно это выглядит в случаях государств со слабой экономикой. Так, экономические потери после землетрясения в Манагуа (23.12.72 г.) более чем в 2 раза превосходили ВНП страны; землетрясения в Гондурасе (04.02.76 г.) и Сальвадоре (10.10.86 г.) нанесли ущерб экономике этих государств, равный 31,8 и 26,7 % ВНП соответственно [11].

Уже на нашей памяти три наиболее катастрофические землетрясения поразили территорию бывшего СССР и России: Ашхабадское (1948 г.), когда город со 100-тысячным населением был уничтожен практически полностью; Спитакское (1988 г.), унес-

Совершенно очевидно, что в условиях подобного мощного натиска стихии естественным становится вопрос о выживаемости населения и экономики государств и континентов, оказавшихся в пределах сейсмоопасных провинций мира. Поэтому все, даже самые совершенные резолюции об устойчивом развитии, не подкрепленные масштабными мерами по защите от природных катастроф, будут оставаться просто декларациями о намерениях.

Поисками надежных предвестников сейсмических катастроф человек занимается с древних времен.

Созданные к настоящему времени многообразные сейсмопрогностические разработки значительно



1 — наблюдательные скважины; 2 — изосейсты; 3 — геофизический полигон; 4 — гидрогеодинамический полигон

различаются как по детальности и обоснованности предлагаемых решений, так и по физическим возможностям и достоверности их реализации.

В данной статье рассматриваются разработанные в 1979—1998 гг. во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) технологические решения, представляющие основу для реализации региональной системы прогноза землетрясений (REPS), которая была апробирована в практике работ по сейсмопрогнозу в России и ряде сопредельных стран. На основе особенностей REPS и других смежных технологий обсуждаются возможности создания комплексной системы международного геодинамического мониторинга и прогноза сильных землетрясений в одном из сейсмически активных регионов мира.

Базовые положения и понятия.

1. Эндогеодинамические процессы имеют глобальное развитие и в тектонически наиболее сильно напряженных регионах (*ареалах*) реализуются как наиболее деструктивное природное явление — сейсмичность.

2. Землетрясение — результат превышения предела длительной прочности комплекса горных пород, испытывающих значительные внешние нагрузки.

3. «Сопrotивляемость» разрушающему воздействию внешних сил определяется совокупными геомеханическими *свойствами* массивов горных пород.

4. Индивидуальные геомеханические свойства каждой горной породы — параметр переменный, зависящий в значительной степени как от вариации внешних факторов, воздействующих на ее матрицу, так и от процессов, протекающих непосредственно в самой породе (метаморфизация, деформирование, флюидонасыщение, замачивание и др.), т.е. помимо исходного параметра — свойства, важным показателем становится текущее *состояние* горной породы.

5. Изменение во времени вещества горной породы проявляется в виде некоторой последовательности состояний, систематическое наблюдение (мониторинг) за которой обеспечивает возможность слежения за эволюцией вещества горной породы и развитием *процессов* сейсмоподготовки.

Соответственно, *стержень комплексной проблемы изучения сейсмичности и прогноза землетрясений*, — *многомерное исследование разрушающейся петрофизической среды в соответствии со взаимосвязями в системе свойство — состояние — процесс — ареал*.

Отсюда следует, что при создании некоторого чувствительного комплекса регистрации *напряженно-деформированного* состояния крупных массивов горных пород, обеспечивающего технологию непрерывного слежения за последовательностью смены таких состояний, возможно существенное продвижение в практическом решении проблемы прогноза сильных землетрясений

Гидрогеодеформационное (ГГД) поле Земли. Многолетние исследования функционирования подземной гидросферы привели к обнаружению новой разновидности естественного поля — гидрогеодеформационного (ГГД) поля Земли, изменение состояния которого диктуют процессы эволюции напряженно-деформированного состояния земной коры, развивающиеся в реальном времени в пределах всех геологических сооружений планеты. Регистрация таких состояний обеспечивает соответствующую визуализацию упомянутых процессов для решения многоцелевых задач.

Результаты многолетних комплексных исследований ГГД-поля были признаны научным открытием [5, 9] и зарегистрированы в 1982 г. с формулой: *Явление глобально распространенных быстротекущих пульсационных изменений в гидрогеосфере, обусловленное способностью последней реагировать на изменение напряженно-деформированного состояния литосферы (Гидрогеологический эффект Вартамяна — Куликова).*

В последующие годы работы по исследованию особенностей функционирования ГГД-поля Земли обеспечили создание комплексной технологии слежения за геодинамическими процессами в обширных регионах, подверженных сильным землетрясениям (система МУАР), а затем обеспечили возможность подхода к решению одной из наиболее сложных задач современности — краткосрочному прогнозу разрушительных сейсмических событий (система REPS).

Система МУАР и ее последующая модификация система REPS развивались и апробировались на региональной сети ГГД-мониторинга, создание которой было начато в 1985 г. в сейсмически активных регионах России, Грузии, Армении, Азербайджана, Украины, Молдавии, Казахстана, Туркмении, Киргизии, Узбекистана. К 1991 г. эта сеть включала около 170 пунктов наблюдений, представленных гидрогеологическими скважинами особой конструкции и полуавтоматическими регистрирующими комплексами (рис. 1).

Свойства ГГД-поля. Как показывают результаты мониторинга ГГД-поля, его ткань формируется из короткоживущих структур сжатия и растяжения и быстро эволюционирует в течение суток — месяцев.

Каждая короткоживущая структура деформации, по существу, представляет собой сложно построенную *многослойную* систему, имеющую в разрезе в зависимости от знака деформации форму купола или чаши. Глобально функционирующее ГГД-поле также имеет слоистую структуру, что требует учета при геодинамических исследованиях.

Подземные воды, являясь практически несжимаемой субстанцией, представляют собой высокочувствительное «рабочее тело», воспринимающее малейшие изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих горных пород и дающее соответствующий сигнал на сеть мониторинга. Особая конструкция гидрогеологических скважин обеспечивает усиление деформационного сигнала и его регистрацию с помощью вторичной аппаратуры. При этом чувствительность измерений позволяет регистрировать объемные деформации массивов горных пород в диапазоне $d \cdot 10^{-9}$ — $d \cdot 10^{-7}$.

Несложные математические преобразования позволяют переходить от собственно гидрогеологических показателей к параметрам геомеханическим и далее оперировать массивом информации для компьютерного воспроизведения регионального поля напряжений — деформаций в виде соответствующих карт.

Анализ карт, получаемых на любой заданный момент времени, обеспечивает возможность принятия решения о характере развития геодинамической обстановки и оценки степени ее опасности для возможного проявления катастрофических сейсмических событий.

Примененная для ретроспективного анализа ряда катастрофических землетрясений последних лет (Спитак, 1988 г.; Лома Приета, 1989 г.; Рудбар-

Таром, 1990 г.; Рача-Джава, 1991 г.; Шикотан, 1994 г.; Хоккайдо, 1994 г.; Кобе, 1995 г.; Нефтегорск, 1995 г.), система REPS во всех случаях свидетельствовала о возможностях прогноза сейсмических событий с упреждением от 3 до 10 сут.

Использование мониторинга ГГД-поля можно рассмотреть на примере Спитакского землетрясения. Соответствующие исследования позволили выявить ряд ранее неизвестных черт сеймоподготовительного процесса. Так, с августа по декабрь 1988 г. в пределах мощного узла пересечения системы Транскавказских дислокаций и разломов Кавказского простирания была зафиксирована быстро развивающаяся, миндалевидная в плане, короткоживущая структура растяжения с наибольшими растягивающими деформациями на участке между г. Спитак и Дилижан. К началу декабря эта структура достигла на западе берега Черного моря (г. Батуми), а протяженность ее длинной оси составила 400–420 км (вклейка, рис. 2).

В обширном регионе мониторинга, площадь которого составляла около 500 тыс. км², кроме Спитакской были отмечены еще две структуры растяжения: Краснодарская и равновеликая ей по интенсивности деформаций — Ессентукская. Вместе с тем, ни Краснодарская, ни Ессентукская структуры за весь период мониторинга не могли конкурировать со Спитакской по уровню протекающих процессов деформаций, а Краснодарская к началу декабря 1988 г. вооб-

ще выродилась и была замещена областью слабых сжатий (вклейка, рис. 3).

Уже эта совокупность наблюдаемых фактов сама по себе могла бы стать прогнозируемым признаком в отношении места будущего сейсмического события.

В Армении 7 декабря 1988 г. в 10 ч 41 мин (время московское) произошло землетрясение с магнитудой 7,0 и ареалом разрушения, «накрывшим» г. Ленинакан, Спитак, Кировакан, Дилижан и множество деревень. Число жертв составило около 25 000 человек. Сильные толчки и разрушения были зарегистрированы в соседних государствах, особенно в расположенной к северу Грузии.

В осевой части структуры растяжения после землетрясения образовался протяженный (до 27 км в видимой части) разлом с вертикальной амплитудой перемещения крыльев в центральной зоне дислокации до 2 м.

Ретроспективный анализ характера развития Спитакской структуры (с получением графиков относительной деформации D_e и сейсмической атаки A_e) показал все возрастающие во времени нагрузки на массивы горных пород региона.

В частности, график D_e-t (рис. 4, а), полученный для всей территории Малого Кавказа, свидетельствует о том, что за начало заключительной фазы подготовки землетрясения можно было бы принять первые числа августа 1988 г., когда в районе впервые сформировалась структура растяжения. Далее, судя по графику, эта структура достаточно быстро развивалась и к 20-м числам ноября достигла некоторого предельного состояния, о чем свидетельствует седлообразное понижение на кривой D_e-t , после чего, на подъеме — мощный сейсмический разряд.

Прогностический максимум A_e мог бы дать сигнал сейсмической тревоги за 160–170 ч до события (см. рис. 4, б).

Следует отметить подобие форм кривых D_e-t и A_e-t , полученных при обсчете ГГД-поля в период других крупных сейсмических событий, в частности, Рача-Джавского, Лома Приета, Рудбар-Таромского (Иран), Шикотанского и др.

Очевидно, что экстремумы на кривых D_e-t (седлообразное понижение) и A_e-t (резкий пик) могут рассматриваться как достаточно надежные и устойчивые фиксаторы для краткосрочного прогноза сильных землетрясений.

Кинематические реконструкции ГГД-поля. Весьма высокие темпы смены физического состояния горных пород и широкие масштабы процессов потребовали разработки специальных приемов обработки и анализа данных ГГД-мониторинга. Результатом таких работ явилось создание методики регионального ГГД-зондирования, обеспечившего оценку физического состояния (степени и знака относительной деформации) отдельных блоков геологического пространства. Для учета темпов изменения физического состояния горных пород в качестве характеристики была введена скорость и, что оказалось особенно показательным, — ускорение деформации горных пород. В последнем случае анализ комплекта карт ускорения и графиков a_e-t позволил:

проследить за триггерными моментами и критическими точками в процессе деформирования горных пород;

количественно сопоставить характер деформационного развития различных блоков;

диагностировать области с наибольшими ускорениями и торможениями деформационного процесса;

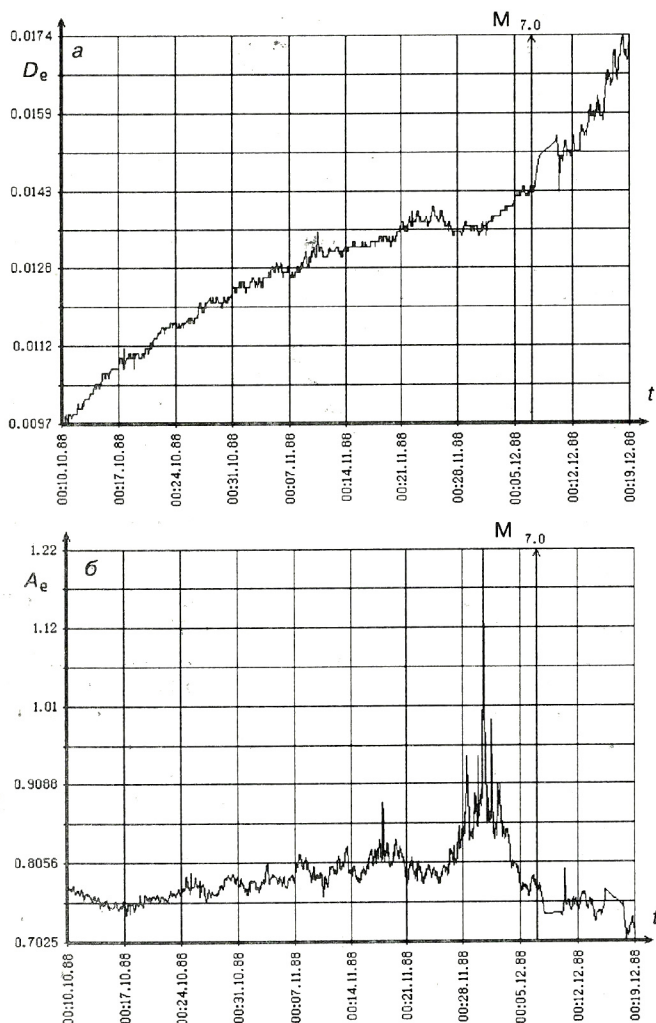
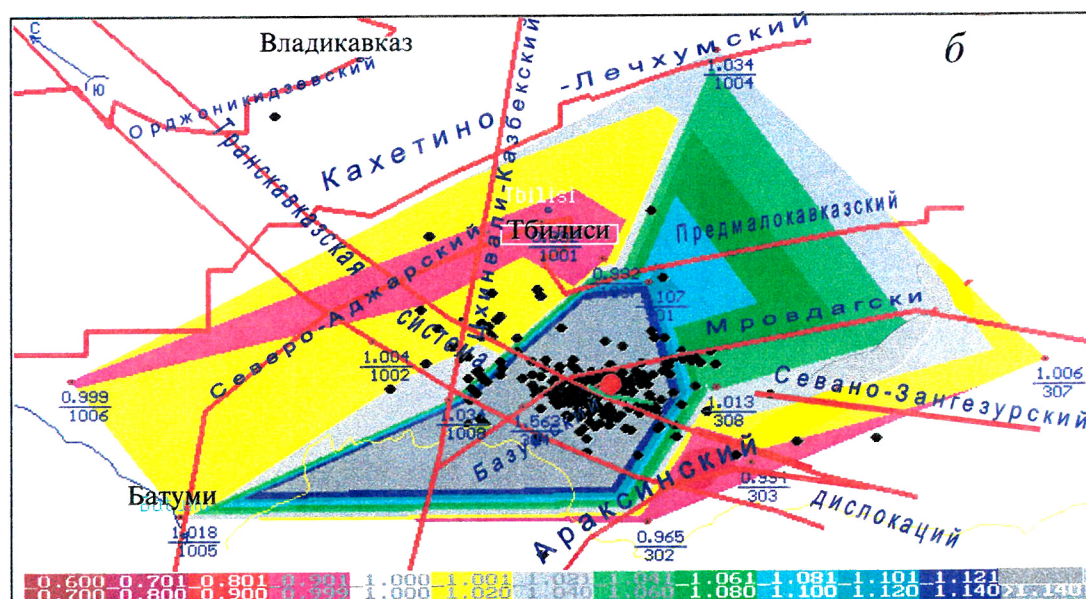


Рис. 4. Графики относительной деформации D_e-t (а) и сейсмической атаки A_e-t (б)



Сжатие

Растяжение



Сжатие

Растяжение

0 30 км

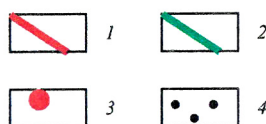


Рис. 2. Состояние ГГД-поля на 17.08. (а) и 07.12.1988 г. (б), Малый Кавказ :

1 - основные тектонические нарушения региона; 2 - новообразованный разлом; 3 - эпицентр главного удара; 4 - эпицентры афтершоков

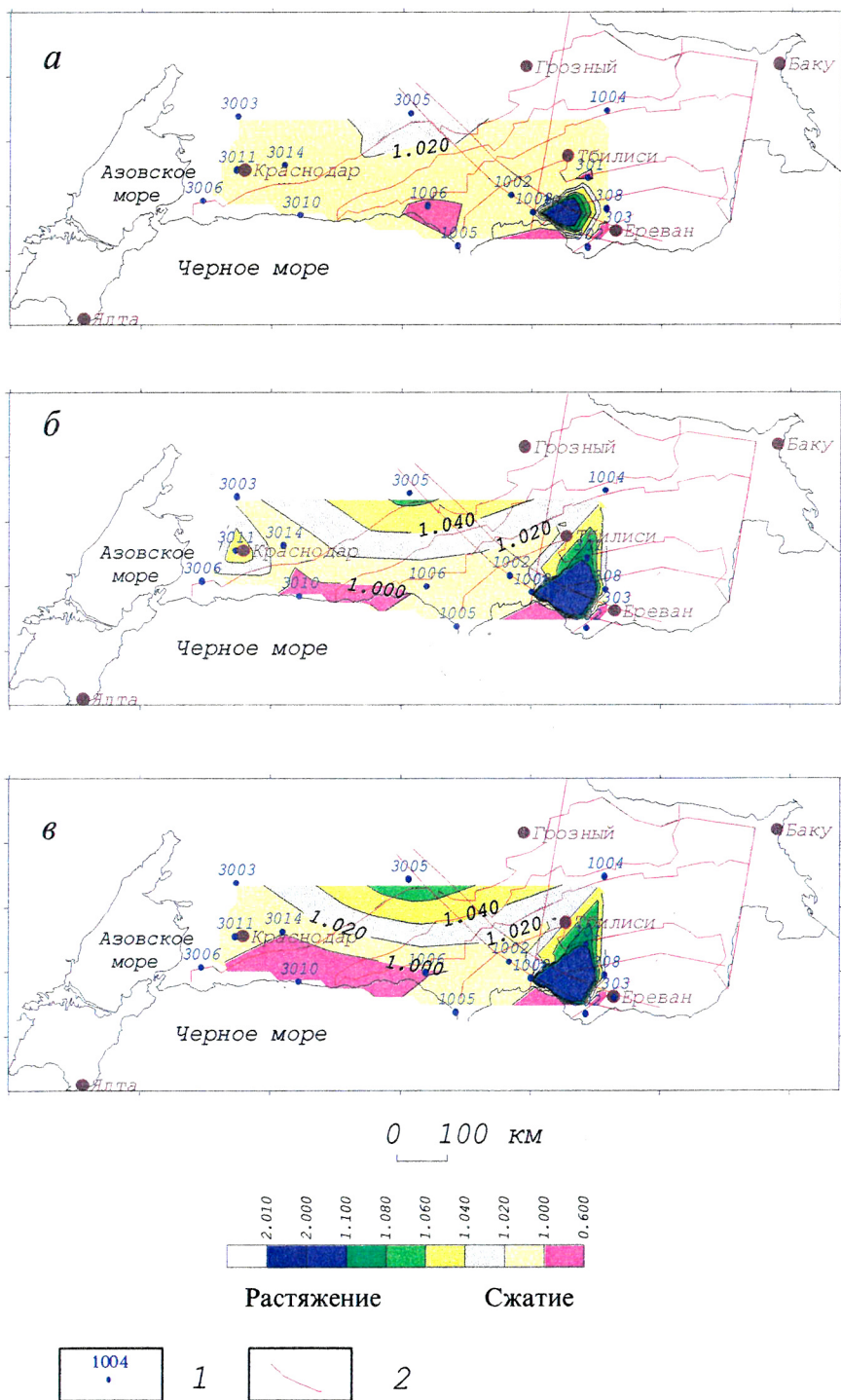


Рис. 3. Состояние ГГД-поля на 11 ч 27.08. (а), 26.11. (б) и 07.12.1988 (в), Кавказ :

1-наблюдательные скважины; 2-разломы

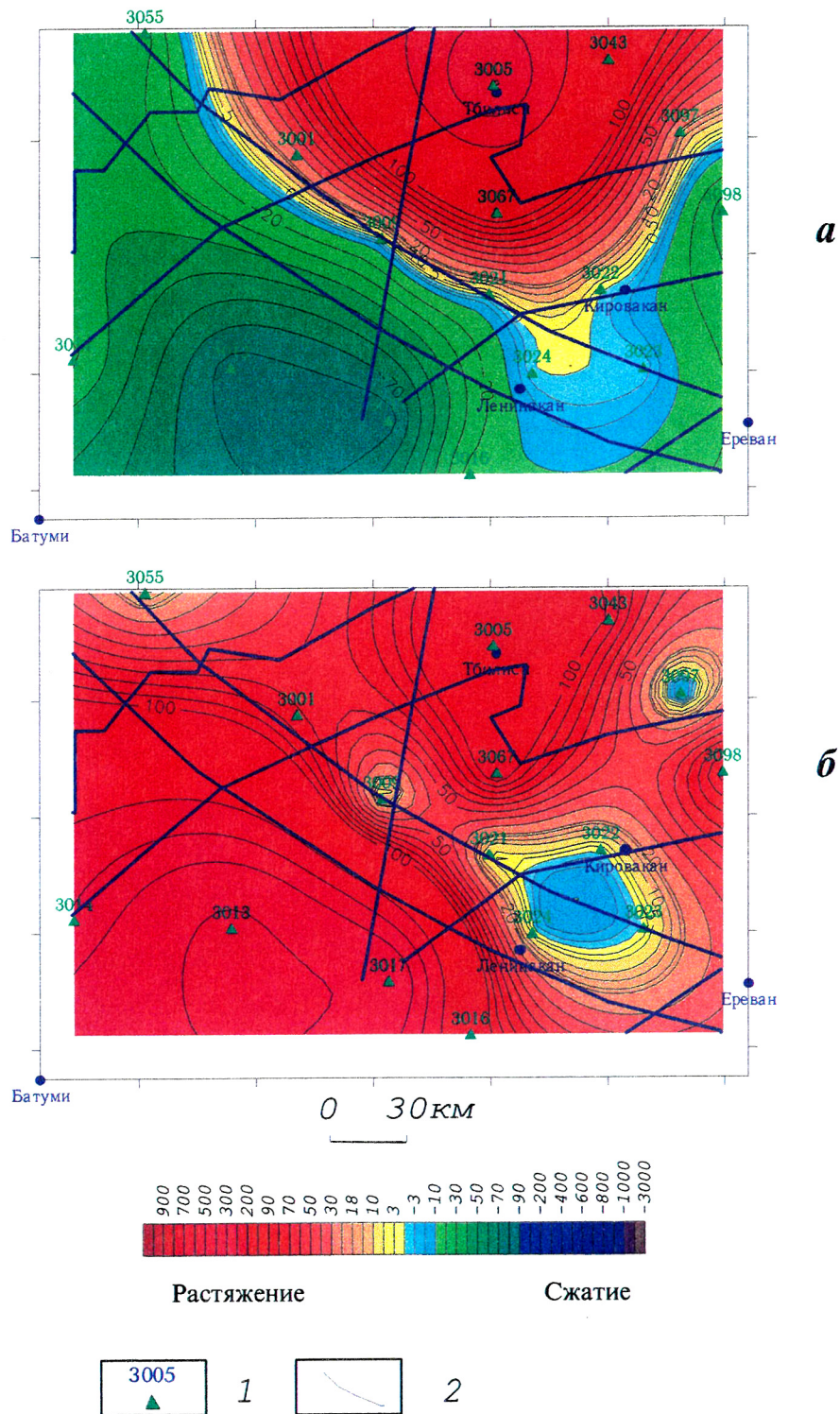


Рис.7. Пример тектонического контроля короткоживущих структур ускорения (растяжения) и торможения (сжатия) на 21 ч 10.11.1988 г. (а) и ГГД-поле за 40 минут до Спитакского землетрясения 07.12.1988 г. (б):

1-наблюдательные скважины; 2-разломы

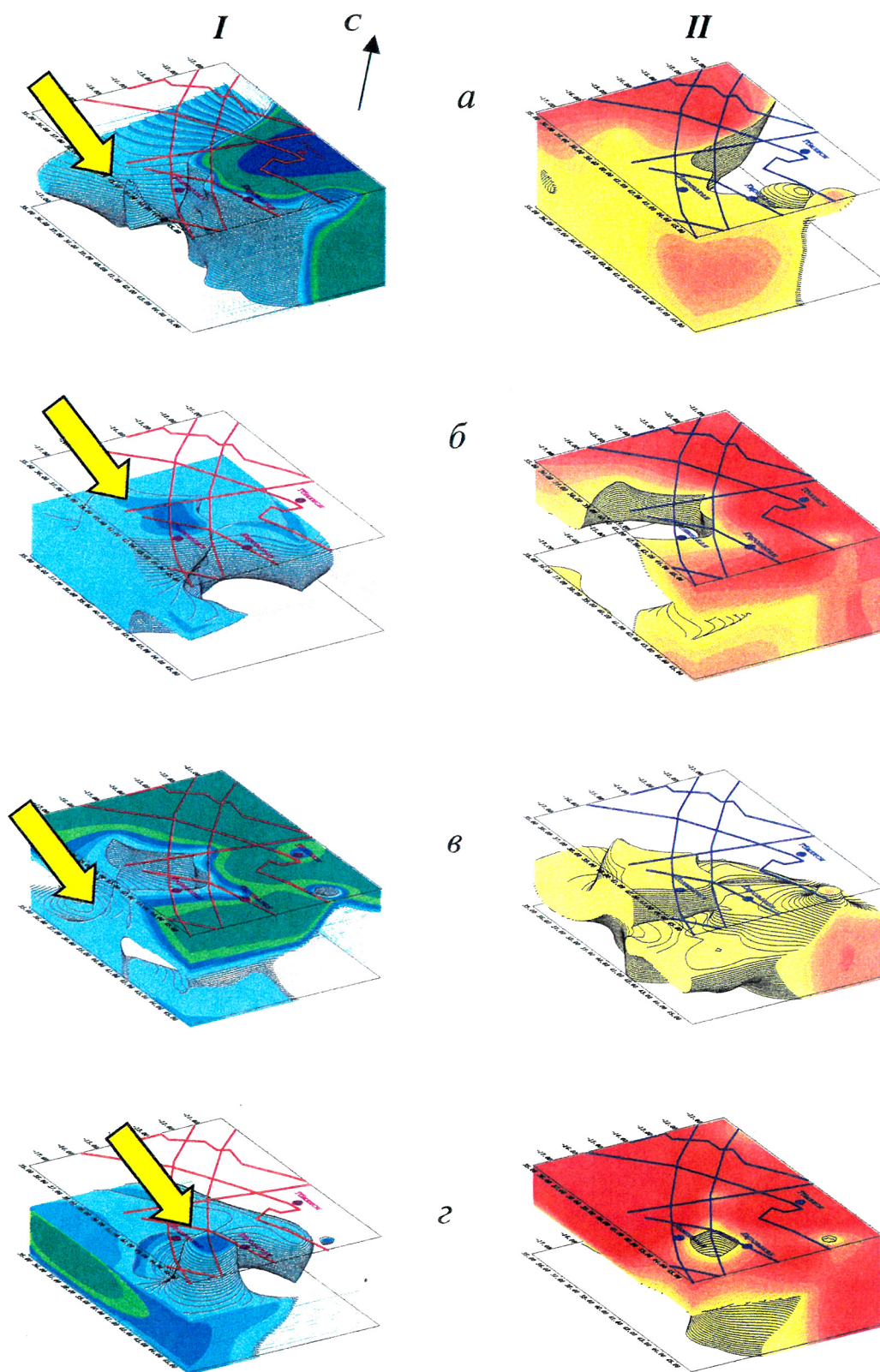


Рис. 8. Трехмерная модель структуры поля деформации на 07.12.1988 г., Малый Кавказ :

I - сжатий (торможений); *II* - растяжений (ускорений); время суток, ч : *a* - 7, *б* - 8, *в* - 9, *г* - 10

выявить потенциально опасные (очаговые) зоны и т.д.

Иными словами, характеристика напряженно-деформированного состояния геологической среды была получена в новой, кинематической модификации (ГГД_к-поле).

Исследования характера изменений ГГД_к-поля показывают значительную пространственную неоднородность процесса деформации и его нестабильность во времени. Таковы результаты анализа, выполненного для всех блоков зоны ГГД-мониторинга (рис. 5).

Следует указать, например, что первый импульс, свидетельствующий об активизации деформационного процесса в регионе наблюдений и выраженный достаточно интенсивным максимумом на кривой a_e-t , был отмечен в начале августа 1988 г. в блоках 21–24. Процесс варьирует с большой скоростью и практически ежечасно изменяется как по величине, так и по знаку. При этом отмечается тенденция к затуханию сигнала со временем, по мере приближения момента сейсмического события (рис. 6, а).

Другая группа блоков (13, 14, 16, 17) — юго-западный фланг рассматриваемой территории — оказалась вовлеченной в деформационно-колебательный процесс, начиная лишь с последних чисел сентября 1988 г., т.е. практически через два месяца после первой деформационной «раскачки» в блоках 21–24. Здесь отмечено достаточно резкое нарастание амплитуды графика a_e , сопровождаемое множественными изменениями знака (переходами кривой a_e-t через ноль), т.е. фиксируется смена деформационного процесса от ускорения к торможению (от растяжения к сжатию), и — наоборот (см. рис. 6, б).

Установлено несколько фаз нарастания и затухания колебательного процесса. Например, в блоке 13 фиксируются пять самостоятельных пакетов-фаз ускорения-торможения (30.09–20.10; 23.10–02.11; 06.11–15.11; 18.11–27.11; 30.11–07.12).

Третья группа блоков (5, 9) проявила деформационную активность после 15 октября, когда после мощной импульсной «раскачки» постепенно, по мере приближения сейсмического события интенсивность колебательного процесса уменьшилась (см. рис. 6, в).

Указанные группы геологических блоков различаются по амплитудам колебания a_e . Например, интенсивность колебательного процесса в блоке 13 почти в 10 раз больше такового блока 22, находящегося в пределах будущего очага землетрясения.

Приведенные результаты позволяют сделать заключение о периодической сменяемости свойств горных пород, т.е. о переходе обширных геологических массивов в разные физические состояния, что отражается в вариациях параметров ГГД-поля. Можно полагать, что такие смены должны проявляться особенно контрастно на этапах активизации

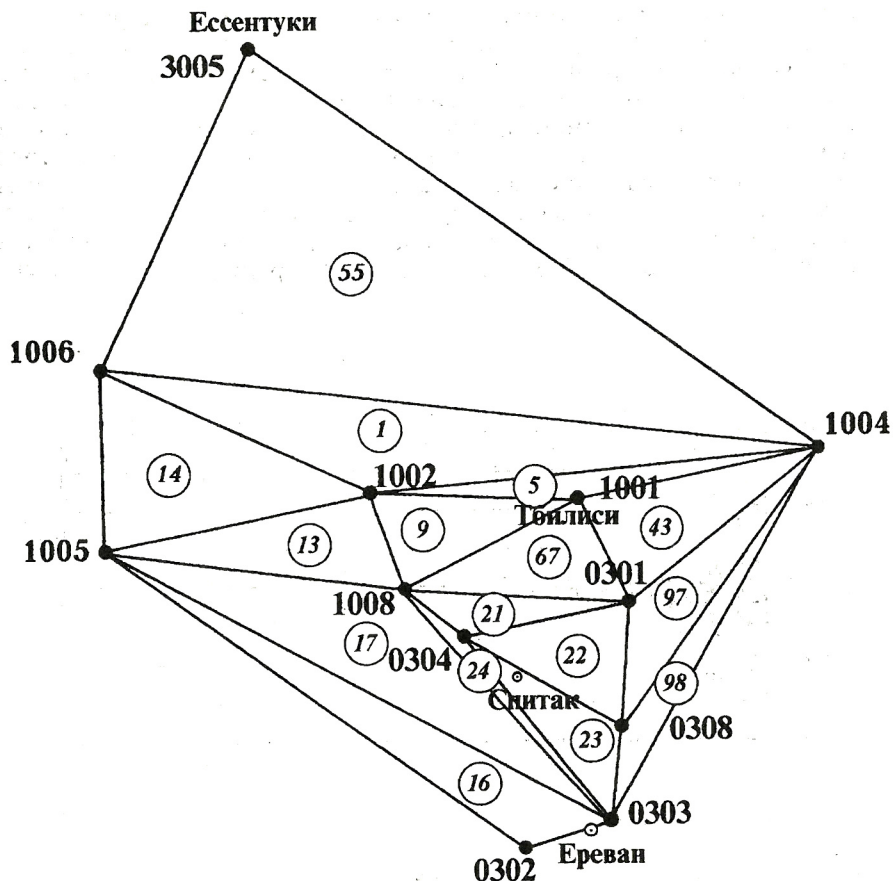


Рис. 5. Фрагмент сети ГГД-мониторинга, Малый Кавказ.

цифры на рисунке — номер скважины ГГД-мониторинга; цифры в кружках — номер блока

геодинамических процессов, накануне разрядки сейсмической энергии.

В частности, становится возможным говорить о фазах:

1) *пластификации*, когда интенсивность и амплитуда деформационного процесса в массиве достигают максимума; 2) *армирования (ужесточения)*, характеризующегося снижением деформационной реакции массива горных пород, что, очевидно, свидетельствует о наступлении состояния максимальной зажатости геологических толщ наблюдаемого блока. Подобное состояние фиксируется на заключительных этапах сейсмоподготовительного процесса в пределах будущей эпицентральной области.

Некоторые механизмы разрывообразования. Различия геодинамического поведения блоков хорошо прослеживаются при реконструкциях ГГД_к-поля для всей наблюдаемой временной последовательности. Кинематические реконструкции регионального поля деформаций показывают, что здесь в отличие от исходного ГГД-поля регистрируются множественные центры ускорений и торможений, соответственно характеризующие участки развития растягивающих и сжимающих напряжений. При этом становится очевидно, что ГГД_к-поле очень жестко контролируется сеткой разрывных дислокаций, а сами центры ускорений и торможений оказываются приуроченными к множественным межразломным блокам.

В процессе таких перестроений деформируемая многослойная среда кардинально изменяет в четырехмерном пространстве свою геометрию и состояние вещества горных пород. Темпы и интенсивность

перестроений зависят от степени близости к моменту разрушения (разгрузки), причем нулевая изолиния на картах ускорения представляет собой исключительно важную границу, разделяющую в пространстве блоки с разнонаправленными процессами (растяжения и сжатия) и указывающую на местоположение потенциально опасных зон.

Следует отметить высокие темпы эволюции границы раздела. Так, на сравнительно ранних этапах развития процесса сейсмоподготовки эта граница

характеризуется большими протяженностями и сравнительно хорошо проявленной линейностью, совпадающей, как правило, с простираемостью тех или иных тектонических структур (вклейка, рис. 7, а). В это время происходит быстрый «обмен» местами между структурами сжатия и растяжения, что отображает изменение напряженно-деформированного состояния одних и тех же массивов во времени.

В наблюдаемом регионе по мере приближения сейсмического события конфигурация ГГДк-поля резко изменилась, и преобладающими для ареала стали структуры ускорений-растяжений.

Затем, примерно к 9 ч 30 мин 7 декабря крупные структуры сжатия были вытеснены практически из всего региона наблюдений и оказались замещенными двумя обширными сильно сближенными в плане овальными структурами растяжения, для которых были отмечены высокие ускорения.

Разделяющая их узкая в плане четковидная зона вытянулась вдоль системы Транскавказских дислокаций. При этом, каждое из трех четок-раздутий характеризовалось весьма малыми по сравнению с окружающими их площадями ускорениями.

На этом фоне необходимо обратить внимание на структуру, сформировавшуюся к 10 ч утра (т.е. за 40 мин до землетрясения) и разместившуюся, по существу, между г. Лениканан и Кироваван (см. вклейку, рис. 7, б).

Здесь, на площади более 7 тыс. км², в зоне сочленения Базум-Мровдагского и Севан-Зангезурского разломов с системой Транскавказских дислокаций было отмечено интенсивное сжатие, выраженное в виде эллипсовидной структуры торможения с длинной осью, ориентированной с юга на север.

Совершенно очевидно, что для углубленного понимания особенностей геодинамической эволюции толщ исключительную важность могли бы иметь сведения о пространственном характере распределения поля напряжений-деформаций, на что нами было обращено внимание в 1979 г. Для этого предлагалось сооружение региональной сети наблюдений, в состав которой должны были войти системы ярусных скважин, каждая из которых могла «освещать» свой, только ей присущий этаж геологического разреза.

Однако создание такой сети, охватывающей обширные регионы площадью сотни тысяч или миллионы квадратных километров, потребовало бы весьма значительных затрат, что представлялось нецелесообразным в рамках настоящей экономики.

Одна из наиболее важных и сложных задач — разработка способов детальных исследований пространственной структуры поля напряжений-деформаций геологических массивов, находящихся под внешней нагрузкой.

На основе анализа имеющихся фак-

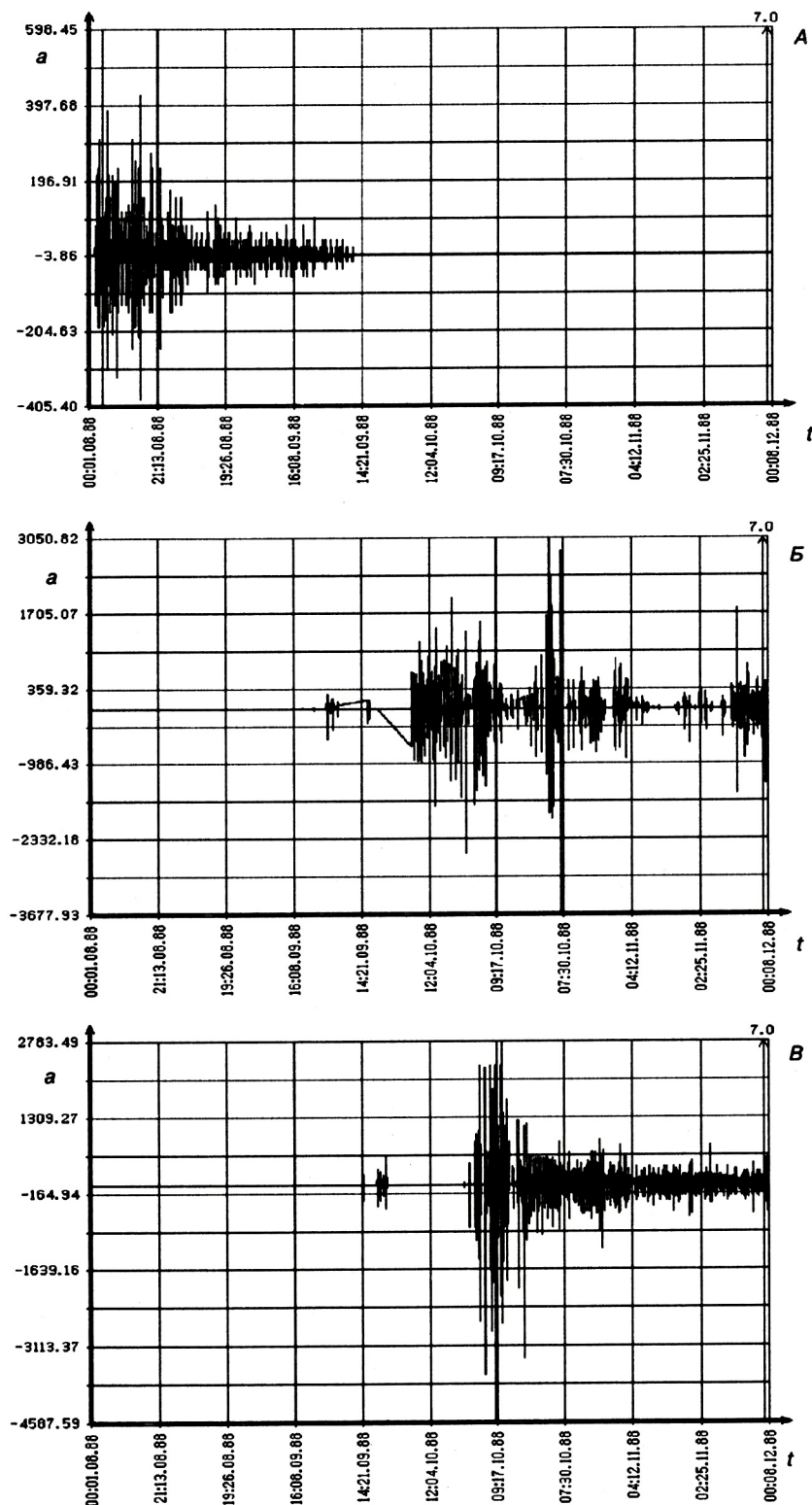


Рис. 6. Графики $a-t$, полученные для блоков 22 (А), 13 (Б), 5 (В), Малый Кавказ

тических данных была создана специфическая технология, позволяющая осуществлять квазитрехмерные реконструкции структуры ГГДк-поля.

В качестве объемной характеристики той или иной структуры деформации (развивающейся или вырождающейся) принималась та часть геологического пространства, которая оказалась между площадью, замыкаемой изолинией с заданным номером и соответствующей этой изолинии изоповерхностью. Объем отдельной структуры деформации с известной степенью упрощения либо приравнивался к площади опоры рассматриваемой структуры (типично для «мелких» структур), либо принимался за величину, превышающую эту площадь в n раз, что вычислялось по специально выведенным зависимостям.

Очевидно, что такая постановка была бы справедливой при допущении, что в толщах с пространственно выдержанными геомеханическими свойствами объем структуры деформации является функцией площади, «накрываемой» соответствующей изоповерхностью.

Отсюда следует, что подобные вычисления можно выполнять для любой изоповерхности, т.е. становится возможным характеризовать данное состояние структуры деформации несколькими объемами, вкладываемыми один в другой.

Последующая хронография эволюции каждого из объемов такой «матрешки» позволяет получать параметры v_e и a_e для любой поверхности структуры деформации и затем сопоставлять эволюции нескольких квазитрехмерных объемов во времени и пространстве.

Подобные реконструкции поля ускорений-растяжений показали, что к упомянутому выше времени (утро 7 декабря) региональное поле деформации имело особенно сложное строение, где структуры растяжения тесно сопрягались в пространстве со структурами сжатия, вписываясь одна в другую. Так, например, роль «обоймы» в 10 ч 7 декабря играла структура растяжения, а ее «полость» заполняла структура сжатия-торможения.

Рассмотрение особенностей эволюции структуры торможения-сжатия в регионе выявляет весьма важную деталь: рост субвертикального штокообразного маломощного тела, который наметился с 7 ч 7 декабря 1988 г.

Вначале этот криптошток отмечен в треугольнике, образуемом пересечением Базум-Мровдагского разлома с западным ограничением Транскавказской системы дислокаций. Затем, в 8 ч утра он сместился севернее и, сильно увеличившись в сечении, проявился в близповерхностной части. Его плановое положение контролируется системами Транскавказских дислокаций и Цхинвали-Казбекского регионального разлома.

В 9 ч утра шток мигрировал на юго-запад и зафиксировался под южным флангом Цхинвали-Казбекского разлома как слабозамечная эмбриональная криптоструктура сжатия. Далее, к 10 ч, т.е. примерно за 40 мин до землетрясения, эта структура с мощным стволем достаточно совершенной формы сдвинулась в сторону пересечения Базум-Мровдагского разлома с восточным краем Транскавказской системы дислокаций.

Всего в течение 4 ч имела место миграция новообразованного штока сжатия по сложной траектории с юга на север, далее на юго-запад и затем на северо-восток, где в 10 ч 41 мин 7 декабря 1988 г. произошло разрывообразование и излучение упругой энергии.

Таким образом, рассмотренная ранее эллипсоид-

ная структура сжатия-торможения в районе г. Ленинанкан и Кировакан (см. рис. 7, б) представляет собой приповерхностное проявление «глубинного» штока, сформировавшегося за несколько часов непосредственно перед землетрясением (вклейка, рис. 8).

С учетом сложного пространственного сопряжения разнознаковых структур деформации, а также на основе векторных реконструкций стали возможны оценки господствующих трасс потенциальных сдвижений (ТПС) массивов горных пород и выявление зон возможного разрушения материала. Такие мониторинговые реконструкции обеспечивают выявление зон с минимальными скоростями (ускорениями) и их градиентами, что подчеркивает местоположение возможного будущего эпицентра.

Ортогональные изолинии скорости (ускорения) ТПС характеризуют на каждом участке *потенциальное* направление перемещения масс горных пород от центров с максимальными (положительными) к участкам с минимальными (нулевыми или, даже отрицательными) скоростями (ускорениями).

Для большинства ТПС характерны сложные («вихреобразные») траектории, что оказывается весьма важной характеристикой для понимания вероятных механизмов формирования разрывных дислокаций.

При этом градиенты скорости (ускорения), вычисляемые как разность между номерами последующей и предыдущей изолиний, отнесенная к длине ТПС между этими изолиниями, можно выразить формулой:

$$-\text{Grad } a_{n-1} = (a_n - a_{n-1}) / (l_{n-1} - l_n),$$

где a_n и a_{n-1} — ускорения на изолиниях n и $n-1$; $l_{n-1} - l_n$ — длина ТПС на участке измерения между изолиниями n и $n-1$.

В зонах с высокими номерами изолиний градиенты отличаются наиболее значительными абсолютными величинами. В то же время в концевой части ТПС градиенты скорости (ускорений) достигают наименьших значений, практически *приближающихся* к нулю.

$\text{Grad } a_{n-1}$ всегда отрицательный, что свидетельствует о процессах торможения, а характер распределения градиентов вдоль ТПС отражает увеличение сопротивления потенциальному сдвигению.

В условиях существования двух и более взаимодействующих структур растяжения (ускорения), характеризующихся вихреобразными ТПС, создаются возможности встречно-вращательных перемещений масс горных пород, а на границах их сопряжения, очевидно, должны формироваться зоны интенсивного сжатия. Регистрируемые на концевых участках ТПС низкие (или даже близнулевые) скорости (ускорения) деформации, по-видимому, можно было бы интерпретировать как достижение горными породами данного участка максимального уровня сжатия, приближения его к пределу длительной прочности материала горных пород.

На характер сдвижения горных пород определяющим образом может влиять строение короткоживущей структуры деформации. В частности, на проявление закручивающих движений влияет высокая степень кривизны внешней поверхности или удлиненность (а также эксцентричность) внутреннего строения сформировавшейся структуры деформации (так называемый циркульный тип геодинамической укладки) [7].

Весьма существенно пространственное взаиморасположение структур растяжения (ускорения), как это

видно из картины, сложившейся перед Спитакским толчком (рис. 9).

Другим фактором, важным для развития процессов разрушения, может оказаться диагональная (в пространстве массива) разнесенность разнознаковых максимумов, что в качестве своеобразной пары сил предопределяет возникновение условий для встречно-вращательных винтообразных движений. При этом в граничных зонах, где развиваются касательные напряжения, такой процесс также может завершиться мгновенным разрывообразованием.

Очевидно, что рассмотренные формы сдвижения блоков горных пород могли иметь место и в процессе подготовки Спитакского землетрясения в районе зафиксированной структуры сжатия-торможения. Можно полагать, что именно здесь массивированное воздействие внешних структур растяжения на сравнительно ограниченную в плане структуру сжатия оказалось решающим в реализации процесса вспарывания геологических толщ.

Из рассмотренной модели процесса следует, что наибольшие разрывные напряжения должны быть приурочены к верхней части разреза, где на фоне высокой «хрупкости» толщ развиваются наиболее быстрые и контрастные по знаку процессы деформации горных пород. Действительно, именно в приповерхностной части деформируемого массива, как правило, фиксируются максимальные амплитуды и протяженности разрывных дислокаций. Более глубокие и «пластичные» слои оказываются разрушенными в значительно меньшей степени.

Из изложенного можно сделать фундаментальный вывод о том, что на разных этапах сейсмоподготовительного процесса и на различных сечениях геологического разреза в формировании и локализации короткоживущих структур деформации и поля напряжений принимает участие весь комплекс разрывных нарушений, присутствующих в регионе. Несогласное во времени разноамплитудное (разномагнитудное) сдвижение берегов разломов,

происходящее в различных дислокациях, создает в межразломных блоках специфические быстро изменяющиеся во времени и пространстве структуры ГГД_к-поля. В наиболее напряженных зонах с тенденциями интенсивных встречных сдвижений горных пород можно ожидать разрывообразования и сопровождающего этот процесс излучения упругой энергии.

Установленные особенности, по-видимому, могут рассматриваться как достаточно надежные признаки, позволяющие с упреждением в несколько месяцев выявлять ареал будущего землетрясения, а далее, на основе результатов мониторинга, прогнозировать положение самого эпицентра.

Завершая краткое рассмотрение основных результатов изучения ГГД-поля и его производной ГГД_к-поля сейсмически активных регионов, сформулируем некоторые признаки, которые могут оказаться прогнозными в практике краткосрочного и оперативного прогноза землетрясений:

седлообразное понижение на кривой D_e-t , полученной по данным региональных реконструкций ГГД-поля, фиксируемое за несколько недель до события;

резкий пик на кривой A_e-t за несколько суток до землетрясения;

раннее проявление эффекта «раскачки» в ГГД_к-поле в пределах ареала будущего эпицентра с быстрым затуханием колебаний кривой $a-t$;

низкоамплитудные (по сравнению с дальней периферией) вариации параметра a в пределах будущей эпицентральной области;

зарождение вокруг будущей эпицентральной области сближенных в плане мощных структур высоких ускорений;

наличие узкой в плане зоны, имеющей форму субвертикального штока торможений (сжатий) в пределах будущего эпицентра;

низкий уровень деформированности периферических зон по сравнению с эпицентральной зоной.

Результаты применения технологии REPS для оценки геодинамического состояния недр и изучения процессов сейсмичности показали, что при подготовке мощных землетрясений в деформацию вовлекаются огромные ареалы, площади которых могут исчисляться миллионами квадратных километров.

Так установлено, что подготовительные процессы Рудбар-Таромского землетрясения (Иран, 1990 г.) охватили геологические структуры на площади не менее 3 млн. км², включая сооружения Кавказа, Копет-Дага, Эльбурса, Памира, Тянь-Шаня.

В случае применения системы REPS подготовительный процесс Шикотанского землетрясения (1994 г.) можно было бы четко отследить на расстоянии более 1200 км к югу от будущего эпицентра, на полигоне близ залива Суруга (Япония) и др.

Исходя из отмеченного, а также с учетом современного состояния технологии сейсмического, GPS и других видов мониторинга, можно утверждать, что уже сейчас имеются реальные предпосылки для широкого практического внедрения существующих научных разработок и создания комплексной международной системы геодинамических

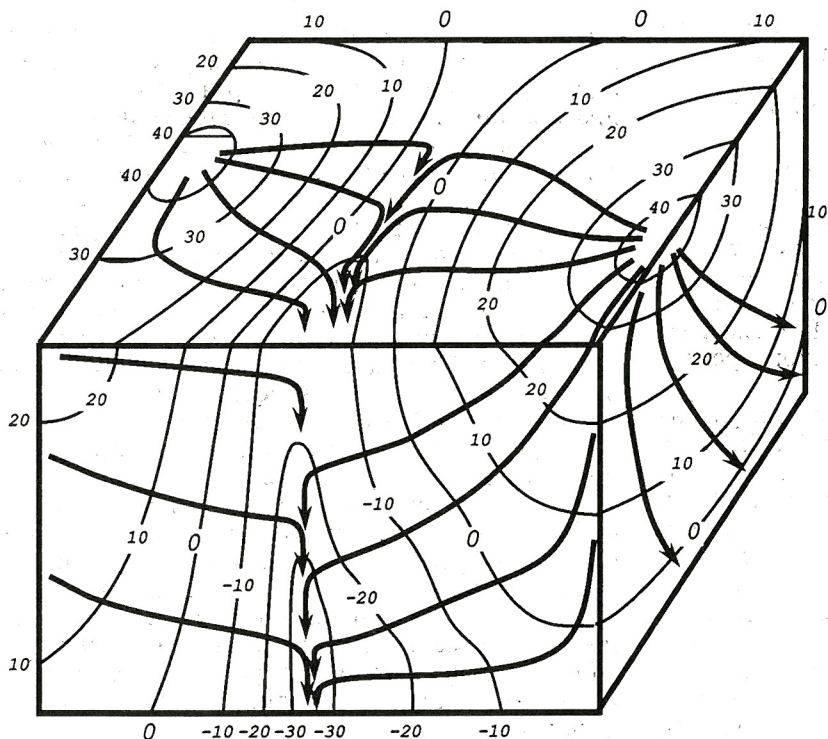


Рис. 9. Пространственная схема потенциальных сдвижений массивов горных пород

наблюдений для краткосрочного прогноза сильных землетрясений.

При этом в качестве региона, заслуживающего наибольшего внимания для создания подобной системы, можно было бы рассматривать Тихоокеанское сейсмическое кольцо, охватывающее такие густонаселенные страны, как Китай, Япония, США, Индонезия, Филиппины, Россия и др.

Говоря о системе геодинамического мониторинга для прогноза сильных землетрясений, следует подчеркнуть, что в этом случае имеется в виду *организационно-техническая структура*:

действующая в региональном или надрегиональном масштабе как целостный технологический комплекс; функционирующая на единых научно-методических и технико-технологических принципах;

обеспечивающая регулярный съем с наблюдательных сетей, анализ и обобщение данных о сейсмичности и напряженно-деформированном состоянии недр в пределах крупных ареалов.

Как следует из изложенного, одной из наиболее важных составляющих Системы является оптимальный комплекс методических и аппаратно-технических решений, обеспечивающих оперативное получение и обработку высокоточной информации о скрытых процессах сейсмоподготовки.

Задача комплексирования методов диктует необходимость выработки четкого представления о том, как следует строить многозвенную стратегию поиска предвестников и какие из доступных природных показателей должны быть приняты за основу при построении целостной системы краткосрочного и оперативного прогнозов.

Только на таких началах возможна разработка рациональной конструкции Системы, включающей как каркасные, так и надстроечные элементы. При этом каркасные элементы должны быть представлены базовыми технологиями мониторинга, дающими фоновую информацию, а надстроечные — детализационными методическими решениями, необходимость применения которых может возникать по мере развития геодинамической обстановки в регионе наблюдения.

Критерием добротности такой системы должна служить ее способность в случаях быстрых геодинамических эволюций обеспечить гибкое маневрирование всем рациональным технологическим арсеналом для выявления тенденций развивающегося процесса; анализа и принятия решений; выдачи предупреждающей информации.

Ввиду того, что широкое региональное развитие процесса сейсмоподготовки — установленный факт, технология-кандидат для отнесения к названной группе должна обеспечивать:

стационарный съем информации (с любой, перед задаваемой дискретностью) с разветвленной сети пунктов мониторинга; покрывающей сейсмогенные территории и сопряженные с ними «спокойные» ареалы;

слежение за «первичными» показателями геодинамического состояния среды;

высокий уровень чувствительности к сменам геодинамического состояния среды;

технологичность и экспрессность;

экономичность.

Базовым элементом Международной системы гео-

динамического мониторинга должна стать сеть наблюдений за комплексом геофизических параметров, являющихся производной от предсейсмического состояния геологической среды.

Построение системы должно осуществляться на фасетном принципе, согласно которому каждая из стран создает свою национальную службу геодинамического мониторинга и выполняет комплекс наблюдений по Единой международной программе.

Взаимодействие национальных служб может реализовываться на информационном уровне в соответствии с согласованным регламентом обмена данными.

Обработка исходной информации, получаемой каждой страной-участницей, выполняется как в рамках национального фасета системы, так и в специально создаваемом Международном центре анализа и обобщения.

В рамках создаваемой системы должно быть предусмотрено функционирование телекоммуникационных (включая телеметрические) информационных служб.

Исходя из сформулированных методико-технологических требований, можно утверждать, что в состав Международной системы в качестве каркасной должна входить также служба регионального геодинамического мониторинга REPS, базирующаяся на слежении за эволюциями ГГД-поля Земли.

В рациональном сочетании с собственно сейсмологическими и другими информативными технологиями долго- и среднесрочного прогнозов REPS может обеспечить надежное отслеживание быстротекущих процессов критической деформации горных пород и оперативную выдачу предупреждающей и иной информации, необходимой для принятия решений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле в исследовании механизмов геодинамики // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 29—37.
2. Вартанян Г.С., Бредехоефт Дж.Д., Роуэллоффс Э. Гидрогеологические методы исследований тектонических напряжений // Сов. геология. 1992. № 9. С. 3—12.
3. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Вып. 2. С. 310—314.
4. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. О глобальном гидрогеодеформационном поле Земли // Сов. геология. 1983. № 5. С. 116—125.
5. В Государственном комитете СССР по делам изобретений и открытий // Вестник АН СССР. 1984. № 1. С. 132—142.
6. Всемирная конференция по уменьшению опасности стихийных бедствий. — Иокогама, 1994.
7. Евзикова Н.З. Концепция дипольного строения геологических тел // Российский геофизический журнал. 1994. № 3—4.
8. Кофф Г.Л., Гусева А.А., Козьменко С.Н. Экономическая оценка последствий катастрофических землетрясений // ИЛС РАН. М., 1996. С. 200.
9. Открытия. Публикация об открытиях, зарегистрированных в Государственном реестре открытий СССР // Официальный бюллетень Государственного комитета СССР по делам изобретений и открытий. 1983. № 46. С. 3.
10. Deshpande B.G. Earthquakes, Animals and Man, Pune, India: The Maharashtra Association for the Cultivation of Science, 1987.
11. Energy and mineral potential of the Central American-Caribbean region., San Jose, Costa Rica, 6—9 March 1989, Episodes. Vol. 13. № 1.
12. Mogi K. Earthquake Prediction. Academic Press. Tokyo, 1985.
13. Scholz C. The Mechanics of Earthquakes and Faults. Cambridge University Press. Cambridge, 1990. P. 439.
14. Scholz C. Whatever Happened to Earthquake Prediction? Geotimes. March. 1997.
15. Vartanyan G.S. et al. The Problems of Study and Assessment of the Geoenvironmental State in Russia. Proc. 30 Int. Geol. Congr. Vol. 2 and 3. P. 83—93. VSP, 1997.
16. Zschau J. SEISMOLAP — Ein Schritt in Richtung Erdbebenvorhersage. Geowissenschaften 14, 1996.

Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса

С.И.АНДРЕЕВ (ГГП «Спецгеофизика»), Ю.В.МИЛЛЕР (ИГГД РАН)

В последние годы независимо друг от друга выполнены продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса и геологическая карта на ту же территорию — и то и другое в масштабе 1: 200 000, что открыло возможность сопоставить результаты, полученные принципиально разными методами. Профиль проходит по автомобильной трассе Петербург — Мурманск и представляет собой часть гораздо более протяженного траверса Великие Луки — Баренцево море. В статье представлена обработанная к настоящему времени часть траверса

протяженностью 180 км от пос. Лоухи до пикета, расположенного в 25 км к северу от г. Кандалакша. Геологическая схема, представленная на рис. 1, составлялась в ходе многолетних исследований региональной структуры, сопровождавшихся детальным геологическим картированием опорных участков общей площадью более 1,5 тыс. км² с использованием многих опубликованных картографических материалов [9].

Перед тем как обратиться к сейсмическому профилю необходимо хотя бы кратко прокомментировать

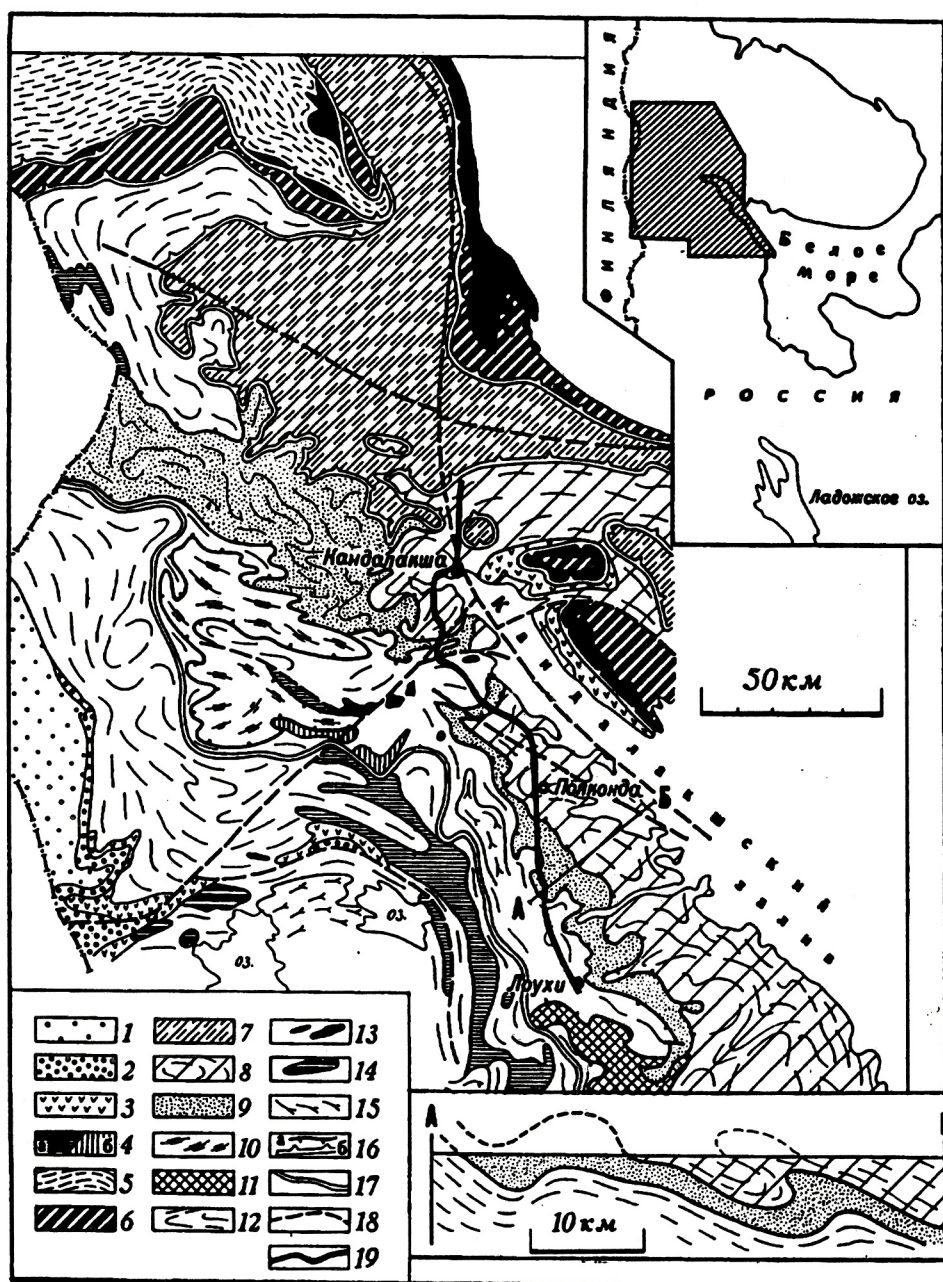


Рис. 1. Положение сейсмического траверса относительно элементов региональной структуры Беломорского подвижного пояса:

стратиграфические комплексы: 1 — людикий, ливвий нерасчлененные, PR¹, 2 — ятулий, PR², 3 — сумий, сарилий нерасчлененные, PR¹, 4 — лопий, AR² (а — кумжа-озерский, хизоваарский и другие комплексы в составе Керетского зеленокаменного пояса, б — каликорвинский комплекс); элементы региональной структуры: Лапландский аллохтон, покровы: 5 — Лапландский, 6 — Корватундровский, 7 — Риколатвинский; Беломорский аллохтон, покровы: 8 — Хетоламбинский, 9 — Чупинский, 10 — Ориярвинский, 11 — Майозерский (парааллохтон), 12 — Ковдозерский покров и комплекс основания Карельского кратона нерасчлененные; интрузивные породы: 13 — «поздние друзиты» — габбро, нориты, перидотиты, габбро-анортозиты (2400±50 млн. лет), 14 — расслоенные базиты (2450 млн. лет), 15 — чарнокиты, энтербиты, гиперстеновые граниты с возрастом цирконов 2400 и (или) 2700 млн. лет; 16 — сместители, разделяющие покровы (а — позднеархейские, б — свекофенские); 17 — граница, разделяющая территорию со структурными признаками позднеархейских покровов от территории, где такие признаки не установлены; 18 — разломы; 19 — сейсмический траверс

вать современные представления о геологической структуре рассматриваемой территории.

Краткая характеристика геологической структуры Беломорского подвижного пояса. Важнейшим результатом геологических исследований Беломорского пояса последних лет явилась расшифровка двух систем тектонических покровов: позднеархейской (Беломорский аллохтон) в составе Хетоламбинского, Чупинского, Ориярвинского, Ковдозерского покровов, Майозерского парааллохтона; свекофеннской (Лапландский аллохтон) в составе Лапландского, Корватундровского и Риколатвинского покровов (см. рис. 1). В настоящее время покровная структура Беломорского пояса обоснована структурно и геологически [3, 6—9] и проконтролирована независимыми построениями [5], что, конечно, не снимает многих неясных и дискуссионных вопросов. Покровы сложены преимущественно плутоническими метаморфизованными и рассланцованными породами — различными тоналитами, трондjemитами, базитами, реже — ультрабазитами. Только два элемента Беломорского аллохтона представлены в основном супракрустальными образованиями — метаморфизованными граувакками (Чупинский покров) и толеитовыми базальтами (Майозерский парааллохтон). В Хетоламбинском покрове среди тоналитов заключены «мафические зоны» — полосы, сложенные базитами и ультрабазитами (протоофиолиты?). Все эти образования имеют позднеархейский возраст. Северовосточная часть Беломорского пояса, где в современном эрозионном срезе сохранились покровы свекофеннского возраста, нередко выделяется в Лапландско-Колвицкую зону.

Беломорский аллохтон деформирован многочисленными разновозрастными складками, из которых наиболее значимы крупные линейные структуры селецко-

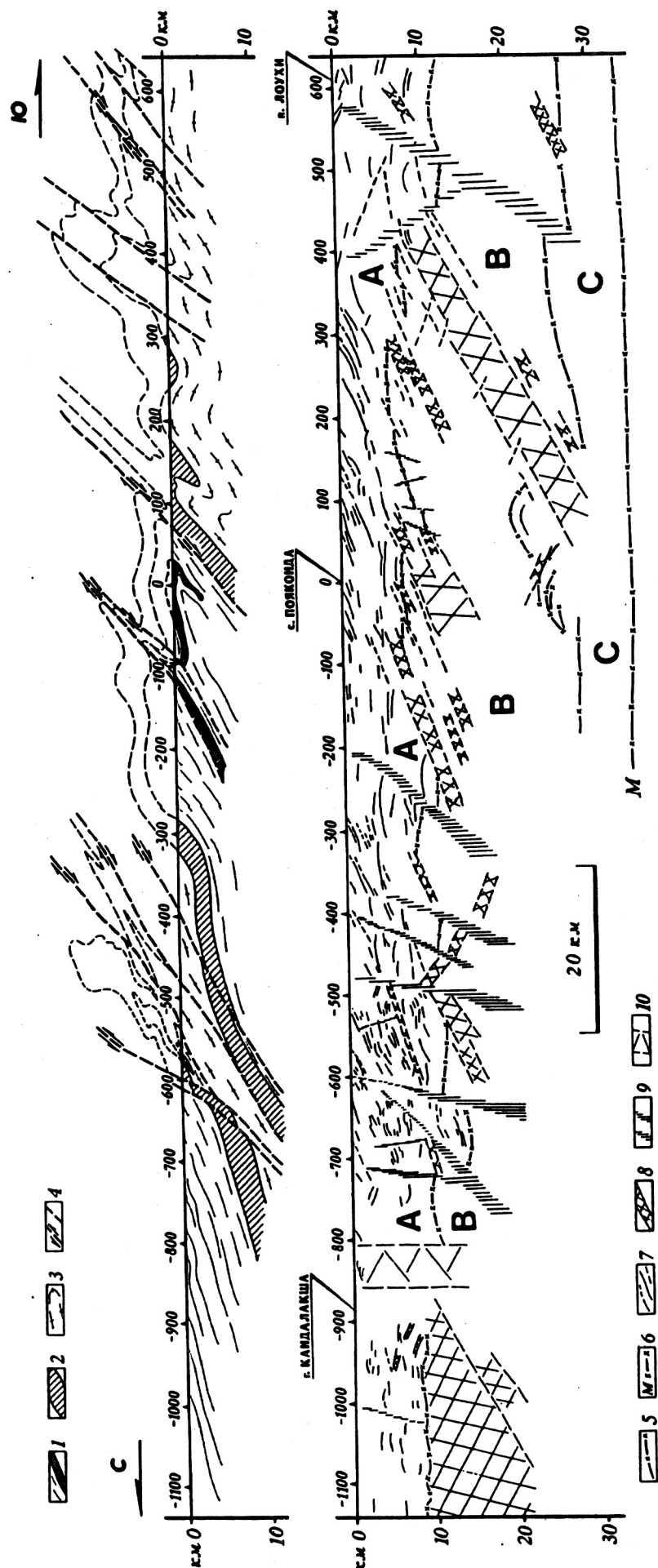


Рис. 2. Сейсмический трассе и геологический разрез Беломорского подвижного пояса:

позднеархейские тектонические покровы: 1 — Хетоламбинский с заключенными в нем мафическими зонами (протоофиолитами?), 2 — Чупинский, 3 — Ковдозерский; 4 — разломы и их кинематическая характеристика; 5 — границы, разделяющие слои А, В (кора), С (коромантийная смесь); 6 — граница Мохоровичича; 7 — сейсмические границы (зоны расланцевания, вешественные границы?); тектонические нарушения: 8 — ТН-1 (характеризуются своими волновыми полями), 9 — ТН-2 (разделяют разные волновые поля); 10 — Кандалякская зона (лишена отражающих поверхностей)

го возраста [8]. Свекофенские структуры представлены системой Лапландских покровов, куполами, которые локально накладываются на эти покровы и в значительной степени контролируют распределение слюдоносных пегматитов, а также поздними взбросами, падающими в северных румбах. Но главный структурный результат свекофенского цикла — юго-западная вергентность всех структур, включая свекофенские купола, обусловленная разносторонним (замедленным на нижних уровнях) течением материала в этом направлении [6].

Профиль расположен в области развития Беломорского аллохтона и только в крайней северной части (в районе г. Кандалакша) входит в Лапландско-Колвицкую зону, где, возможно, захватывает свекофенскую покровную структуру. Он ориентирован под острым углом к простиранью Беломорских покровов и по этому признаку назван продольным. В то же время, профиль почти повсеместно расположен под большими углами к селецким плитчатым структурам и генетически связанным с ними разломным зонам.

Для удобства сопоставления сейсмических данных с геологической информацией по линии профиля построен геологический разрез, приведенный над профилем (рис. 2). При построении разреза в качестве маркера использован Чупинский покров — наиболее надежно закартированный элемент Беломорского аллохтона. На разрезе, осложненном многочисленными складками селецкого возраста, видно, что комплексы, подстилающие и перекрывающие чупинские гнейсы, неоднократно меняются местами: на севере Хетоламбинский покров залегает наверху, а Ковдозерский внизу, южнее Хетоламбинский находится в основании разреза, а Ковдозерский покров — венчает разрез, еще южнее аллохтон снова переворачивается — внизу оказывается Ковдозерский, наверху — Хетоламбинский. Это связано с винтовой деформацией, в результате которой пакет покровов на многих участках приобрел форму пропеллера, как показано на принципиальной модели (рис. 3, а). Для приближения к реально наблюдаемой картине модель была усложнена системой складок (см. рис. 3, б) и построен разрез под острым углом к простиранью маркера (см. рис. 3, в), подобно тому, как это наблюдается в южной части профиля. Специфика складок, наложенных на винтообразную поверхность, заключается в том, что среди них всегда есть формы, промежуточные между син- и антиформами — т.е. нейтральные складки, которые на разрезе находят отражение в виде полос, разделяющих поля развития комплексов, смежных с избранным маркером.

Картина, в принципе сопоставимая с такой моделью, наблюдается на геологическом разрезе, с тем лишь отличием, что осевые поверхности складок и другие элементы структуры опрокинуты в южных румбах. Таким образом, в пределах траверса отчетливо выделяется пакет тектонических покровов, который сначала был деформирован винтообразно и только после этого смят в систему линейных складок селецкого возраста. Свекофенские купола в пределах профиля выражения не получили; заметно распространены позднесвекофенские взбросы.

Сейсмический профиль. Полевые работы проводились по фланговой методике МОВ-ОГТ с помощью вибросейсмического комплекса, состоящего из пяти вибраторов типа СВ-5-150 и сейсмической станции «Прогресс-96». Использовался линейный частотно-

модульный сигнал с граничными частотами 12—48 Гц длительностью 10 с и наложением 8 воздействий на одно физическое наблюдение. Минимальное удаление «взрыв — прибор» составляло 200 м; шаг воздействий по профилю, равный расстоянию между группами сейсмоприемников, — 50 м. Регистрация проводилась на 96-канальную сейсмическую расстановку длиной 4,75 км, что позволило обеспечить кратность наблюдений, равную 48. Длина полезной записи составила 18 с, что должно было обеспечить глубину разреза до 60 км. Обработка материалов проводилась на ВЦ экспедиции № 2 ГПП «Спецгеофизика».

Для построения скоростной модели глубинного разреза использовались результаты моделирования, выполненного Проблемной лабораторией геолого-геофизических исследований Санкт-Петербургского ГИ. Полученные таким путем скорости не противоречат установленным недавно для Кольского региона [1]. Наблюдаемое волновое поле и соответствующий ему глубинный разрез могут быть подразделены на следующие четыре уровня.

I. 0 — 3—4 с — сильно дифференцированное волновое поле, которому соответствуют многочисленные разноориентированные, часто пересекающиеся отражающие площади; отражения довольно интенсивные, часто неплохо коррелируются;

II. 3—4 — 8—9 с — относительно спокойное поле, характеризующееся слабыми и средними по интенсивности отражениями небольшой протяженности, которым соответствуют субгоризонтальные или слабонаклонные сейсмические границы;

III. 8—9 — 11—12 с — поле характеризуется отражениями, несколько более интенсивными, чем на уровне II; этот уровень хорошо выделяется к югу от ПК240 и может быть сопоставлен с зоной R, по Н.И.Павленковой [10];

IV. 11—12 с и более — поле отличается практически полным отсутствием коррелируемых отражений.

Анализ волнового поля с привлечением результатов скоростного моделирования позволил построить сейсмическую модель профиля, на которой выделяются:

1) три слоя (А, В, С), отвечающие уровням I, II, III соответственно, связанные постепенными переходами. Подошва слоя А фиксируется на глубине 6—14 км. Мощность слоя В 11—22 км. Слой С интерпретируется как коромантийная смесь; его кровля обычно расположена на глубине 25—27 км. Только в районе ПК100, где в основании наклонного тектонического нарушения слой С образует скупивание, его кровля локально достигает уровня 21 км;

2) граница Мохоровичича, соответствующая отражениям на времени 11—12 с, выделяется только в южной части траверса на глубине 33—35 км;

3) многочисленные сейсмические границы (СГ — зоны рассланцевания, вещественные границы?), получающие широкое распространение в пределах слоя А, местами — в верхней части слоя В;

4) тектонические нарушения двух типов: ТН-1 (характеризуются своим волновым полем) и ТН-2 (разграничивают разные волновые поля). Нарушения обоих типов отчетливо устанавливаются в пределах слоя А и в верхней части слоя В, в редких случаях достигают кровли слоя С и искажают ее;

5) кандалакшская зона (ПК810—860) шириной около 5 км, в пределах которой отражающие поверхности не фиксируются.

Сопоставление геофизической и геологической ин-

формации. Геологическая интерпретация профиля выполнялась главным образом путем сопоставления его с геологическим разрезом. Прежде всего, такое сопоставление позволяет констатировать: складки, выступающие лейтмотивом геологического разреза, на профиле не фиксируются. Очевидно, это определяется возможностями использованного метода в применении к кристаллическим образованиям.

Вопрос принципиальной значимости — каков геологический смысл выделяющихся на профиле слоев? Соответствие волнового поля, типа проявленного в слое С, коромантийной смеси, вероятно, еще долго будет относиться к области традиционных предположений, которые невозможно проверить геологическими методами. Реальнее подойти к вопросу о природе слоев А и В или, что то же самое, — к проблеме происхождения границы между ними. Напомним, эта граница фактически представляет собой некоторую переходную зону, лишь условно показанную на профиле линией. Вероятно, граница между слоями А и В не является структурно-геологической и, в частности, едва ли отвечает подошве Беломорского аллохтона. На это указывают, во-первых, ее характер — совершенно постепенный переход между смежными слоями; во-вторых, отсутствие корреляции между особенностями пликативной структуры и мощностью слоя А (предположительного аллохтона). Действительно, мощность аллохтона должна зависеть не только от складок, которые, как мы убедились, адекватного отражения на профиле не получают, но и от винтовой деформации. Там, где покровы занимают субвертикальное положение, их мощность должна быть выше, где они залегают полого (а такие участки известны), суммарная мощность аллохтона должна быть ниже, поскольку сдвигание разреза

нигде не зафиксировано. Между тем, такой зависимости, по-видимому, нет. Возможно, рассматриваемая граница (и разделенные ею слои А и В) отвечают смене состояния вещества — степени его метаморфизма, ультраметаморфизма, или разуплотненности, трещиноватости и т.п., как это было зафиксировано в Кольской сверхглубокой скважине [2, 4]. Более обоснованное заключение можно будет сделать после обработки южной части профиля, где он выходит за пределы Беломорского аллохтона.

Сейсмические границы (СГ) занимают на профиле разную позицию: одни из них расположены полого и субсогласно с границами слоев, другие нарушают эти границы. Многие СГ падают в северных румбах, т.е. подчиняются региональной вергентности, но некоторые обнаруживают южные падения. В ряде случаев СГ срезаются нарушениями ТН-1 и ТН-2, но иногда сами СГ смещают границы ТН-1, как это видно у ПК160 на глубине 21—22 км. Все это свидетельствует о разновозрастности этих структурных элементов и хорошо увязывается с их геологической интерпретацией (вещественные границы, зоны расщепления).

Нарушения ТН-1 — наиболее надежно дешифрируемые структурные элементы профиля. Практически все они (за исключением расположенного между ПК350 и ПК480) полого падают в северных румбах и совместно со многими СГ маркируют южную вергентность, отчетливо проявленную в пределах всего траверса. ТН-1 нигде не достигают поверхности и не доступны для непосредственного изучения. Но природа их достаточно очевидна: они смещают границы слоев, в одних случаях как сбросы (ПК70—230), а чаще — как взбросы. Во многих случаях ТН-1 расположены таким образом, что могут рассматриваться в качестве глубинных разломных зон (сместителей и областей их динамического влияния), которые на поверхности находят выражение в крупных складках селецкого возраста. Это в значительной степени компенсирует несостоятельность метода ОГТ при фиксации складок, типа проявленных по профилю. В отличие от рассмотренных, нарушения ТН-2 местами выходят на поверхность и отвечают хорошо известным разломам, например, Ковдозерскому (ПК600), чаще — взбросам, например, закартированному у пос. Лоухи (ПК580) и др. По геологическим данным, это поздне Svecofennian нарушения, что хорошо согласуется с геофизической информацией: ТН-2 ориентированы круто, т.е. не испытали svecofennianской вергентности или испытали в минимальной степени; к тому же они нарушают границы слоев, искажают, а иногда срезают ТН-1, как это видно в районе ПК420—430.

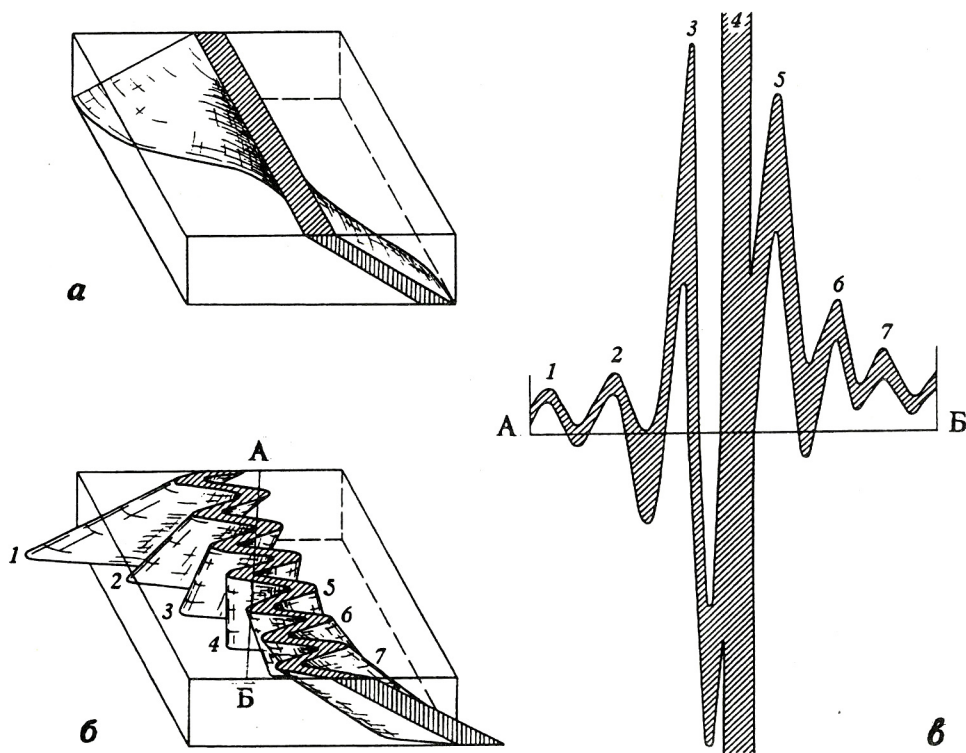


Рис. 3. Принципиальная модель пластины-маркера (а), винтообразно деформированной системой наложенных складок (б), в проекции на плоскость разреза А—В, косога относительно общего простирания (в):

1—7 — серия складок, образующих переход от антиформных к нейтральной (4)

Особое место занимает Кандалакшская зона, которая в пределах профиля не имеет аналогов. Зона ориентирована субвертикально, хотя к югу и северу от нее вергентность проявлена весьма отчетливо. Это значит, что она заведомо моложе вергентности. По мнению Л.Е.Шустовой, Кандалакшская зона может отвечать наметившемуся и продолжающему свое развитие рифту рифейского заложения, который примерно совпадает с осью Кандалакшского залива. Зона не находит отражения на поверхности ни в структурах, ни в магматизме.

Кандалакшскую зону можно рассматривать как формальную границу Лапландско-Колвицкой зоны. Действительно, к северу от нее картина существенно меняется: слой А на глубине 8—9 км перекрывает поле, которое по своим характеристикам отвечает нарушениям ТН-1. На первый взгляд кажется логичным допустить, что на этом участке слой А отвечает свекофеннскому покрову, который в своей подошве срезает древнюю мощную зону ТН-1. Геологически этот покров еще не выделен, а геофизически фиксируется хорошо... Такая простая и, казалось бы, правдоподобная интерпретация на самом деле таит в себе много противоречий и едва ли справедлива. Для более взвешенных суждений необходимо продлить обработку северной части траверса.

Структурные элементы, получившие отражение на профиле, обнаруживают соотношения, позволяющие наметить следующую последовательность их развития: Слои → СГ → ТН-1 → ТН-2 → Кандалакшская зона. Это касается большинства, но не всех структурных элементов, поскольку многие СГ, единичные ТН-1, некоторые мелкие ТН-2 явно не подчиняются этой последовательности. Другими словами, структурные элементы в пределах каждой выделенной группы, строго говоря, не являются одновозрастными. И это естественно: они выделены по особенностям проявления на сейсмическом профиле и не обязательно связаны с ограниченными возрастными интервалами. Речь может идти только с доминирующей тенденцией. Если проанализировать эту тенденцию, используя сделанные выше сопоставления структурных элементов (получивших отражение на профиле) с установленными геологическими методами, то логично прийти к заключению, что слои (А, В, С) сформировались в позднем архее, нарушения ТН-1 — в основном в ходе селецкого цикла, вергентность отвечает свекофеннскому, а нарушения ТН-2 — поздне-свекофеннскому этапам развития. СГ формировались преимущественно в позднем архее, а также на последующих этапах развития региональной структуры, вплоть до поздне-свекофеннского. Степень надежности предложенных возрастных оценок существенно возрастает по мере перехода от древних к молодым структурным элементам.

В заключение можно отметить следующее.

Сейсмический профиль, выполненный методом МОВ-ОГТ, вскрыл гораздо более детальную картину глубинного строения Беломорского пояса, чем это делалось раньше методом ГСЗ. Сопоставление геофизической и геологической информации в основном подтвердило достоверность этой картины и надежность многих установленных особенностей региональной структуры. Это касается прежде всего селецких складчато-разрывных нарушений, для изучения которых профиль ориентирован особенно благоприятно. Не менее надежно получили отражение на профиле свекофеннская вергентность и поздне-

свекофеннская разрывная тектоника. Более того, сейсмикой и геологическими методами получена, по существу, одинаковая последовательность формирования важнейших структурных элементов и, тем самым, установлены характер и направленность дислокационного процесса. Фактически сравнение сейсмического профиля с геологическим разрезом позволило взаимно проконтролировать и существенно уточнить результаты, полученные каждым методом в отдельности.

Вместе с тем, сейсмический профиль не подтвердил и не опроверг покровное строение Беломорского пояса. Соответственно на профиле не нашла отражения тесно связанная с покровной тектоникой субдукция Беломорского пояса под Карельскую гранит-зеленокаменную провинцию [11, 12]. Это связано, во-первых, с ограниченной длиной обработанного отрезка профиля, который на юге не вышел за пределы Беломорского аллохтона, а на севере не захватил закартированные свекофеннские покровы; во-вторых, — с продольной ориентировкой профиля.

Выполненный профиль свидетельствует о высокой эффективности сейсмических исследований Балтийского щита по использованной методике и необходимости скорейшей обработки материалов по всему траверсу. Для построения трехмерной геолого-геофизической модели региона нужен траверс вкрест простирания Беломорского пояса, например, по дороге Лоухи — Кушеванда и далее по территории Финляндии. На актуальность выполнения такого траверса в рамках международного проекта «СВЕКАЛАПКО» указывалось неоднократно, в частности, на Совещании Европейского Союза Наук о Земле (EUG 9) в Страсбурге 23—27 марта 1997 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буюнов А.Ф., Глазнев В.Н., Митрофанов Ф.П., Раевский А.Б. Трехмерное строение Лапландского гранулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Региональная геология и металлогения. 1966. № 1 (5). С. 48—63.
2. Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д. и др. Сейсмические исследования Кольской сверхглубокой скважины — путь к изучению природы глубинных сейсмических границ // Исследования континентальной земной коры комплексом сейсмических методов. Записки СПбГИ. 1992. Т. 135. С. 12—22.
3. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1966. № 1. С. 63—75.
4. Кольская сверхглубокая. — М.: Недра, 1984.
5. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593—621.
6. Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4.
7. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестн. С.-Петербург. ун-та. 1997. Сер. 7. Вып. 3.
8. Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыслова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестн. С.-Петербург. ун-та. 1995. Сер. 7. Вып. 4. С. 63—71.
9. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80—92.
10. Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11—19.
11. Проскураков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилоцкий и др. Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб. 1993. С. 4—31.
12. Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. Vol. 35. № 1. P. 15—52.

Принята редакцией 17 декабря 1997 г.

Русско-норвежские исследования ледникового периода Арктики

В.И.АСТАХОВ (ВНИИКАМ), Я.Мангеруд, Ю.-И. Свенсен (Университет г.Берген)

Цель данного сообщения — информировать российских геологов о проводящихся на территории Ненецкого автономного округа и Республики Коми научно-исследовательских работах по программе PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic). Участники уже кратко оповещали геологическую общественность об отдельных этапах начатого в 1993 г. исследования [5, 17, 32]. Однако накопившийся материал заслуживает более подробного изложения, поскольку вполне вероятно, что окончательное решение главной проблемы потребует кооперации с другими группами исследователей недавней геологической истории Русского Севера. Не только прямые научные результаты, но и опыт совместных работ могут оказаться полезными широкому кругу геологов, интересующихся международным разделением труда.

Инициаторами постановки совместных исследований на Русском Севере явились специалист по стратиграфии северного плейстоцена Ян Мангеруд (Геологический институт Университета, г. Берген) и геофизик Вилли Фьелльскорь (Рогаланский научно-исследовательский институт, г. Ставангер). Первым толчком послужило успешное завершение международной научной программы PONAM, в ходе которой установлены основные вехи новейшей истории арктических окраин Атлантического океана. Детально разработана ледниковая история архипелага Свальбард, особенно для последнего ледниково-межледникового цикла на о.Шпицберген [28]. Эти результаты существенно продвинули понимание климатической системы Арктики, в чем заинтересованы многие научные коллективы, занятые построением глобальных моделей климата. С другой стороны, точные сведения о размерах и мощности древних ледниковых щитов необходимы для количественного моделирования изостатических движений шельфа Баренцева моря, влияющих на распределение запасов углеводородов [27, 31], а также для уточнения хода глобальной эвстатической трансгрессии и ее амплитуды.

Работоспособность геофизических и палеоклиматических моделей прямо зависит от надежности основных граничных условий. Этими условиями являются географические пределы и время кульминации древних ледниковых покровов. Программа PONAM обеспечила такие данные для западной части бассейна Баренцева моря, но полную картину невозможно воссоздать без сопоставимых результатов по южной и восточной окраинам шельфа Баренцева моря, изучавшихся русскими исследователями. Опубликованные данные весьма противоречивы. Наиболее известная на Западе модель последнего оледенения Русского Севера [25, 26], базирующаяся на результатах аэрофотогеологического картирования [2] и некоторых теоретических постулатах, не пользуется поддержкой большинства российских специалистов.

Особенной критике подвергается вывод о том, что 18—20 тыс. лет назад фронт шельфового ледниково-

го покрова находился в бассейне Средней Печоры, т.е. 300—400 км южнее современной береговой линии (рис. 1). В Западной Сибири аналогичная «максималистская» схема не выдержала проверки массой геологических фактов [22]. Ключевыми для испытания любых моделей оледенения Арктики являются южное и восточное побережья Баренцева моря, куда в разное время распространялись ледниковые потоки как из бассейна Карского моря, так и из приатлантических центров. Отсюда, главным приоритетом нового исследования должен быть поиск геологических фактов, однозначно указывающих на промежуток времени, в течение которого южная часть Баренцева шельфа и прилегающая суша вновь после последнего межледникового покрылись сплошным ледяным панцирем. Не менее важно и зафиксировать южную границу последнего ледникового щита. Эти данные необходимы не только при решении глобальных палеогеографических проблем, но также для региональных картировочных и геоэкологических работ, равно как при интерпретации геофизических и буровых данных по арктическим шельфам.

Организация исследований. Возможность дополнить историю Баренцевоморского региона за счет изучения Русского Севера с самого начала вызвала большой интерес в Норвегии, тем более, что после экспедиции Улафа Хольтедаля на Новую Землю в 1921 г. норвежские исследователи в Русской Арктике не работали. Тесная увязка планируемых работ с рядом международных программ, таких как Глобальные Изменения Прошлого (PAGES), также способствовала тому, что Норвежский Совет по Науке, Университет г. Берген и Норвежский Полярный Институт обеспечили финансовую поддержку программы PECHORA. Небольшая часть работ финансировалась Российской Академией Наук и Министерством природных ресурсов России. Эта программа, которая числится в Норвегии в ряду приоритетных среди русско-норвежских научных проектов, быстро приобрела междисциплинарный характер. В начале работ ставились в основном задачи по стратиграфии и новейшей тектонике в соответствии с научными интересами группы инициаторов: ведущих исследователей Я. Мангеруда и В.Астахова и координатора программы Ю.-И.Свенсена. Теперь в ней принимают участие не только геологи, но также биологи и археологи. Соответственно расширилась и первоначальная задача, которая теперь формулируется как реконструкция позднечетвертичных ландшафтов и среды обитания древнего человека в восточной части европейской России между Баренцевым морем и 60° с.ш. С 1996 г. программа PECHORA стала частью поддержанных Европейским Научным Фондом общеевропейских усилий по изучению новейшей геологической истории Севера России (координационная программа QUEEN).

Определить более конкретно первоочередные объекты натурного изучения удалось после специально-

операции, в 1993—1996 гг. все же удалось провести четыре русско-норвежских экспедиции на севере Тимано-Уральского региона (см. рис. 1). Проверка результатов на ключевых для познания ледниковой истории территориях арктических островов в ближайшем будущем, видимо, нереальна, хотя необходимость ее не вызывает сомнений.

Методы. Обработка данных предшественников позволила предположить, что противоречия в существующих моделях ледниковой истории связаны главным образом с неадекватной генетической интерпретацией поверхностных отложений, которые изучались в основном в 60—70-х годах на скудной и устарелой методической базе. Поэтому необходима ревизия опорных естественных разрезов и поиск новых с более ясной геологической структурой. Поскольку осадки этого региона обладают несомненным своеобразием по сравнению как с западноевропейскими, так и с сибирскими образованиями сходного возраста, заранее планировалась совместная экспертиза главных разрезов геологами с разной региональной подготовкой, обеспечивающая сравнение печорских осадков с отложениями приокеанических и типично континентальных обстановок. Для расширения спектра генетических и стратиграфических трактовок детальные седиментологические описания поручались также и аспирантам.

Помимо работы на отдельных разрезах признавалась необходимой широкая интерполяция в недоступном для натурального наблюдения пространстве. Для этого частично использовались полевые аэровизуальные наблюдения, но большая часть работы по прослеживанию кровли поверхностных образований выполнена камеральным путем во ВНИИКАМ с помощью материалов дистанционного зондирования. Фотогеологическая интерпретация была нацелена на поиск признаков, обеспечивающих идентификацию и разделение в пространстве разновозрастных палеоландшафтных зон: перигляциальной и ледниковой, а также их корреляцию с аналогичными зонами соседних регионов. Пришлось заново разрабатывать систему критериев с учетом игнорировавшегося предшественниками палеомерзлотного фактора. Особое внимание уделялось также выяснению ценности террасовидных площадок и уступов в качестве индикаторов высоких уровней прежних водоемов. Основным материалом послужили аэрофотоснимки масштабов 1:50 000 и 1:35 000, выполненные в конце 80-х годов, дополнительным — космические снимки масштаба 1:200 000—1:300 000.

Главные надежды на решение проблемы связывались с широким применением новейших физических методов исследования, в особенности радиоуглеродного датирования микроскопических объемов органического вещества масс-спектрометрическим методом на ядерных ускорителях (AMS-метод). Весьма трудоемкой и дорогостоящей частью программы явилось массовое опробование различных методик термолюминисцентного (ТЛ) датирования, которое во всем мире еще не вышло из экспериментальной стадии. Предполагалось, что интенсивное опробование в естественных разрезах отложений, перекрывающих и подстилающих основную морену последнего оледенения, позволит скоррелировать физическими методами ледниковые комплексы севера Тимано-Уральского региона с аналогичными образованиями Скандинавии и Шпицбергена и с изотопной шкалой океанической стратиграфии.

Однако радиоуглеродная корреляция ледниковых

событий в реальности оказалась достаточно проблематичной: подавляющая часть растительных остатков и морских раковин показала либо очень молодой (до 13 тыс. лет), либо очень древний, за пределами возможностей метода радиоуглеродный возраст (более 50 тыс. лет). Наиболее важные для датирования кости ископаемых млекопитающих на севере европейской части России встречаются реже, чем в Сибири. Поэтому для получения статистически валидного количества радиоуглеродных датировок, вероятно, потребуется еще 2—3 года трудоемких работ.

С другой стороны, опасно полагаться на недостаточно надежное термолюминисцентное датирование. Отсюда возникла необходимость расширения корреляционных возможностей за счет других, более традиционных методов. Именно с этим связано привлечение к работам по программе PECHORA сотрудников Уральского отделения РАН: Л.Н.Андреичевой из Института геологии, Коми Центр, Сыктывкар (петрография), П.Ю.Павлова из Института языка, литературы и истории, Коми Центр (археология), Н.Г.Смирнова из Института экологии, Екатеринбург (микротериофауна). В полевых исследованиях, помимо нас и перечисленных лиц, участвовали сотрудники университета г. Берген Я.Тверангер (седиментология), С.Индрели (археология), А.-К.Хуфхаммер (остеология), О.Пэус (палеоботаника), а также сотрудник Геологического музея Копенгагена С.Фундер (морские моллюски), сотрудник ВСЕГЕИ А.Д.Матюшков, студенты и аспиранты университетов Бергена и Санкт-Петербурга.

Ниже кратко освещены основные результаты исследования в порядке их получения.

Работы 1993 г. Первый сезон был посвящен реконструктивному маршрутам ограниченного состава. Удалось провести аэровизуальные наблюдения вдоль морского берега от устья р. Индига до устья р. Черная, по р. Шапкина и Сула с кратковременным десантированием и отбором проб на ТЛ, радиоуглеродный и аминокислотный анализы из известных в литературе обнажений. Детальные исследования ограничивались опорными разрезами Вастьянский Конь и Мархида (см. рис. 1). Основной задачей сезона была проверка двух ключевых выводов предшественников: о раннеголоценовом возрасте Мархидского моренного пояса между 67 и 68° с.ш. и о морском происхождении прибрежной террасовидной равнины с отметками 20—40 м [2]. Эти заключения явно противоречили данным других авторов о возрасте северных ледниковых ландшафтов [21] и трансгрессивном характере современной береговой линии [7]. С другой стороны, представление о регрессивной лестнице морских террас вдоль всего побережья Баренцева моря укоренено в русской литературе с 30-х годов и до сих пор используется при геологическом картировании.

Инспекция опорного разреза Вастьянский Конь (см. рис. 1) показала хорошую воспроизводимость стратиграфических результатов предшественников [9], но многие другие ключевые объекты потребовали полной переинтерпретации. Особенно удивительным оказалось обилие ранее не описанных мощных древнеэоловых песков вдоль побережья наряду с полным отсутствием (во всяком случае, между устьями р. Печора и Индига) древнеморских береговых линий. Детальное седиментологическое изучение разреза Мархида (см. рис. 1) дало неопровержимые свидетельства того, что покровный лед вторгся с шельфа на современную сушу не в начале голоцена,

как считалось предшественниками [2, 26], а никак не позднее 20 тыс. лет назад [32]. Диамиктовые слои с обильной органикой здесь, как и в Сибири [4, 24], отражают не наступание ледника, а его замедленное таяние в условиях многолетнемерзлых пород. Интересно, что аналогичные, но более древние, аллотилы (псевдоморены), образовавшиеся путем сплывания ледниковой грязи по скатам мертвого льда, в больших количествах обнаружены и гораздо южнее (в верховьях р. Сула и на широтной Печоре), где они обычно описывались в качестве второй среднеплейстоценовой морены.

Работы 1994 г. В задачу полевых работ входили: определение южных пределов распространения шельфовых ледников позднего плейстоцена на Тимане и вдоль Печоры и выявление позднеледниковых событий

в области последнего ледникового покрова. Для этого исследовались естественные разрезы вдоль р. Сула, Урдюжская Виска и среднего течения р. Шапкина, а также ключевые участки Тиманского Берега Баренцева моря и запада Тиманского кряжа в районе Хариусовых озер (см. рис. 1). Основным результатом явился твердо установленный факт отсутствия в районах южнее моренного пояса Мархида следов наступания позднеплейстоценового покровного ледника, аналогичного моренам Вастьянского Коня, залегающим поверх дислоцированных морских отложений с бореальной фауной [9]. В верхнем течении р. Сула хорошо развита (отсутствующая в Заполярье) 100-метровая речная терраса, а в среднем ее течении (см. рис. 1) морские пески на отметках около 50 м несут следы не ледниковой, а слабой перигляциальной переработки на глубину 1—

1,5 м. Серии ТЛ датировок (рис. 2) совместно с экологическим анализом обильной фауны моллюсков, проведенном С.Фундером, позволяют уверенно коррелировать сульские пески мощностью около 8 м с подморенной морской толщей Вастьянского Коня, бореальными слоями Северной Двины и земской межледниковой трансгрессией Западной Европы.

Морская свита на р. Сула и несколько более молодые аллювиальные пески на Урдюжской Виске повсеместно перекрыты только 3—4-метровым слоем черных глин с редкими кристаллическими дробстоунами дальнего разноса (см. рис. 2). Сразу к северу от этой плоской двуслойной низины начинаются всхолмленные моренные гряды с дислокациями межледниковых отложений, относящиеся к главному (Мархидскому) поясу печорских морен. Отсюда следует, что этот пояс действительно отмечает максимальное продвижение послеземских ледников, как это предполагалось еще С.А.Яковлевым [21], а не одну из рецессионных задержек края гораздо более обширного ледникового по-

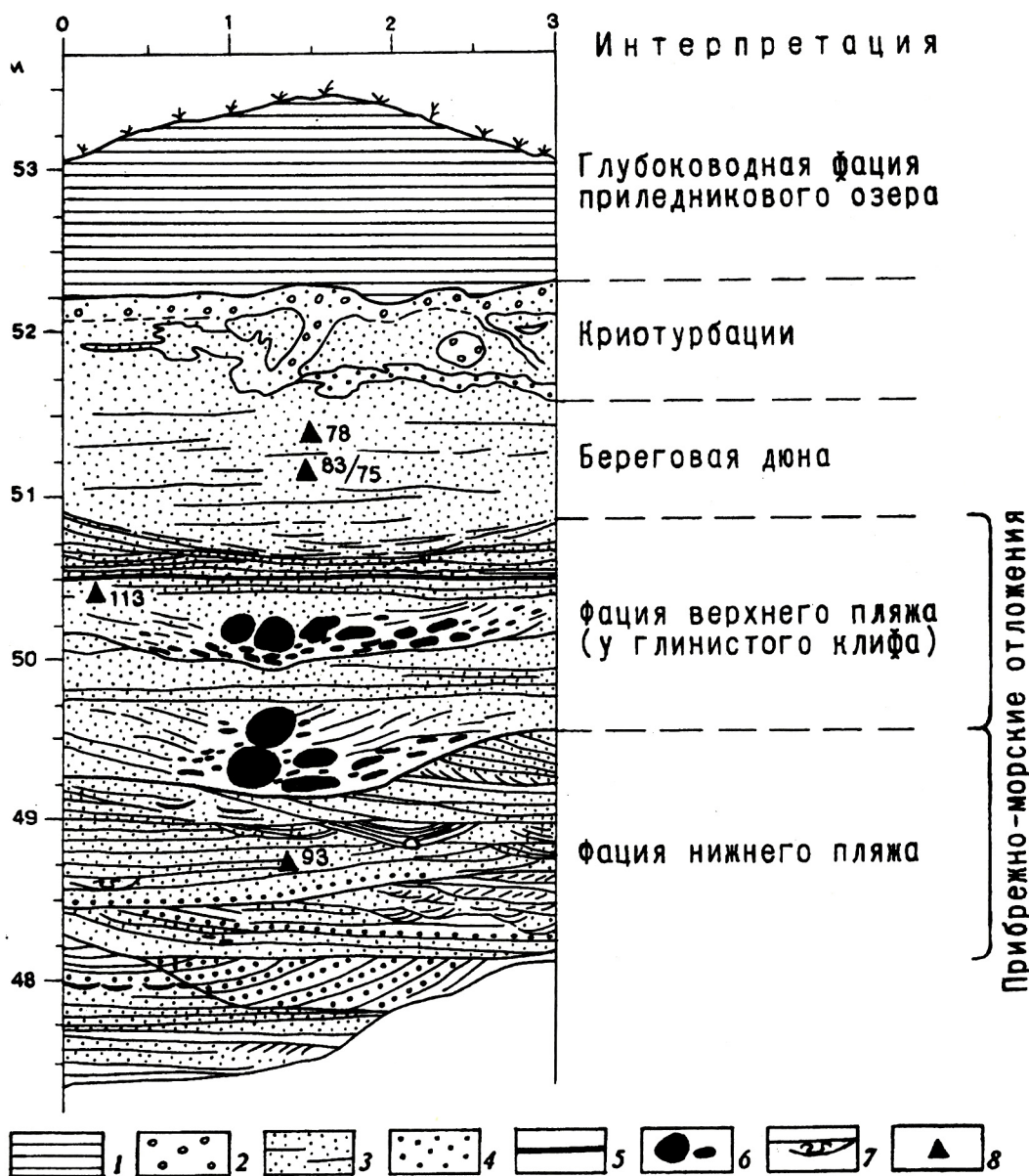


Рис. 2. Разрез верхнеплейстоценовых отложений на правом берегу р. Сула в 8 км к восток-юго-востоку от устья р. Щучья:

1 — черная скрытослоистая глина с единичной галькой; 2 — гравий и галька; 3 — слабослоистый мелкий песок; 4 — крупный косослоистый песок; 5 — илистый прослой; 6 — катунь темного диамиктона (продукт размыва моренного берега); 7 — раковины морских моллюсков; 8 — проба на определение возраста термолуминисцентным методом и полученный возраст, тыс. лет (лаборатория В.Мейдала, г. Орхус, Дания)

крова, согласно поздним представлениям [2, 19, 25, 26]. Черные глины, перекрывающие межледниковую толщу в низине южнее Мархидских морен (см. рис. 2), таким образом, должны быть глубоководной фацией приледникового водоема.

На Тиманском Берегу (см. рис. 1) слои с морскими раковинами обнаружены лишь в самом основании видимого разреза, у уреза воды, где они явно переключены ледником и, возможно, включены в моренную толщу. Во всяком случае, поверх них можно почти везде наблюдать не только диамиктовые слои, но и крупные глыбы меловых песчаников. Перекрывающая толща только в основании представлена водно-осадочными (озерными) песками с тонкой слоистостью и прослоями грязекаменного (солифлюкционного) материала. Радиоуглеродные датировки по крайне скудному растительному детриту из этой части разреза оказались за пределами, а по ТЛ методу был определен возраст 35–40 тыс. лет (рис. 3). На озерных песках с глубоким эрозионным перерывом по флювиальному гравию залегают две пачки рыхлых, типично эоловых песков с псевдоморфозами по морозобойным клиньям. В верхах континентальной серии появляются торфянистые прослои с радиоуглеродными датировками 9–11 тыс. лет. Местами голоценовые торфяники погребены древние ложки, врезанные в кровлю озерной толщи ниже уровня моря. Поднятый с бечевника

мамонтовый бивень без следов ледниковой обработки имел возраст более 47 тыс. лет.

Таким образом, за оледенением и развитием позднеледниковых озер последовал длительный субэра́льный перерыв с сухим и суровым климатом при низком уровне океана, завершившийся в конце плейстоцена — начале голоцена мощной эоловой седиментацией. Последлениковские песчаные толщи хорошо прослеживаются в ландшафте по аэроснимкам в виде наклонной низины с отметками 10–40 м, глубокими языками вдающейся с севера в моренное плато Малоземельской Тундры, но не образующей древних береговых уступов. Ее слабая террасированность, видимо, связана с позднеледниковыми озерными процессами. Древние дюнные пески, залегающие на позднеледниковых осадках с мощными псевдоморфозами по повторно-жильным льдам, составляют также большую часть видимого разреза в низовьях р. Печора и Куя (см. рис. 1). Эти данные как будто лучше согласуются с классическими представлениями о ранневалдайском возрасте последнего наводнения Баренцевоморских льдов в тундры европейского Севера [21], чем с идеями 70–80-х годов о корреляции самых молодых морен Печоры («полярного горизонта» местной шкалы) с верхним валдаем Северо-Запада России [11, 19, 25].

Позднеледниковые озерные процессы изучались вдоль субмеридионального края последнего ледника,

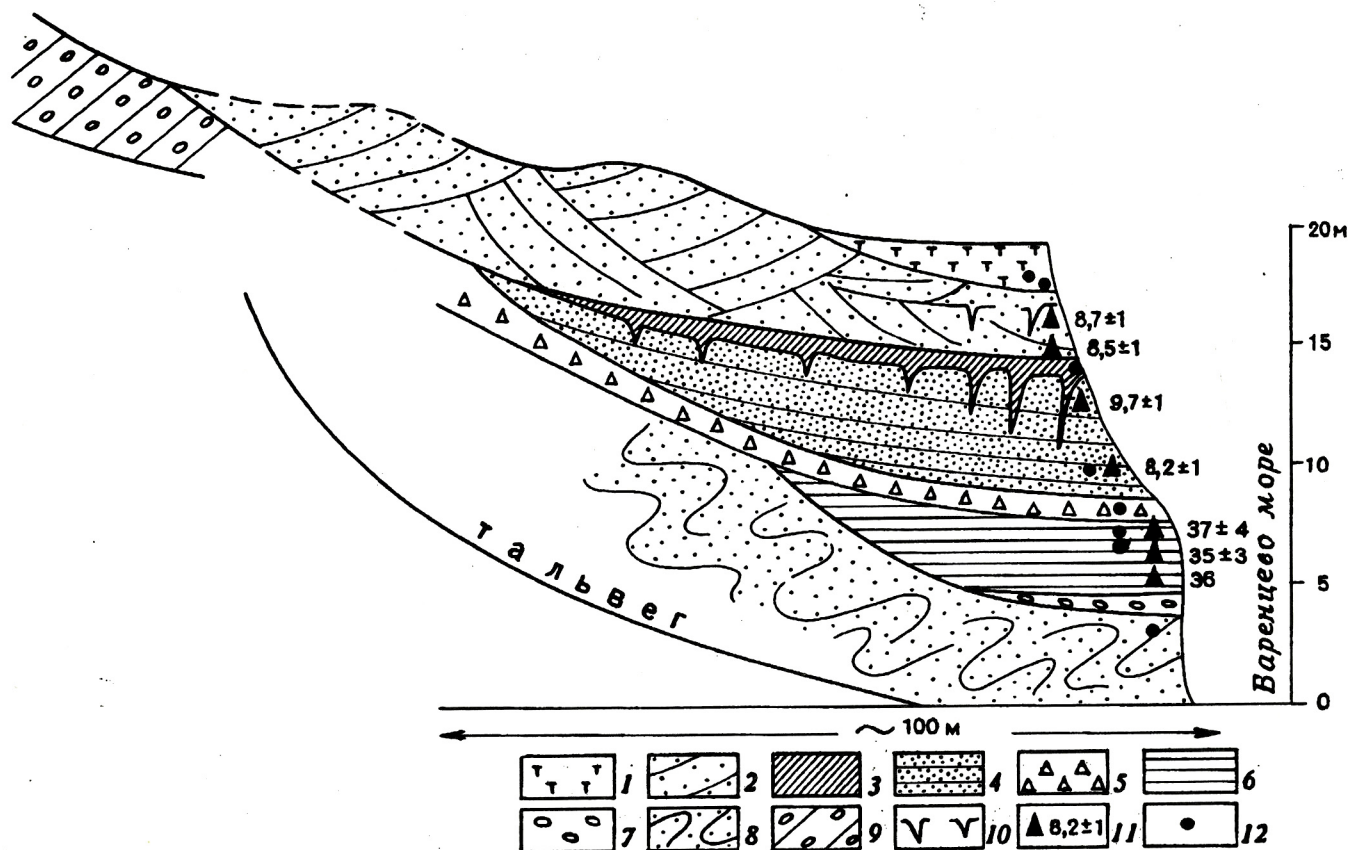


Рис. 3. Разрез верхнеплейстоценовых отложений вдоль лога, врезанного в береговой клиф Баренцева моря в 7 км к северо-востоку от устья р. Большая Горноста́лья:

1 — торф; 2 — верхняя пачка эоловых песков; 3 — флювиальный косо-слоистый песок с гравием; 4 — нижняя пачка более мелких эоловых песков; 5 — рыхлые солифлюкционные диамикты с щебнем и валунами; 6 — тонкие озерные пески; 7 — галька и валуны; 8 — мягкие слоистые, преимущественно песчаные осадки; 9 — плотный диамиктон основной морены; 10 — псевдоморфозы по ледяным жилам; 11 — проба на определение возраста термолюминисцентным методом и результат анализа, тыс. лет (по В. Мейдалю, г. Орхус, Дания); 12 — проба на радиоуглеродное датирование; все пробы показали возраст более 50 тыс. лет, за исключением проб из торфа: 9970±110 (Т-11200) и 9445±105 (Т-12202А), анализировавшихся в лаборатории г. Тронхейм, Норвегия; ТЛ датировки, вероятно, несколько омоложены, т. к. они представляют собой среднее из 3–7 значений, полученных по разным методикам (ТЛ, OSL, SARA, OLGA)

надвигавшегося с запада на Тиманский кряж. Этот край, отмеченный мощными гляциодислокациями и огромными отторженцами [10], трассируется в районе Хариусовых озер (см. рис. 1) песчаными маргинальными грядами типа озов и террасовой серией заболоченных днищ локальных подпружных водоемов на отметках 160—170 м. Современные озера и болота наследуют котловины остаточных озер, сохранившихся после спуска приледниковых водоемов позднего плейстоцена. Ручным бурением на дне одной из таких котловин получен непрерывный разрез голоценовых органогенных осадков и подстилающих минеральных озерных накоплений. Детальная споропыльцевая диаграмма, увязанная с серией AMS датировок, позволила установить ландшафтные изменения при переходе от финального плейстоцена к голоцену. По скорости осадконакопления можно заключить, что небольшие остаточные озера, замесившие крупные приледниковые водоемы, возникли не позднее 14—15 тыс. лет назад.

Одновременно предпринятые нами попытки датировать подморенные отложения разреза Вастьянский Конь дали совсем другие результаты. Предшественники вначале опубликовали серию очень молодых датировок, порядка 25—30 тыс. лет [9]. При повторном датировании были получены практически запредельные значения, из-за чего ранние результаты пришлось признать ошибочными [2]. По нашим образцам из морских осадков основания разреза (слой 2 из работы [9]) В.Мейдалем получены вполне правдоподобные «земские» ТЛ даты 114 ± 10 (R-962513), 67 ± 8 (R-962512) и 99 ± 10 тыс. лет (R-952504), а нижняя часть перекрывающих аллювиальных песков дала очень плотную серию ТЛ датировок: 44 ± 5 (R-962514), 44 ± 5 (R-962515), 38 ± 4 (R-962516), 40 ± 4 (R-962517), 45 ± 4 (R-962518), 44 ± 4 (R-962519) и 49 ± 5 тыс. лет (R-962520). Радиоуглеродные даты по обломкам древесины из этой части разреза опять оказались очень древними: AMS более 50 590 (BETA-099886), 41 390 $\pm$ 910 (T-12341) и AMS более 47 тыс. лет (TUa-1377), однако комья и прослой торфа имели возраст: 29 135 ± 615 лет (T-12342), 30 215 ± 450 (T-12340) и 30 395 ± 745 лет (T-12339). Самый молодой возраст 25 120 ± 150 лет (BETA-099885) получен AMS-методом по мхам из того же слоя торфа, что запредельная датировка BETA-099886 по древесине. Если считать древесину переотложенной, а мох залегающим *in situ*, то эти датировки как будто указывают на более молодой возраст Мархидского пояса по сравнению с моренами Тиманского Берега. Но такой результат находится в противоречии с данными по приуральской части региона, в частности с разрезом палеолитической стоянки Бызовая, где перекрытое только субаэральным плащом скопление мамонтовых костей имеет радиоуглеродный возраст 25—27 тыс. лет.

Работы 1995 г. В этом полевом сезоне основное внимание было уделено приуральской части региона, где край последнего ледника с исключительной яркостью выражен в заозеренных гляциокарстовых ландшафтах и рисунках аэрофотоизображения. С помощью авиадесантных и аэровизуальных наблюдений он был прослежен от истоков р. Большая Роговая к северо-западной оконечности Полярного Урала. Южнее простирается практически безозерная тундра, покрытая плащом солифлюкционных отложений с характерным микрорельефом очень крупных реликтовых полигонов, отражающих гораздо более ожесточенные мерзлотные условия предголоценового времени [18]. Оказалось, что крупнопони-

гональные формы и ассоциирующие с ними покровные лёссовидные сулинки отсутствуют к северу от $67^{\circ}30' - 68^{\circ}$ с.ш. Это свидетельствует не о более мягком климате к северу от Воркуты, а о том, что наряду с крупными мерзлотными полигонами восточно-сибирского типа в Полярном Предуралье существовали и мощные покровные льды, остатки которых, возможно, до сих пор сохраняются в погребенном виде, как в Сибири [15, 24].

Источник льдов последнего покровного оледенения установлен с исчерпывающей ясностью вдоль северного и западного фронтальных уступов Полярного Урала. Еще в 70-х годах выяснились надвигание последнего ледника с северных шельфов в обход горной группы Полярного Урала и отсутствие каких-либо признаков местного горного оледенения к северу от $67^{\circ}30'$ с.ш. [3]. Этот факт полностью подтвержден совместными с норвежскими геологами наблюдениями 1995 г. Подковы конечных морен на отметках 300—400 м, вдвинутые в полярноуральские долины с севера и запада, вместе с продольными шрамами вдоль фронта гор обнаружены не только на аэроснимках, но и непосредственно при десантировании с вертолета к северу от верховий р. Большая Уса. Лишь южнее, в долине р. Большая Уса (см. рис. 1) можно наблюдать типичные моренные амфитеатры с зандровыми шлейфами, образованные уральским долинными ледниками, выдвигавшимися в увалистые предгорья с востока не более, чем на 15—20 км.

Геологическими работами 50—60-х годов эти факты не были установлены из-за не критического использования петрографического метода анализа состава морен. Уральский центр последнего оледенения реконструировался исключительно только по обилию галек центральноуральских пород в Предуралье [13], невзирая на совершенно неподходящую ориентировку свежих морен. Выясняется, что уральский каменный материал в предгорных моренах по крупности, окатанности и, соответственно, происхождению резко отличен к югу и северу от $67^{\circ}30'$ с.ш. На юге, в усинских моренах можно видеть типичное для альпийских ледников нагромождение крупных валунов и глыб метаморфических и интрузивных пород. Севернее долины р. Малая Уса у оз. Коматы (см. рис. 1) в аналогичных моренных грядах, но ориентированных субширотно, те же породы встречаются лишь в виде мелкой и средней гальки хорошей окатанности при отсутствии крупных валунов, несмотря на то, что фронтальный уступ Горного Урала находится всего в 5—6 км к востоку.

Причина этого явления стала вполне очевидной после посещения предгорного увала горы Пембой (68° с.ш.), испещренного меридиональными ледниковыми шрамами. Это останцовое плато с отметками до 400 м сложено мощными пермскими конгломератами, состоящими из хорошоокатанных галек центральноуральских пород. Понятно, что надвигавшиеся с севера по предгорьям льды ассимилировали именно этот, уже многократно переотложенный материал пермских моласс, а отнюдь не глыбы со склонов Горного Урала. Можно думать, что и западнее Воркуты основная масса уральских галек в мощных, сильно глинистых, явно не горных моренах происходит из вторичных коллекторов. Это следует из массовой северо-восточной (параллельной Уралу) ориентировки длинных галек во всех посещенных нами моренных разрезах к западу от Воркуты на р. Сейда, Нядейтивис, Адзьюа (см. рис. 1).

Важным репером, определяющим пределы распространения последнего ледника с Карского шельфа в Полярное Предуралье [3, 26], является положение стоянок палеолитного человека, изучавшихся в рамках проекта PECHORA археологами Коми Центра РАН (П.Ю.Павлов) и университета г.Берген (С.Инджели), палеозоологами А.К.Хуфхаммер и Н.Г.Смирновым, а с геологической точки зрения В.И.Астаховым и Ю.-И.Свенсенем. Помимо ранее описанной стоянки Бызовая [14], в 1995 г. раскапывались и изучались обнаруженные П.Ю.Павловым самые северные в мире находки палеолита Пымва-Шор на р. Адзъва и Мамонтовая Курья на р. Уса (см. рис. 1). Все они расположены южнее морфологически выраженных морен последнего оледенения, т.е. в зоне древнемерзлотного рельефа, солифлюкционных и лёссовидных покровов.

Из щебнистого коллювия стоянки Пымва-Шор, залегающего на поверхности эрозионной террасы под известняковым уступом, по костям плейстоценовых млекопитающих и птиц в Лаборатории г. Тронхейм получены традиционным радиоуглеродным методом датировки (лет): 26 230 ± 360 (T-11502), 21 910 ± 250 (T-11501), и в лаборатории Сведберга, г. Уппсала, AMS-методом : 20 035 ± 140 (TUa-1397), 16 530 ± 100 (TUa-1396), 11 460 ± 80 (TUa-1393), 11 125 ± 80 (TUa-1394), 10 255 ± 85 (TUa-1396). Эта серия вместе с находками палеолитических орудий на широте $67^{\circ} 10'$ однозначно свидетельствует о том, что в поздневалдайское время, вопреки известным реконструкциям [2, 26], покровные льды сюда не продвигались. То же подтверждается и приуральским местонахождением Мамонтовая Курья, где по скоплению мамонтовых костей в основании аллювия 70-метровой террасы в Тронхейме получены радиоуглеродные даты: 36 $770\pm2620/1980$ (T-11503), 36 $630\pm1310/1130$ (T-11403) и 34 360 ± 630 лет (T-11504).

Таким образом, граница последнего покровного ледника (см. рис. 1) впервые оказалась надежно зафиксированной на всем пространстве от Западного Тимана до Полярного Урала. Неопределенность ее положения фрагментарна и связана с эрозией краевых образований приледниковыми озерами или широкими долинами рек. На западе эта граница мало отличается от показанной на карте С.А. Яковлева [21], но на востоке ее положение принципиально отлично от всех вариантов предшественников, предполагавших уральское происхождение покровных льдов.

Работы 1996 г. В этом сезоне полевые работы были сконцентрированы в долине р. Печора и ее правых притоков в попытке увязать ледниковую геологию с историей перигляциальной зоны. Для получения дополнительных опорных разрезов зоны последнего оледенения детально изучалось крупное обнажение у с. Хонгурей, а также ряд обнажений на р. Шапкина (см. рис. 1). Подтвердилось генеральное движение последнего ледника на юго-запад в долине р. Печора, а к востоку от нее — субмеридиональное растекание с пересечением долины р. Шапкина. Эти морены к югу от сплошной границы на рис. 1 быстро замещаются сильно расчлененными древнеморенными плато, так же как и на правом берегу р. Сула. Еще восточнее резко выраженные гляциокарстовые ландшафты Мархидского пояса морен прерываются плоской древнеозерной котловиной среднего течения р. Колва.

В разрезе Хонгурей впервые удалось наблюдать

темные неслоистые глины озерного облика с редкой рассеянной галькой, аналогичные описанным на Суле и Урдюжской Виске, залегающими поверх морен последнего оледенения. Вниз по разрезу в моренные отложения они переходят через типичные ленточные глины (около 500 годичных лент). Этот факт подтверждает приледниковый характер сульских глин, видимо, отложившихся в глубоком подпрудном озере. Береговые уступы приледникового водоема с отметками тылового шва 100—110 м с исключительной четкостью прослеживаются по аэроснимкам правобережья р. Печора. Эти субмеридиональные уступы, постепенно повышаясь к северу, вторгаются в свежий холмисто-озерный ландшафт правобережья р. Шапкина и верховий р. Колва, но не прослеживаются далее к побережью. Напротив, к югу их можно следить повсеместно, по крайней мере до широты 65° (стоянка Бызовая).

Предшественники трактовали этот уровень в качестве береговой линии бореального моря [20], что нашими наблюдениями не подтверждается. Его выклинивание к северу и врезание в морены Мархидского пояса вместе с полным отсутствием морской фауны в его осадках, даже пляжевых, подтверждают корреляцию этого водоема не с бореальными песками Сулы и Вастьянского Коня, а с перекрывающими моренами и озерно-ледниковыми глинами. Воды подпрудного озера могли стекать на запад в Мезенскую губу через современный болотистый водораздел Цильмы и Пезы с отметками не более 113 м. В этой связи излишней оказывается гипотеза А.С.Лаврова и Л.М. Потапенко [16] о бессточном режиме последнего подпрудного озера и его крайне низком гипсометрическом положении в глубоком изостатическом прогибе, которая предлагалась для спасения огромных размеров последнего оледенения [2]. Как указывалось выше, последний ледник не мог распространяться южнее открытых палеолитических стоянок и недислоцированных бореальных песков р. Сула.

Восточнее с. Усть-Цильма в придорожных карьерах у дер. Гаревое (см. рис. 1) чуть ниже эрозионного уступа с отметкой тылового шва 100 м описан разрез пляжевых образований, представленных на редкость хорошо сортированным и окатанным мелким гравием с очень выдержанной слоистостью. Совершенно аналогичные осадки, тоже без каких-либо признаков морской жизни, венчают мощные речные галечники и пески на отметках около 90 м выше по течению от дер. Бызовая. Именно в них врезан древний лог, погребенный золовыми и склоновыми песками и супесями, на дне которого находится скопление мамонтовых костей и палеолитных орудий [14]. Радиоуглеродный возраст мамонтовой кости 25 450 ± 380 тыс. лет [12] и полученная нами из того же костеносного слоя дата 27 740 ± 480 лет (T-11498) указывают на то, что 100-метровая береговая линия (и соответствующие морены Мархидского пояса) не могли образоваться позднее 30 тыс. лет назад. Этот факт входит в противоречие с молодыми датировками подморенного аллювия Вастьянского Коня. До его разрешения нельзя говорить о надежной хронологической привязке последнего надвигания шельфовых ледников в Тимано-Уральскую область.

В этой связи пришлось более пристально изучить ранее практически не описывавшиеся перигляциальные осадки, плащеобразно залегающие на самых разных элементах рельефа долины р. Печора. Чаше всего это желто-палевые тонковолнисто-слоистые

мелкие пески и алевроиты, по простирацию переходящие в массивные лёссовидные суглинки, расклиненные шлейфами солифлюксия с отдельными гальками. По всем седиментологическим признакам этот покров ничем не отличается от детально изученной в Западной Европе перигляциальной формации нивально-эоловых отложений, свидетельствующих о принципиально отличном от современного арктического холодном и засушливом климате позднеледниковья [29, 30]. На Средней Печоре его мощность обычно 5—6 м, редко до 8 м (дер. Акись, см. рис. 1). В районе дер. Бызовая такой субэаральный покров с датировкой 14 140±150 лет (ЛЕ-3048) в основании перекрывает палеолитическую стоянку с датами 25—27 тыс. лет. В дер. Денисовка он замещает верхнюю часть единственной надпойменной террасы, датированной 12,3—12,5 тыс. лет [1]. В разрезе у дер. Акись из субэарального плаща по нашим пробам (кость оленя в подошве слоя и вышележащий торфянистый слой) получены радиоуглеродный возраст 12 440±110 (Т-12756) и AMS 12 390±90 лет (ТУа-1513).

Перигляциальный покров удалось проследить и в ледниковую область, где он перекрывает морену сплывания в разрезе Мархида, а на р. Куя (см. рис. 1) замещается типично эоловыми песками. Покровный песок мархидского разреза, по ТЛ анализу, мелкой фракции (Дж.Дебенхэм, Англия) имеет возраст примерно 11—15 тыс. лет. В основании дюны, кроющей мощные псевдоморфозы по повторно-жильным льдам у автодорожного моста через р. Куя получена AMS датировка 12,3 тыс. лет, а ниже по разрезу субэаральных песков две ТЛ даты (Дебенхэм) 7—16 и 13—21 тыс. лет соответственно. С учетом данных по Тиманскому Берегу (см. рис. 3) можно уверенно полагать, что 11—15 тыс. лет назад аридная обстановка с ожесточенными криоусловиями господствовала на всем Печорском Севере. Надвинувшийся с Карского шельфа покровный ледник к тому времени должен был уже распасться. Это хорошо согласуется с данными по Западному Ямалу, где покровные льдистые алевроиты и пески (последнеледниковая едома) у полярной станции Марресале дали 8 радиоуглеродных дат в интервале от 13,1 до 14,3 тыс. лет [6, 8].

Перечисленные датировки дают все же только минимальную оценку возраста последнего наступания шельфовых ледников, поскольку в условиях многолетнемерзлых пород сибирского типа остатки покровного льда могли сохраняться в течение большей части позднего плейстоцена и даже голоцена [4, 24]. Не удастся использовать и конечные радиоуглеродные датировки предшественников, полученные на пределе возможностей метода [2], поскольку при повторном опробовании те же подморенные пески (на р. Урдюжская Виска, Куя, Шапкина) всегда показывали возраст более 47—50 тыс. лет. Реально для корреляции последнего покровного оледенения Тимано-Уральского региона с максимумом вислинского (валдайского) оледенения Фенноскандии у нас имеются только молодые радиоуглеродные даты из обнажения Вастьянский Конь. Но отнесение приледникового озера на уровне 100—110 м к эпохе после 25 тыс. лет плохо согласуется со стратиграфией палеолита и широким распространением последнеледниковых перигляциальных образований, неизвестных на Северо-Западе России. Не исключено, что конечные радиоуглеродные датировки Вастьянского Коня окажутся омоложенными, например, под влиянием грунтовых вод при оттайке многолетнемерзлых пород. Тогда, с учетом археоло-

гических реперов и минимального характера значенный ТЛ датировок выдвигание края последнего ледникового покрова на современную сушу следует определять временем 40—50 тыс. лет. Ключом для решения этого вопроса может явиться возраст 100-метровой береговой линии, определенный физическими методами. Мы надеемся достичь этого результата, хотя трудности весьма велики ввиду практического отсутствия естественных обнажений подпрудных осадков.

Проведенные исследования, давшие большое количество нового фактического материала, частью перечисленного выше, тем не менее не позволяют считать проблему полностью решенной. Ее сложность соответствует ее значению для понимания глобального механизма климата Арктики в целом и новейшей геологической истории Баренцево-Карского региона в частности. Участники проекта PECHORA приглашают всех заинтересованных исследователей Русского Севера к обмену новыми данными, могущими пролить свет на неясные вопросы. Особенно важными мы считаем геологические наблюдения над древними береговыми линиями арктических островов, которые до сих пор изучены очень слабо. Крайне интересными представляются находки костей плейстоценовых млекопитающих, наиболее надежного материала для радиоуглеродного датирования. Еще один, до сих пор почти не использованный источник сведений — керн скважин в озерных котловинах, сохранивших запись климатических колебаний последнего ледниково-межледникового цикла. Мы готовы оказать любую помощь в обработке такого геологического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. и др. О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности // Вестник ЛГУ. Геология, география. 1975. № 12. С. 86—93.
2. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 101—111.
3. Астахов В.И. Новые данные о деятельности позднеледниковых Карских ледников в Западной Сибири // Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 494. С. 34—41.
4. Астахов В.И. Геологические условия захоронения плейстоценового ледникового льда на Енисее // Материалы гляциологических исследований. 1986. Вып. 55. С. 72—78.
5. Астахов В.И., Тверангер Я. Разрез краевых образований последнего оледенения на Печоре (Мархида) // Тез. докл. Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. М., 1994.
6. Болюховская Н.С., Болюховский В.Ф. Радиоуглеродная хронология и палинostrатиграфия едомных отложений Западной Сибири // Геохронология четвертичного периода. М., 1992. С. 102—111.
7. Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР. — Рига: Зинатне, 1986.
8. Гатаулин В.Н. Верхнечетвертичные отложения западного побережья полуострова Ямал: Автореф. на соиск. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1988.
9. Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н. и др. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печора // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973. С. 151—178.
10. Горностай Б.А. Притиманские гляциодислокации // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода 1990. № 59. С. 152—155.
11. Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А., Кочев Д.А. Возраст рельефообразующих морен в бассейне Нижней Печоры и граница распространения последнего покровного ледника // Тр. Института геологии Коми ФАН СССР. 1985. Вып. 54. С. 97—107.
12. Гуслицер Б.И., Лийва А. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бызовая на Средней Печоре // Изв. АН Эстонской ССР. Биология. Т. 21. 1972. № 3. С. 250—254.

13. Калецкая М.С. О центрах оледенений на крайнем Северо-Востоке Европейской части СССР // Докл. АН СССР. Геология. Т. 135. 1960. № 4. С. 925—928.
14. Канивец В.И. Палеолит крайнего Северо-Востока Европейской части СССР. — М.: Наука, 1976.
15. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. К проблеме формирования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально ледистых морен // Изв. Географического общества СССР. 1977. 109(4). С. 314—319.
16. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Сравнительная характеристика позднеледниковых ледниковых образований и террас севера Печорской низменности и Западной Сибири // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М., 1989. С. 204—211.
17. Мангеруд Я., Астахов В., Свенсен Ю., Тверангер Я. Проект ПЕЧОРА: первые результаты // Тез. докл. Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. М., 1994. С. 155.
18. Попов А.И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М., 1962. С. 109—130.
19. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Под ред. Н.С.Чеботарева. — М.: Наука, 1977.
20. Юдкевич А.И., Симонов А.Н. Стратиграфия плейстоцена бассейна р. Печора // Вопросы стратиграфии и корреляции плейстоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976. С. 142—164.
21. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). — М.: Госгеолтехиздат, 1956.
22. Astakhov V.I. The last glaciation in West Siberia. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81. 1992. P. 21—30.
23. Astakhov V.I. The last glaciation in Russia's European Arctic. SMR-report, University of Bergen, 1994.
24. Astakhov V.I. and Isayeva L.L. The 'Ice Hill': an example of 'retarded deglaciation' in Siberia. Quaternary Science Reviews, 1988. 7. P. 29—40.
25. Grosswald M.G. Late Weichselian ice sheets of Northern Eurasia. Quaternary Research, 1980, 13 (1). P. 1—32.
26. Grosswald M.G. Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin // Ice in the climate system. Ed. Peltier, W.R. NATO ASI series, 112., Springer Verlag, Berlin, 1994. P. 1—20.
27. Kjemperud A. and Fjeldskaar W. Pleistocene glacial isostasy — implications for petroleum geology // Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology. Trans. of Norwegian Petroleum Society, 1990.
28. Mangerud J. and Svendsen J.I. The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. Quaternary Science Reviews, 1992. 11. P. 633—664.
29. Ruegg G.H.J. Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of N.W. Europe, a facies unrecorded in modern sedimentological handbooks // Brookfield M.E. and Ahlbrandt T.S. (eds.), Eolian Sediments and Processes, Elsevier, Amsterdam, 1983. P. 455—482.
30. Schwan, J. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in western Europe. Sedimentary Geology, 1988. 55. P.197—232.
31. Solheim A, Riis F., Elverhoi et al. Impact of glaciations on basin evolution: data and models from the Norwegian Margin and adjacent areas. Global and Planetary Change, 1996. 12.
32. Tveranger J., Astakhov V. and Mangerud J. The margin of the last Barents-Kara ice sheet at Markhida, Northern Russia. Quaternary Research, 1995. 44. P. 328—340.

УДК 550.835.2

© В.Г.Мавричев, И.В.Молодцов, 1999

Радиометрические аномалии над месторождениями нефти и газа

В.Г.МАВРИЧЕВ, И.В.МОЛОДЦОВ (ГП «Петербургская геофизическая экспедиция»)

Геофизические исследования на нефть и газ являются неотъемлемой частью общего комплекса геолого-разведочных работ и ведутся с начала изучения особенностей геологического строения территории до стадии поисков структур и подготовки их к разведочному бурению. Радиометрический метод не относится к методам, решающим задачи нефтегазописковых работ, но, тем не менее, широкое применение его на первом этапе исследования слабо изученных регионов и особенно на поисковой стадии для выделения зон аномального распределения естественной радиоактивности (мощности экспозиционной дозы — МЭД), перспективных на поиски нефтяных и газовых месторождений, показало необходимость его включения в комплекс геофизических методов при работах на нефть и газ.

Результаты выполненных ранее (1957—1966 гг.) наземных (пешеходная, авто-гамма) радиометрических съемок на территориях Республики Башкортостан и Пермской области показали, что доля участия метода в открытии нефтяных месторождений составляет соответственно 0,21 и 0,19. По данным опытных и производственных работ, над месторождениями наблюдается кольцо повышенных МЭД, внутри которого повсеместно отмечается пониженная естественная радиоактивность. Над «пустыми» структурами аномального распределения МЭД не наблюдается [1—5].

Вывод о генетической связи радиометрических аномалий с залежами нефти и газа позволил предложить рабочую гипотезу о влиянии флюидов углеводородов, мигрирующих сквозь толщу перекрывающих залежь пород, на перераспределение радиоактивных элементов с выносом, в частности, урана как

наиболее подвижного (легкорастворимого) элемента за пределы контура залежи [4, 5].

Ниже приведены результаты специализированных комплексных аэрогеофизических съемок, целевым назначением которых была помощь поисковым работам на нефть и газ.

Первыми работами ЗГТ (ныне ГП «Петербургская геофизическая экспедиция») были охвачены слабо изученные территории запада и севера Урало-Поволжья, площади Казанско-Кажимского авлакогена (Вятский вал). Для изучения характера распределения естественной радиоактивности (МЭД) над залежами УВ, отработки методики проведения и интерпретации материалов аэрогеофизических съемок первоначально (1962 г.) были проведены опытные работы над Шкаповским и Сергеевским месторождениями нефти (Республика Башкортостан). Съемка проводилась с аппаратурой АРС-2 при чувствительности 210 имп/с на 1 мкР/ч самолетом Ан-2 на высотах 40, 60 и 100 м.

Над Сергеевским месторождением, площадь которого характеризуется спокойным рельефом, отсутствием речной сети и заболоченных участков, слабой залесенностью, эффект отражения в поле МЭД наиболее выразителен. Здесь отмечается понижение МЭД до 4 мкР/ч над залежами нефти при 5,5—6,5 мкР/ч на ее периферии. Аномалии МЭД имеют кольцевое строение, в плане повторяющем конфигурацию залежи.

Над Шкаповским месторождением, расположенным в долине рек Ик и Мелеуз с притоками, при прочих равных условиях с Сергеевским, получена несколько менее убедительная информация. МЭД над залежью составляют 3,5—4,5 мкР/ч при 5—

тивности комплексных съемок над известными месторождениями углеводородов.

На рис. 2 показано сопоставление данных аэрогаммасъемки со структурным планом по каменноугольным отложениям (C_2) над Чумазинским месторождением нефти, выявленным ранее по рекомендации одного из авторов работы [4] при анализе материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000, выполненной в 1977 г. Здесь также отмечаются упомянутые выше характерные признаки отражения залежей углеводородов в виде кольцевой аномалии как по МЭД, так и концентрации урана. Над сводом структуры содержание урана уменьшается до $1,5 \cdot 10^{-4} \%$ при повышении на флангах до $2,5 \cdot 10^{-4} \%$. Разница в значениях укладывается в вышеприведенные 20—25 %. Слабо выраженная зональность распределения урана на фоне низких в целом концентраций радиоактивных элементов, свойственных карбонатным отложениям нижней перми и карбона, отвечает, на наш взгляд, наличию залежи нефти. Распределение тория и калия на площади структуры — без изменений и соответствует региональному фону, характерному для отложений Предуральского прогиба.

Результаты радиометрической съемки в совокупности с данными магнитометрии (на примере Чумазинского месторождения) послужили основой для прогнозирования 27 перспективных участков и предполагаемых структурных осложнений в пределах Оренбургской части Предуральского прогиба [4].

Подобные съемки в масштабе 1:25 000 проведены в 1990 г. на севере Пермской области также в помощь поисковым работам на нефть и газ. Предвари-

тельно были выполнены опытно-методические работы над Родниковским месторождением нефти, представляющим интерес для местной промышленности.

По материалам радиометрического канала, на карте суммарной радиоактивности на площади структуры отмечается слабое понижение поля МЭД до 1 мкР/ч, оконтуриваемое повышенными значениями (до 2 мкР/ч) в плане несколько больших размеров и вытягивающееся в субмеридиональном направлении. По МЭД и конфигурации его изменения в плане затруднительно дать однозначный ответ на успешность картирования изучаемой структуры. На карте содержаний урана положение структуры более убедительно очерчивается повышенными значениями $U(1,5 \pm 2) \cdot 10^{-4} \%$ при понижении его над сводом до $1 \cdot 10^{-4} \%$. Причем намечаемое кольцеобразное изменение имеет хорошее совпадение с контуром месторождения. По каналу тория в пределах структуры намечается падение содержаний тория до $1 \cdot 10^{-4} \%$ при фоновых значениях $(2 \pm 2,5) \cdot 10^{-4} \%$, но говорить о кольцеобразном изменении его значений затруднительно. То же самое можно сказать и о поведении калия, хотя намечается контур структуры по изоконцентрациям 0,75 % К, оконтуривающим пониженные значения 0,5 % К и имеющего форму, вытянутую в субмеридиональном направлении. Для рассмотренных выше карт отметим, что подмеченные изменения в рисовке изолиний МЭД, концентраций U, Th, K, ограничиваются только пределами месторождения и практически отсутствуют на прилегающих площадях. Последнее характерно и для карт соотношений $(U+Th)/K$, Th/K , U/K , корреляций U с Th, U с K и Th с K и т.д.

То же самое отмечается и по материалам наземной радиометрической съемки (Ю.И. Клевостов и др., 1976). Такая форма аномалий находит подтверждение на структурных картах по отражающим горизонтам I, II, где в направлении пос. Родники к северу от Родниковской структуры намечены небольшие по площади приподнятые зоны (В.А. Заварзин и др., 1988, 1990).

Данные аэрогеофизической съемки по одному из пересечений (профиль 28818 А) через Крутовское месторождение нефти приведены на рис. 3, I. По графикам содержания урана и остаточным аномалиям магнитного поля отчетливо представлены упомянутые выше признаки над нефтяными объектами. В поле силы тяжести также просматривается диагностический признак для прямого прогнозирования залежи (программа ГОНГ — И.Н. Михайлов).

С точностью до 100 % подобные признаки были отмечены для Ульяновской структуры (см. рис. 3, II), что послужило весомым аргументом для оценки ее перспективности. Бурение (скв. 1, 2, 113, 118, 126) подтвердило наличие залежи в известняках раннепермского возраста (данные ПО «Пермнефтегеофизика»).

По материалам комплексных аэрогеофизических съемок масштаба 1:25 000 на севере Пермской области в радиометрических полях отмечается ряд структур Предуральского прогиба, приуроченных к региональным зонам надвигов (Березовская, Патраковская и другие зоны, Вадывашская, Березовская, Кемывская и другие структуры). К западу от прогиба информативность метода из-за природных условий (обводненность, залесенность) существенно ниже. Тем не менее, на площади 7500 км² данной съемкой выделено 14 перспективных аномалий.

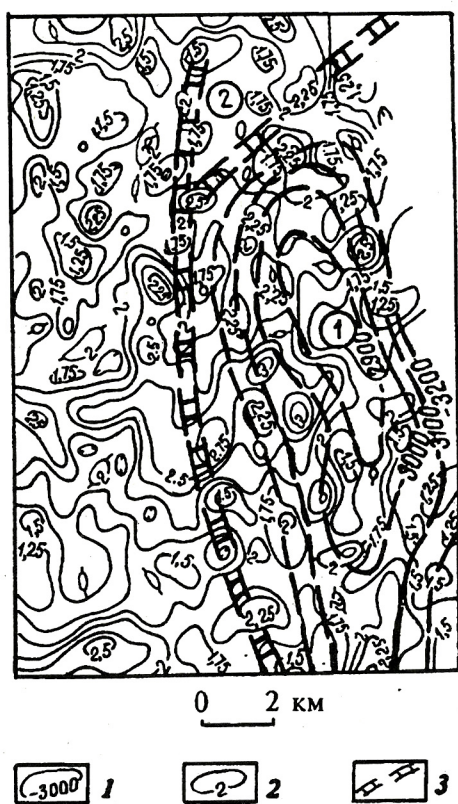


Рис. 2. Результаты аэроадиометрической съемки Предуральского краевого прогиба:

1 — изогипсы карбонатных отложений C_2 , м; 2 — изолинии концентраций урана, $10^{-4} \%$; 3 — зоны надвигов; структуры (цифры в кружках): 1 — Чумазинская, 2 — Акбердинская

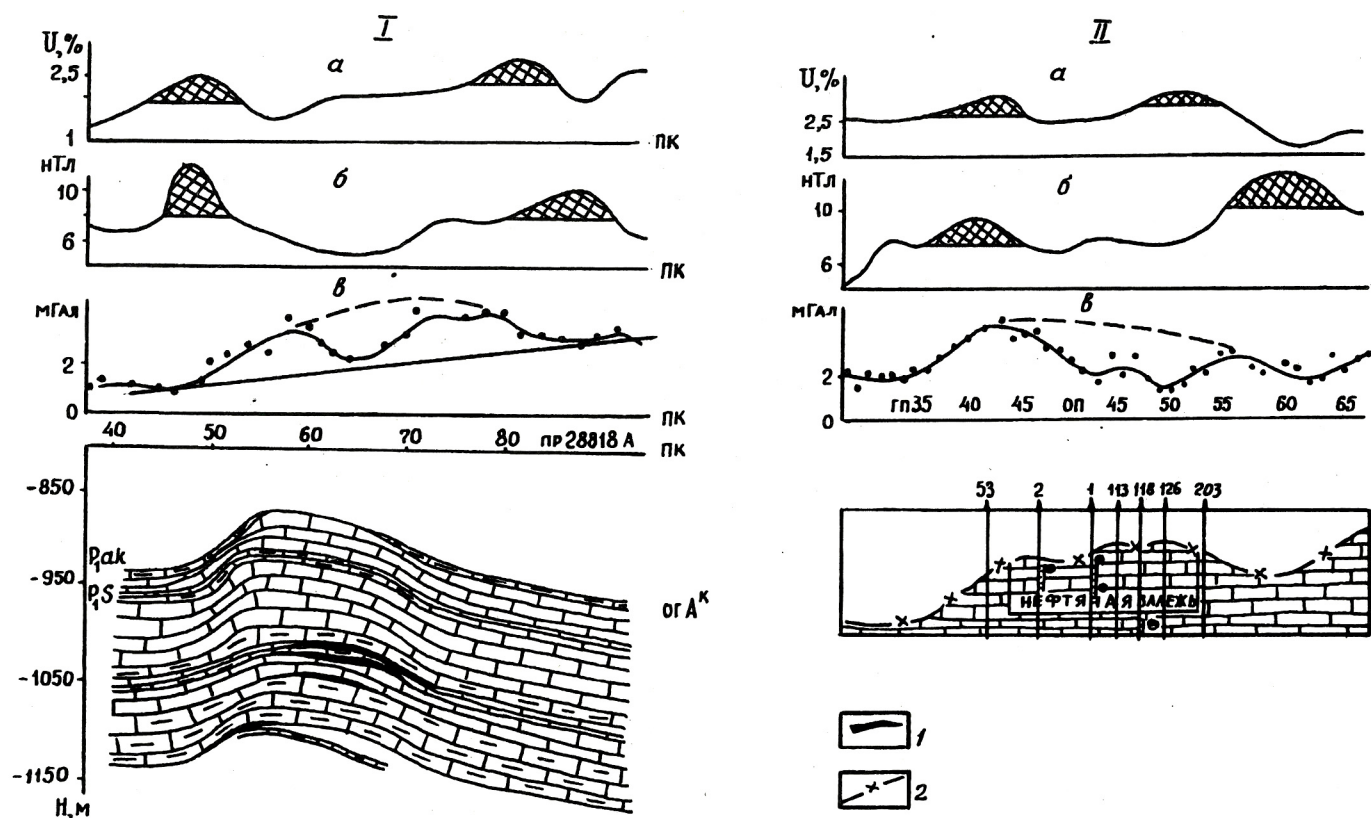


Рис. 3. Отражение залежи углеводородов в геофизических полях Крутовского месторождения (I) и Ульяновской структуры (II):

a — содержание урана; b — остаточная аномалия магнитного поля $\Delta T_{ост}$; c — график Δg_n ; разрезы: 1 — нефтяная залежь, 2 — кровля нефтяного пласта в нижнепермских отложениях

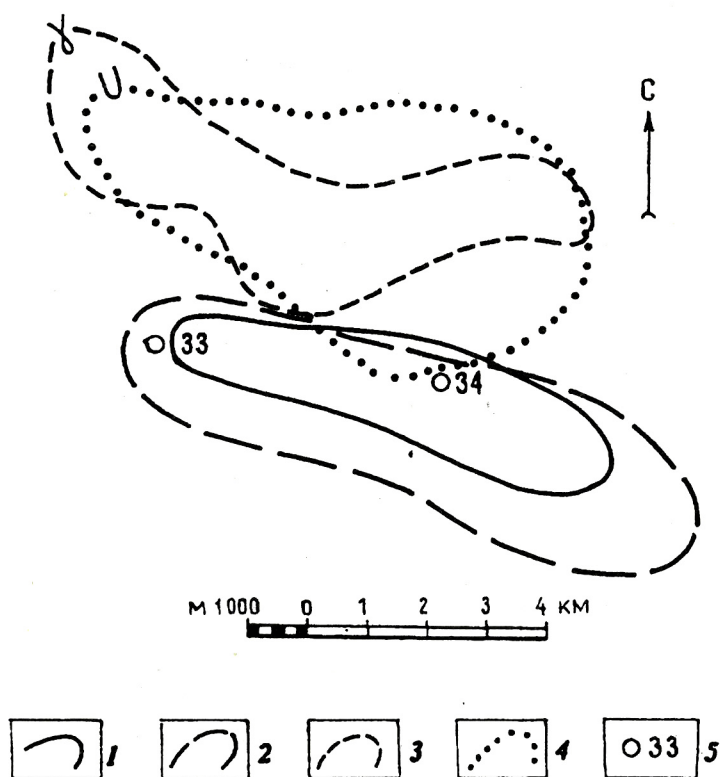


Рис. 4. Радиометрические аномалии над Гайдаровским месторождением нефти, Бузулукская впадина:

контуры месторождения: 1 — по кыновским отложениям девона, 2 — по магнитному полю, 3 — по гамма-полю, 4 — по содержаниям урана; 5 — скважины

Любопытный материал получен по Карагай-Гайдаровскому опытному полигону (Самарская область), на котором отработывалась методика картирования сейсморазведкой МОГТ структурных осложнений различного морфотектонического типа. Аэрогеофизическая съемка проведена на площади 2000 км² по взаимоперпендикулярным направлениям. Если Карагайское месторождение в радиометрических полях (МЭД, концентраций урана) отмечается вышеприводимыми признаками в контурах несколько больших размеров, чем само месторождение, то непосредственно над Гайдаровским таких аномалий не отмечено. Они сдвинуты относительно залежи на 2—2,5 км к северу, с площадными размерами, близкими месторождению (рис. 4). Комплексный анализ материалов съемки показал, что структура по кыновским отложениям девона выделяется и в магнитном поле, пониженные значения которого хорошо согласуются с контуром месторождения. Радиометрическая съемка отражает в основном эффект от верхней части разреза.

Учитывая, что для неогенового периода на Русской платформе, особенно в районах, прилегающих к Прикаспийской впадине, характерна значительная активизация тектонических движений земной коры, связанная с эпохой альпийской складчатости, можно предположить, что зоны широтных нарушений отражают воздействие процессов тектогенеза альпийского возраста с возможным образованием приподнятых блоков, надвинутых на прилегающие с севера более опущенные участки кристаллическо-

го фундамента. Таким примером может служить известная Жигулевско-Самаркинская зона дислокаций. Горизонтальные движения с юга, возможно, проявились на территории не только в формировании линейных выступов (в нашем случае Гайдаровского), но и в смещении отдельных блоков кристаллического фундамента относительно друг друга. По характерным признакам картирования упомянутой известной зоны в магнитном поле на территории Самарской области выделена серия субширотных зон возможных проявлений надвиговых дислокаций, в т.ч. и в осадочном чехле, одна из которых проходит в районе Гайдаровской структуры. Вдоль предполагаемого фронта надвига нами намечен по магнитным данным Желябовский вал.

Анализируя материалы выполненной в 1983 г. комплексной съемки, можно предположить, что данная зона надвигов могла служить каналом проникновения флюидов углеводородов в верхней части разреза. И, как следствие, — смещение радиометрических аномалий в плане на 2,5 км. Это находит подтверждение при анализе структурных планов по фундаменту и верхней части осадочного чехла вдоль Жигулевско-Самаркинской зоны дислокаций, где расстояние в плане между тектоническим нарушением в фундаменте и положением фронта надвига по выходам на дневную поверхность отложений палеогена, надвинутых на породы нижнего мела (Зольненская, Сызранская, Карлово-Сытовская и другие структуры), также составляет 2—2,5 км. Обоснование возможных движений по разломам приводятся М.А.Камалетдиновым и другими (1990) при рассмотрении шарьяжно-надвиговой тектоники Волго-Уральской области.

Возвращаясь к Гайдаровской структуре, отметим, что смещения аномалий в плане использовались в частности и для расчета возможного угла плоскости надвига $45-50^\circ$, что также увязывается с данными расчета по магнитному полю по структурам вдоль Жигулевско-Самаркинской зоны и результатами моделирования по Зольненской структуре (В.Г.Мавричев, 1993).

Относительно характера распределения элементов тория и калия отметим, что их локальные понижения не формируют кольцевых аномалий, а вытягиваются по линии северо-западного направления, согласно тектонике Бузулукской впадины, с которой связывается формирование приразломных валов.

По материалам грависейсморазведки на некоторых структурах (Авровское, Самородное, Ямкинское и др.), имеющих субширотную ориентировку, отмечено смещение АТЗ от сводовой части по низам чехла в направлении предполагаемых, по нашим данным, региональных зон надвигов. Поэтому при структурных построениях необходимо учитывать вышеприведенные факты, чтобы скважины не оказались за контуром ВНК (Г.П.Алексеев, ВО ИГиРГИ).

По итогам выполненных ГП ПГЭ работ установлена возможность трассирования девонских грабеннообразных прогибов, локальных выступов кристаллического фундамента и прогнозирования залежей УВ по радиометрическим аномалиям. К сожалению, данные работы не получили продолжения из-за особой позиции геофизиков-сейсморазведчиков.

На территории Республики Татарстан комплексные аэрогеофизические исследования масштаба 1:25 000 проведены в 1994 г. в пределах юго-восточного склона Токмовского свода (1500 км²) и на северном обрамлении Южно-Татарского свода (6000 км²). В первом случае на площади исследова-

ний нет известных месторождений углеводородов, и вышеупомянутый диагностический признак служил для выделения семи перспективных участков на поиски нефти и газа. На второй площади известны месторождения нефти. Хотя работы носили характер изучения геологического разреза в верхней части осадочного чехла, в морфологии радиометрических полей над известными структурами (Бахчисарайское, Западное Бахчисарайское, группа Кирменских поднятий, Уткинская и т.д.) получена дополнительная информация, подтверждающая ранее приведенные сведения.

Ранее по материалам пешеходных радиометрических съемок кольцевые аномалии повышенных значений МЭД отмечены над Пальчиковской, Каргалинской и другими рифогенными поднятиями Нурлатской площади (В.П.Степанов и др., 1982, 1983), над которыми формировались структуры облекания и с которыми связаны залежи УВ в отложениях турнейского яруса, яснополянского надгоризонта, башкирского и московского ярусов карбона.

Справедливости ради следует отметить, что многочисленные известные осложнения осадочного чехла на

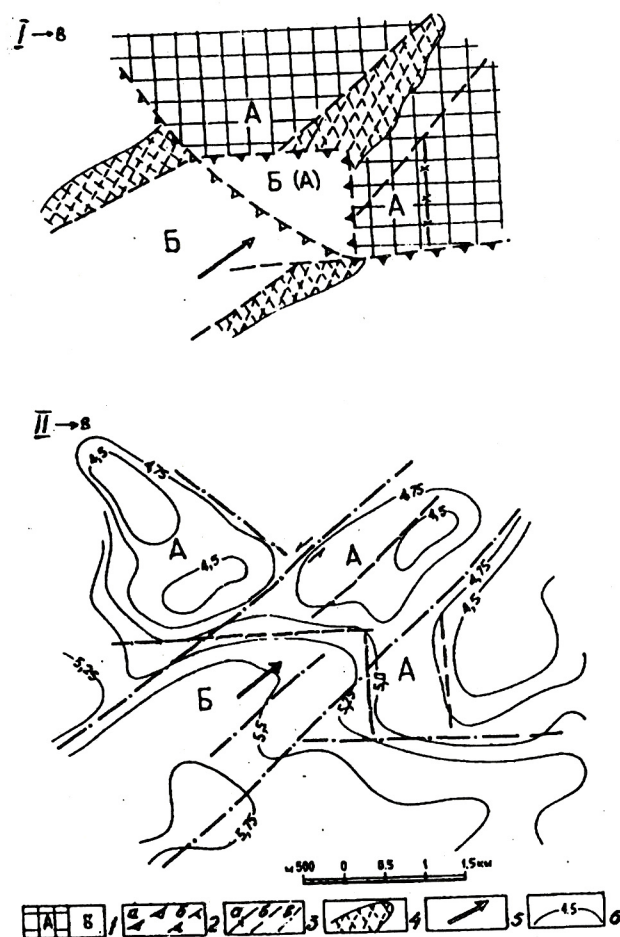


Рис. 5. Отражение сдвиговых деформаций в зоне Карамалинского разлома:

I — в рельефе местности; II — в поле МЭД; 1 — неотектонические блоки (А — относительно приподнятый, Б — относительно опущенный — «перемещенный»); 2 — границы блоков (а — до перемещения, б — после перемещения); 3 — разрывные нарушения (проявленные в рельефе: а — уступом, б — перегибом склонов); 4 — выделяющиеся в гамма-поле по нарушению корреляции и изгибам изолиний; 5 — зоны повышенной трещиноватости во фронтальной и боковых зонах блока Б; 6 — направление перемещения блока Б; 6 — изолинии МЭД, мкР/ч

Мамадышской площади в пределах Сарайлинского, Алтушко-Шунакского, Вяткинского и других прогибов (Кырнашское, Салаушское, Бондюжское поднятия и др.) не находят четкого отражения в радиометрических полях, что, по-видимому, объясняется их малыми размерами. Близость расположения данных структур осложняет общую картину распределения радиометрических аномалий, выделяя некую большую по размеру площадь в виде кольцевой аномалии поля МЭД. Отсюда несколько низкая статистика отражения известных структур в рассматриваемых полях. Так, в пределах Мамадышской площади из 58 известных поднятий четкое отражение в виде кольцевых аномалий МЭД находят только 7, часть из которых упомянута выше. Остальные или группируются в виде общих контуров МЭД, или не находят отражения вообще. Количество последних составляет 18 %. Подчеркнем, что в материалах комплексной съемки практически все известные поднятия (около 87 %) отражены в диагностических признаках магнитного поля, что позволило авторам дополнительно выделить 47 перспективных аномалий, 12 из которых отмечены в виде кольцевым распределением поля МЭД, и концентрацией урана. Четкого распределения тория над известными структурами не получено, хотя над некоторыми (Елабужская) отмечается повышение до $8 \cdot 10^{-4} \%$ над сводом при $(5+5,5)10^{-4} \%$ на обрамлении. Аномального распределения концентраций К ни на одном поднятии не отмечено.

Ниже приведем результаты дополнительного использования материалов радиометрической съемки по зоне Карамалинского разлома. Карамалинская система разломов шириной 10–15 км, заложенная в додевонское время, неоднократно подновлялась на всех последующих этапах геологического развития территории. Она относится к разломам, с которыми связано формирование современного рельефа местности. Новейшие подвижки (неоген-четвертичное время) привели к образованию неотектонических поднятий и сдвиговых перемещений, отчетливо проявившихся в радиометрическом поле (рис. 5).

По материалам ранее проведенных радиометрических (наземных и в аэроварианте) и вновь выполненных аэросъемок с качественно новой аппаратурой можно сделать вывод о возможности решения

этим методом задач нефтегазовой геологии. По-видимому, следует ограничить территорию возможного применения комплексных аэрогеофизических исследований для европейской части РФ широтой 56° . Не исключено получение положительных результатов к северу от нее (пример с Сырьанской структурой), но именно как исключение.

С другой стороны, применение комплексных исследований всегда обеспечивает дополнительной информацией не только для решения задач нефтегазовой геологии, но и изучения верхней части геологического разреза осадочного чехла. На примере Татарстана данные съемки использовались для поисков объектов трубчатого типа (на юго-восточном борту Токмовского свода), месторождений твердых полезных ископаемых (бокситы, фосфориты, медистые песчаники), строительных материалов и водоисточников.

Измерения нескольких параметров электромагнитного поля (установка СДВР, входящая в состав комплекса) обеспечивает информацию о сопротивлении вмещающих пород, что важно при поисках локальных электропроводных объектов на небольших глубинах от поверхности (до 50 м), могут быть использованы и при решении вопросов нефтегазовой геологии.

Стандартную аппаратуру в аэроварианте можно комплексовать с одновременным выполнением атмосферической, тепловой и других съемок, что повысит геологическую информативность материалов при существенном снижении затрат на 1 км^2 съемки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Лебедев В.С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1973.
2. Березкин В.М., Киричек М.А., Кунарев А.А. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. — М.: Недра, 1978.
3. Мавричев В.Г. Картирование структурных ловушек Приуралья аэрогеофизической съемкой // Геология нефти и газа. 1994. № 3. С. 25–28.
4. Ованесов Г.П., Алексеев Г.П., Белоликов Н.И. и др. Геологическая эффективность геофизических работ в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. — М.: Недра, 1979.
5. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа / Под ред. Е.В.Каруса. — М.: Недра, 1986.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

Дискуссии

© З.Я.Боднар, 1999

О необходимости теоретического исследования версии о расширении Земли

З.Я.БОДНАР

Гипотеза расширяющейся Земли была предложена в 1938 г. О.С.Хильгенбергом и обоснована чисто геологическими данными без раскрытия ее физического механизма. В последнее время в ее пользу приводят целый ряд различных доводов, которые трудно объяснить с позиций плитотектоники и которые не могут быть убедительно опровергнуты. Эта концепция представляет собой ценную альтернативу внешне правдоподобным, но на самом деле бездоказательным аспектам тектоники плит, принимаемым обычно без должной критической оценки. Концепция расширения Земли нуждается в более глубоких

теоретических исследованиях на общепринятом сейчас уровне физической строгости. Проработав должным образом эту версию, можно многое объяснить и получить ответы на целый ряд ключевых вопросов геологии, которые остаются открытыми.

Наиболее важным в этом плане является то, что эту версию можно удовлетворительно оценить в свете главного принципа физики — закона сохранения энергии. Предполагается, что расширение Земли может быть следствием расширения ее разуплотняющейся внутренней части. Такой механизм предлагается двумя гипотезами [3, 4].

Касаясь вопроса энергообеспеченности расширения Земли и оценивая его в свете принципа сохранения энергии, можно предложить следующий ряд суждений. Гравитационная аккреция частиц космической пыли, в результате которой образовалась Земля, предполагает их сближение к центру ее первичного сгустка с возрастающим ускорением по мере увеличения его массы. Кинетическая энергия частиц, движущихся с ускорением к такому сгустку, наращивая и уплотняя его, больше, чем потенциальная энергия гравитационного сжатия этих же относительно неподвижных частиц в теле протопланеты. Следовательно, на ее аккрецию была затрачена энергия, превышающая фактическую энергию гравитационного сжатия при теперешней установившейся массе. Вещество Земли сразу после гравитационной аккреции было сжато с большей силой и, естественно, занимало меньший объем. Всякая система, какой является и обособившаяся Земля, стремится к минимуму энергетических затрат, обеспечивающих ее существование. Для удержания вещества в фигуре гидростатического равновесия достаточно потенциальной энергии гравитационного сжатия. Следовательно, в дальнейшем, после гравитационной аккреции события развивались в сторону уменьшения силы первоначального сжатия Земли до этой достаточной величины, разуплотнения вещества Земли и ее расширения. При разуплотнении и расширении происходит высвобождение энергии, затраченной на уплотнение. Таким образом, в расширении Земли реализуется энергия гравитационной аккреции сгустка космической пыли, из которой она образовалась.

При таком расширении Земли происходит преодоление сил гравитационного сжатия и растяжения и разрывы внешних оболочек. Это сопровождается выделением тепла. В частности, происходит превращение механической энергии растяжения в тепловую. Резкое снижение глубинного давления в зонах разрядки растягивающих напряжений (зонах разрывов внешних оболочек Земли) и повышение температуры при этом ведет к нарушению термодинамических условий, а следовательно, и физико-химического равновесия вещества. Его кристаллическая структура начинает разрушаться, что приводит к плавлению вещества. Повышение температуры в зонах резкого снижения глубинного давления обуславливает плавление вещества на меньших глубинах, чем это предполагается при учете средних термобарических градиентов. В зонах разрядки растягивающих напряжений литосферы создаются благоприятные условия для различных форм магматизма в зависимости от интенсивности и режима растяжения [1]. Физическую возможность этих процессов можно просчитать.

Накопленные в геологии факты и выводы свидетельствуют о том, что энергия дислокации земного шара полностью обеспечивает расход тепла Земли (тепловой поток, вулканические извержения) [2].

Подобный подход дает возможность объяснить многие малопонятные вопросы. В частности, он помогает решить проблему пространства при образовании интрузий (как, например, в земной коре возникают большие «емкости», заполненные интрузиями магматических пород, образующихся в результате остывания и кристаллизации расплавов, при предполагаемой неизменности размеров Земли). Гипотеза расширения Земли снимает парадокс архейского метаморфизма, связанного с господством в это время высоких давлений на сравнительно небольшой глубине, что можно объяснить меньшими размерами Земли в прошлом,

при постоянной ее массе, и как следствие этого, более высокими значениями силы тяжести.

Концепция расширения Земли неизбежно приводит к вертикальным и горизонтальным движениям и допускает широкий их спектр. Неравномерность расширения Земли по площади ее поверхности и во времени может обуславливать расхождение литосферных плит в одном месте и их схождение и столкновение в другом. При этом возможны различные конформационные и сдвиговые деформации, элементы вращения геоблоков и т.п. В этом случае и могут быть применены некоторые положения тектоники плит. На все это накладываются еще и волновые движения верхних оболочек Земли со всеми вытекающими отсюда последствиями [1, 5].

В случае распыления Земли разуплотняющейся внутренней частью (ядром) в надъядерных оболочках могут происходить сложные процессы. Здесь может осуществляться их сжатие по вертикали весом вышележащих толщ сверху и ростом разуплотняющегося ядра снизу. Это может создавать дополнительные предпосылки для их расслоения. Одновременно происходят их растяжение и разрывы в плане с возможным скольжением по горизонтали разных слоев относительно друг друга.

Все разнообразие геологического строения земной коры, все его особенности не могут быть сразу объяснены в свете такого подхода с точки зрения прежних теоретических представлений в геологии. Содержание новых теоретических построений может потребовать несколько иных форм для своего выражения. Многие явления геотектогенеза могут быть не связаны напрямую с расширением Земли. Обнаруживаемые в настоящее время несоответствия в этом плане не могут быть полным отрицанием факта расширения Земли.

Геотектоника нуждается в глубоком переосмыслении своих теоретических основ. Одним из существенных шагов в этом направлении является всестороннее теоретическое исследование концепции расширения Земли. При этом надо проявлять больше свободы выбора способов интерпретации наблюдаемых явлений. Утвержденный в геологии девиз «При движении вперед надо отталкиваться от надежно установленных фактов», — по-своему разумный, но он не должен касаться фундаментальной части науки. Самыми строгими суждениями, самыми сложными мыслительными операциями, производимыми в рамках традиционных, общепринятых представлений о природе вещей, нельзя преодолеть барьер неясности в отношении целостности восприятия сложных явлений.

Современные геологические теории не способны справиться со всевозрастающей лавиной разноречивых фактов, что свидетельствует об их принципиальном несовершенстве. Неудовлетворительность положения усугубляется еще и тем, что накопление разноречивых фактов ведет к усложнению понятий, что никак не способствует увеличению «разрешающей способности» этих теорий, а просто «утяжеляет» их. Выход из положения видится в изыскании таких способов интерпретации наблюдаемых явлений, которые бы затрагивали их физические основы, и в создании теоретических построений без специальных усложненных понятий, на основе логически более простых представлений об общей физической природе явлений, которые утверждаются в соответственном естествознании.

Представления о расширении Земли и его последствиях качественно меняют подход к проблеме геотекто-

генеза, существенно дополняют многие частные ее решения, но отнюдь не исчерпывают всей ее сложности.

Всякое теоретическое исследование предполагает создание мысленных конструкций, с помощью которых объясняют наблюдаемые вещи. При этом все теоретические построения надо пытаться сводить к наиболее простым формам и добиваться их внутренней непротиворечивости без логических натяжек. При углублении познания возрастает сложность способов интерпретации, но одновременно проявляется также и тенденция упрощения логических основ познания. При этом усложняется и удлиняется путь от простого наблюдения (чувственного опыта) до теоретической картины наблюдаемого явления. Но критерий логической простоты всегда является незаменимым и эффективным средством всякого исследования.

Все теории имеют свои границы применимости. В задачу науки входит также и определение этих границ, а не только «отбраковка» неудобных теорий. Теоретическое исследование концепции расширения Земли, изучение причинных связей на ее фоне и определение границ ее применимости могло бы оказать положительное влияние на развитие представ-

лений об особенностях геологического развития нашей планеты.

Наука движется вперед не широким фронтом, а прорывается на отдельных направлениях, где она развивается наиболее правильно. В тех науках, развитие которых в какой-то мере зависит от успехов других наук (например, геотектоника), иногда отмечается недостаточная активность в отношении совершенствования собственных теоретических основ. Такое совершенствование в каждой конкретной науке касается не только ее предметного, но также и общего методологического содержания. Последнее связано с критическим пересмотром существующего понятийного аппарата, предпосылок и подходов к интерпретации изучаемого материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боднар З.Я. Растяжение и сжатие верхних оболочек Земли и их роль в развитии литосферы. — Благовещенск, 1995.
2. Косыгин Ю.А. Тектоника. — М.: Недра, 1983.
3. Кузнецов В.В. Физика Земли и солнечной системы. — М.: Недра, 1984.
4. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. — М.: Недра, 1980.
5. Одесский И.А. Волновые движения земной коры. — Л.: Недра, 1972.

Рецензии

УДК 551.46:553.2

© Е.А.Ельянова, 1999

Состояние проблемы колчеданообразования

Е.А.ЕЛЪЯНОВА (ЦИНГРИ)

В результате достаточно длительных дискуссий о генезисе месторождений колчеданного семейства на основе синтеза данных о современном субмаринном сульфидообразовании, строении и закономерностях размещения колчеданных залежей в вулканогенных толщах сформировалась базовая модель соответствующих рудообразующих систем — модель конвекционного обмена морских вод (рециклинга). Функционирование таких систем сопровождается разгрузкой гидротермальных растворов на дне и в подводящих каналах, а также частичным рассеиванием рудного вещества гидротермальными плюмажами, так или иначе формирующими синколчеданные металлоносные осадки. Данная модель имеет необходимые геологические обоснования, она подтверждена расчетами и количественным моделированием процессов тепломассопереноса и минералообразования [12, 50 и др.]. Развитие модели и конкретизация ряда ее принципиальных элементов требуют дальнейшего объединения работ по изучению продуктов современного рудогенеза в Мировом океане и месторождений колчеданного семейства на континентах. Очевидно также, что необходим синтез данных, полученных при «океанических» и «континентальных» металлогенических и рудогенетических исследованиях.

Заметное событие для развития теории субмаринного рудогенеза — выход в свет монографий Ю.А.Богданова* и Е.Г.Гурвича**. Монография Ю.А.

Богданова посвящена продуктам рудообразования в срединно-океанических хребтах (СОХ) с низкими скоростями спрединга и вызывает особый интерес, поскольку в опубликованных в последнее время работах рассматриваются, как правило, более многочисленные и лучше изученные скопления сульфидных руд в быстроспрединговых СОХ. Приведенные в ней подробные сведения о сульфидных рудах из различных районов Срединно-Атлантического хребта позволили в значительной степени восполнить этот дефицит информации, уточнить представления о процессах современного колчеданообразования, а также дать прогнозные оценки рудоносности океанических рифтов и рекомендации по методике поисков новых рудопроявлений в Срединно-Атлантическом хребте.

В работе рассмотрены крупные участки рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, в пределах которых обнаружены активные гидротермальные системы и рудные тела, такие как Транс-Атлантический геотраверз (29° с.ш.), Брокен Спур (29° с.ш.), Снейк Пит, район 14° 45' с.ш., а также ряд более мелких скоплений руд. Подробная, выдержанная в едином ключе характеристика объектов изучения (геолого-тектоническая позиция активных и реликтовых рудных построек, морфология, скорость и история их формирования, минеральный и химический составы руд, соотношения рудных тел разных типов) открывает дополнительные возможности для конкретизации генетических моделей колчеданных месторождений. Анализ приведенных в работе Ю.А. Богданова фактических данных, как полученных

* Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. — М.: Научный мир, 1997.

** Металлоносные осадки Мирового океана. — М.: Научный мир, 1998.

самим автором, так и содержащихся в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях, послужил основой для ряда выводов о закономерностях размещения рудных залежей в СОХ (в осевых зонах и на краевых уступах рифтовой долины) и об особенностях процессов, приводящих к их образованию. Так, в низкоскоростных СОХ выделены два типа гидротермальных циркуляционных систем, различающихся по природе рудоносных флюидов, характеру их миграции и соответственно вещественным характеристикам руд.

Большой интерес вызывают приведенные данные об обнаруженных НПО «Севморгеология» в 1994 г. в районе 14° 45' с.ш. «черных курильщиках», о сульфидной рудной залежи на поверхности краевого уступа рифтовой долины, а также о прожилково-вкрапленных сульфидных рудах в серпентинизированных гипербазитах, слагающих уступ. Ю.А. Богданов полагает, что прожилково-вкрапленные руды связаны в данном случае с глубинной циркуляционной системой, в которой образование гидротермальных флюидов обусловлено процессами серпентинизации пород низов океанской коры — верхов мантии. Мы согласны с предположением автора о том, что продукты рудогенеза, возникающие при серпентинизации ультраосновных пород, по масштабам и разнообразию существенно превосходят гидротермальные проявления осевых гидротермальных систем. Мало того, мы полагаем, что вовлечением ультраосновных пород океанической коры в конвективные гидротермальные системы можно объяснить образование месторождений асбеста и талька, которые ассоциируют на континентах с крупными массивами серпентинитов, в то время как до сих пор генезис подобных месторождений традиционно трактуется с принципиально иных позиций.

В работе также подробно охарактеризованы и прожилково-вкрапленные сульфидные руды в хлоритизированных и окварцованных базальтах вокруг корней сульфидных рудных тел, в т.ч. нацело переработанные участки базальта, превращенного в кварц-хлоритовый метасоматит с равномерно рассеянной сульфидной вкрапленностью, кварцевыми прожилками и линзами с сульфидами. Повышенное внимание, проявляемое автором к рудам этого типа, объясняется, по-видимому, тем, что они редко встречаются в Мировом океане, т.к. современные методы исследований позволяют в большинстве случаев получать информацию о составе и свойствах лишь поверхностных частей рудных тел. Вместе с тем, прожилково-вкрапленные сульфидные руды в хлорит-кварцевых метасоматитах в пределах так называемых рудоподводящих каналов известны на подавляющем большинстве колчеданных месторождений континентов. Подобные образования достаточно хорошо изучены, а их происхождение уже давно объяснено [7, 21, 36 и др.].

Если книга Ю.А. Богданова посвящена прежде всего различным типам сульфидных руд в рифтах Срединно-Атлантического хребта, т.е. стержневым составляющим субмаринных рециклинговых систем, то в работе Е.Г. Гурвича исследованы металлоносные осадки Мирового океана — своеобразные «шлейфовые» зоны упомянутых систем. Так как эти две группы продуктов океанского рудогенеза тесно взаимосвязаны, данные работы взаимодополняют друг друга.

Монография Е.Г. Гурвича, кроме подробного описания металлоносных осадков из различных районов Мирового океана и ряда впадин Красного моря, содержит сведения о водной толще, гидротермальных рас-

творах и плюмажах, фоновых осадках и взвесах. Приведенные в работе данные о современных и «древних» (до 160 млн. лет) металлоносных осадках Мирового океана (как оригинальные, ранее недоступные в виде общей сводки, так и опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях) хорошо систематизированы, что весьма ценно для дальнейшего их изучения. Вызывают интерес геолого-генетические интерпретации и расчетные построения, касающиеся тех продуктов рудогенеза, которые накапливаются на периферии зон выходов гидротермальных растворов. Автором показана зависимость качественных и количественных характеристик поведения вещества в донных отложениях от ряда параметров: состава и свойств флюидов, условий миграции и трансформации гидротермальных плюмажей, режимов придонных течений, скоростей осадконакопления и др.

В работе Е.Г. Гурвича рассмотрена модель рудонакопления, в которой отражены процессы, происходящие в гидротермальных «всплывающих» плюмажах, плюмажах с нейтральной плавучестью и в нисходящих потоках взвешенных частиц. Практическое значение этих исследований прежде всего в том, что автором показано, сколь большую роль могут играть дистальные металлоносные осадки в поисках залежей сульфидных руд, особенно погребенных. Е.Г. Гурвичем также приведены доказательства возможности реконструкции условий осадко- и рудонакопления при изучении кернов скважин глубоководного бурения и оценки на этой основе степени продуктивности «древних» субмаринных образований. Представляют интерес данные автором количественные характеристики скорости накопления металлов в осадках и их массы, а также ореолов рассеяния элементов, выносимых в океан гидротермальными растворами. Значение этих ореолов для прогноза и поисков скоплений сульфидных руд в срединно-океанических хребтах продемонстрировано с помощью анализа скоростей накопления железа в осадочном материале для конкретных интервалов геологического времени.

С сожалением приходится отметить, что, хотя Ю.А. Богданов в своей монографии указывает на необходимость совместного изучения рудопроявлений современного океана и их древних аналогов, в обеих работах отсутствуют реальные попытки учета достижений геологов-рудников, работающих на континентальных блоках Земли, и результатов огромного объема исследований, проведенных ими на древних аналогах продуктов современного океанского рудогенеза. Практически не использованы Ю.А. Богдановым и Е.Г. Гурвичем и данные, полученные геологами-рудниками при геолого-генетическом полуколичественном, а иногда и количественном моделировании процессов субмаринного рудонакопления.

Целесообразно проиллюстрировать сказанное хотя бы на одном конкретном примере. Так, неоднородность состава современных колчеданных залежей связывается Ю.А. Богдановым с процессами переотложения некоторых химических элементов из их подповерхностных частей к поверхности. Данное положение по сути повторяет те выводы, которые были сделаны геологами-рудниками на основе детального изучения большого числа колчеданных месторождений континентов и отражены в множестве публикаций. Ю.А. Богданов неоднократно отмечает, что формирование современных сульфидных залежей на дне океана происходит не непрерывно и что высокотемпературная гидротермальная деятельность проявляется циклично. Прерывистый характер

гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов при образовании колчеданных месторождений и возможность взаимодействия последующих порций гидротермальных растворов с ранее отложенным сульфидным материалом были установлены достаточно давно [18, 21, 36 и др.].

Эти положения и идеи послужили базой и были подтверждены при количественной оценке перераспределения вещества в процессе формирования колчеданных залежей [13, 14]. Работы проводились на основе текстурно-минералогического картирования и изучения геохимической зональности рудных тел Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал), а также сравнительного анализа процессов формирования состава и строения современных и древних колчеданных руд. При картировании был выделен ряд текстурно-структурных разновидностей руд, которые по положению в рудном теле, уровням содержаний и характеру распределения в них Cu и Zn отчетливо разделились на три типа — исходные, выщелоченные и обогащенные. Было показано, что при отсутствии в рудах признаков метаморфизма распределение полезных компонентов в рудном теле отражает первичную зональность, возникшую в процессе рудоотложения и усложненную за счет перераспределения вещества гидротермальными растворами на протяжении всего периода функционирования конвективной системы. Было также установлено, что поскольку при колчеданообразовании происходят весьма разнообразные явления (гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, диагенетические и др.), находящиеся в сложных пространственно-временных соотношениях, к данному процессу не применимы понятия этапности и стадийности минералообразования в их классическом понимании. С одной стороны, в тот или иной момент времени в разных областях рудолокализирующего пространства (на океанском дне, в ранее отложенных рудах, породах) синхронно проявляются разнотипные процессы, а с другой — в одном и том же участке системы эти процессы последовательно сменяют друг друга.

Таким образом, практически все элементы геолого-генетических моделей, построенных на основе длительного, детального изучения состава и строения руд и зональности рудных тел многочисленных колчеданных месторождений на континентах, совпадают с тем, что теперь могут наблюдать морские геологи, благодаря развитию современных технологий. Этот факт не может не радовать любого исследователя рассматриваемой проблемы. Вместе с тем, как отмечалось, не может не огорчать то, что, несмотря на достаточное количество работ по сопоставлению самых разных сторон проблемы образования современных и древних колчеданных руд, продолжает существовать значительный разрыв между исследованиями, выполняемыми «морскими» и «сухопутными» геологами. Это подтверждает и следующее высказывание Ю.А.Богданова: особенно необходимо совместное исследование рудопроявлений, формирование которых обусловлено наличием глубинных гидротермальных циркуляционных систем. Действительно, работа по поискам данного типа руд в Мировом океане сопряжена с рядом технологических сложностей, огромными финансовыми затратами. Мы полагаем, что в связи с этим морским геологам было бы небезынтересно ознакомиться с огромным объемом фактических данных по серпентинизированным гипербазитам и их минералогии, которые были собраны и проанализированы силами геологов-рудников.

Нам представляется, что преодоление сложившегося положения вещей совершенно необходимо, поскольку это могло бы существенно повлиять на эффективность, научную и практическую ценность исследований как в океанах, так и на континентах. Желанием содействовать именно такому развитию событий объясняется обилие библиографических ссылок в данной статье, которые, с одной стороны, отражают историю вопроса, а с другой, — раскрывают проблему с точки зрения исследователей современного океанского рудообразования и древнего субмаринного рудогенеза, что может оказаться полезным и для тех, и для других.

Среди не учитывающихся или, по крайней мере, не цитируемых хотелось бы прежде всего отметить ряд достаточно давно опубликованных фундаментальных работ. Без этих работ геологи-рудники не смогли бы создать такие модели колчеданообразования, которые не только подтвердились при наблюдении за процессами современного рудообразования в океанах, но и позволили предсказать в свое время открытие скоплений сульфидных руд в СОХ [56, 60]. Из отечественных работ это прежде всего исследования В.И.Смирнова [36], М.Б.Бородаевской с соавторами [8, 9], А.И.Кривцова [24], Е.И.Филиатова и Е.П.Ширая [38], Д.И.Горжевского [11], в которых приведены решающие доказательства связи колчеданного рудообразования с синвулканической гидротермальной деятельностью на дне древних морских бассейнов и заложены основы рудноформационного анализа.

Большой вклад в изучение геохимических ореолов колчеданных месторождений и в сопоставление современных сульфидных залежей и колчеданных месторождений Кипра внес Э.Н.Баранов [3, 5]. Э.Н.Барановым [4] впервые показано, что отрицательные геохимические аномалии на периферии колчеданных месторождений отвечают зонам поглощения морской воды (нисходящим ветвям конвективных гидротермальных систем) и, следовательно, могут служить одним из поисковых признаков. Следует однако заметить, что этот признак может и отсутствовать, если в процессы рециклинга окажутся вовлеченными металлоносные осадки, находящиеся на поверхности дна или в осадочной толще.

Некоторые исследователи сосредоточили внимание на решении вопросов о физико-химических условиях, при которых может происходить замещение сульфидами нелитифицированных донных осадков, а также о природе внутрирудных и надрудных прослоев рудокластов [16, 17, 35 и др.]. В этих работах рассматривались самые разнообразные причины и способы образования рудокластов: вулканические эксплозии, оползни, связанные с моретрясениями, гравитационные мутьевые и туфобрекчиевые потоки, взрывные явления и т.д. При этом процессы, связанные с брекчированием по разломам, не принимались во внимание в силу явно стратифицированного характера залегания рудокластов, их разноразмерности, а также взаимоотношений текстур руд в обломках и их границ.

Взрывные явления при гидротермальном рудообразовании изучались также А.А.Пэком и Ю.Г.Сафоновой [32]. Для развития данных исследований предпринята попытка охарактеризовать возможную роль этих процессов при образовании современных сульфидных руд в быстросрединговых СОХ [15]. В этой работе высказано предположение, что, поскольку локальные значения гидродинамического давления связаны обратной зависимостью с проницаемостью среды, закупорка подводящих каналов должна вызывать рост гидродина-

мического давления в системе, что приводит в итоге к возникновению трещин гидроразрыва. Предложена модель, согласно которой на одной из стадий развития рудообразующей системы выходы гидротермальных растворов перемещаются из осевой зоны СОХ в краевые зоны активного растяжения. Данное явление объяснялось перестройкой геотермического поля и эффектом «растекания» гидротермального потока под экранной поверхностью, а не наличием самостоятельной гидротермальной системы, как предполагает Ю.А.Богданов.

Одним из весьма перспективных направлений в теории рудогенеза, которое длительное время развивается отечественными геологами, специалистами США, Канады и ряда других стран, в т.ч. и в рамках международной программы МСГН-ЮНЕСКО [49], является разработка моделей рудных месторождений. Наибольший интерес для изучения процессов современного и древнего колчеданообразования представляют геолого-генетические модели, особенно модели гидротермальных рециклинговых систем. Последние впервые были предложены Дж.Бишоффом при изучении им металлоносных илов Красного моря [41]. Затем количественные характеристики параметров этих систем применительно к колчеданным месторождениям Кипра, Японии, другим месторождениям колчеданного семейства и современным геотермальным системам были даны Дж.Кетлесом [43], Р.Ларджем [47], М.Ридом [50], К.Скоттом [54], М.Соломоном [57], Е.Спунером [58], Т. Сато [52], Т.Урабе [59], Р.Хатчинсоном [46]. Так, Р.Лардж установил, что рудоотложение в подводящих каналах обусловлено реакциями гидротермальных растворов с вмещающими породами и содержащейся в них морской водой, вызывающими изменение pH среды, а в ряде случаев и фугитивности кислорода и серы. Т.Сато и Р.Лардж считали, что основной причиной резкой смены физико-химических условий, приводящей к гидротермально-осадочному накоплению руд, является смешение рудообразующих растворов с морской водой.

Отечественные геологи также уделяли большое внимание анализу и синтезу информации по большому количеству рудных месторождений с целью создания и постоянного совершенствования их моделей [8, 11, 12, 23, 26, 27, 33, 37]. В этих моделях в качестве рабочего флюида выступают активизированные морские воды, вовлекаемые в циркуляцию под воздействием теплового потока, в качестве источника вещества — породы, охватываемые нисходящими и восходящими ветвями конвекционной системы. Эти процессы могут иметь разные конечные выражения в зависимости от глубины бассейна, скорости осадконакопления в области выхода гидротерм, прерывистости — непрерывности восходящих потоков флюидов и возможностей для их отрыва в форме плюмажей от выводных каналов. Количественно конвекционные системы описываются геотермическими параметрами ячей, числом обменов вод и временем функционирования [27].

В настоящее время модели рудных месторождений широко используются при прогнозных построениях и поисковых работах на континентах. Таким образом, конвективные модели рудообразования, практически единодушно принимаемые морскими геологами, были достаточно давно предложены именно геологами-рудниками на основании изучения месторождений континентов, прежде всего колчеданных.

Ряд отечественных и зарубежных разработок посвящен сопоставлению процессов современного и

древнего колчеданообразования [1, 2, 6, 10, 19, 20, 22, 25 и др.]. Дж.Кенн и М.Стренс [42] при изучении связей современного рудообразования с вулканизмом указывали на то, что различия в положении рудных скоплений относительно осей рифтов при быстром и медленном спрединге являются, по-видимому, следствием неодинакового положения магматических очагов, рассматривавшихся ими в качестве источников энергии, необходимой для возникновения гидротермальной конвекции. П.Рона [34, 51] уделил особое внимание различиям в длительности и периодичности вулканотектонических процессов в быстро- и медленноспрединговых СОХ.

В заключение хотелось бы отметить, что монографии Ю.А.Богданова и Е.Г.Гурвича, наполненные новыми оригинальными материалами, несомненно, интересны для широкого круга читателей. Это еще раз доказывает, что если бы автономность в изучении полезных ископаемых современных океанов и их древних аналогов была преодолена, выиграли бы и «морские», и «континентальные» металлогенетические исследования, что в целом могло бы привести к существенному прогрессу как в области теории субмаринного рудогенеза, так и в практике геологоразведочных работ.

Другими словами, с нашей точки зрения, в настоящее время необходимо комплексное использование выводов, полученных при разработке моделей гидротермальных рециклинговых систем, и результатов изучения всех доступных наблюдению современных геологических и в т.ч. рудообразующих процессов в океане. При таком подходе каждая новая находка сульфидных руд в породах осадочной толщи или вулканитах океанского дна не будет вызывать удивления, а может быть «привязана» к соответствующей части рудообразующей системы. Так, прожилково-вкрапленные сульфидные образования, поднятые при драгировании или обнаруженные в кернах скважин глубоководного бурения, могут принадлежать к следующим основным типам: собственно магматическим ликвационным; прожилково-вкрапленным в осадочных породах, которые возникают в том случае, когда скорость отложения рудного вещества на океанском дне существенно ниже скорости накопления осадков; прожилково-вкрапленным в вулканитах, образованным либо в верхних частях рудоподводящих каналов под залежами массивных сульфидных руд, либо в виде самостоятельных тел, формирующихся при отсутствии условий для рудоотложения на океанском дне.

Учет всех элементов модели рудообразующих конвективных гидротермальных систем должен привести к более эффективному проведению работ по изучению рудоносности ложа океана за пределами активных зон СОХ. Подобные исследования, хотя и являются весьма трудоемкими и дорогостоящими, необходимы для того, чтобы проследить, что происходит с рудными скоплениями, возникающими в рифтовых зонах СОХ, в ходе их отдаления от этих зон, каковы условия их консервации в разрезах океанской коры, как изменяются их морфология, состав, строение и т.д. Полученные в процессе таких исследований данные могут, в свою очередь, оказаться весьма полезными для теории и практики наземных поисков. Соответственно «кайнотипные» и «палеотипные» составляющие проблемы колчеданообразования должны быть разумно синтезированы во благо ускорения познания природных процессов, производящих и производивших огромные скопления рудного вещества, которые составляют значительную долю современной минерально-сырьевой базы мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26—39.
2. Агеева С.Т., Ельянова Е.А., Злотник-Хоткевич А.Г. и др. Сравнительная типизация обстановок формирования современных и древних колчеданных руд // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 147—155.
3. Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — М.: Наука, 1987.
4. Баранов Э.Н. Конвективные системы колчеданных месторождений (свидетельства и следствия) // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 119—129.
5. Баранов Э.Н. Новое в металлогении Кипра // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит (тез. I Всероссийского международного металлургического совещания). Екатеринбург, 1994. С. 129—131.
6. Бауман Л. Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитотектоническом цикле // Эндогенное рудообразование. М., 1985. С. 186—210.
7. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. Последовательность минералообразования и рудная зональность на колчеданных месторождениях // Тр. ЦНИГРИ. М., 1979. Вып. 148. С. 3—11.
8. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. Генезис месторождений колчеданного семейства — состояние проблемы и пути развития // Эндогенное рудообразование. М., 1985. С. 218—229.
9. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. — М.: Недра, 1977.
10. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / Под ред. И.С. Грамберга и А.И. Айнемера. — СПб.: Недра, 1992.
11. Горжевский Д.И., Крейтер И.В., Пугачева И.П. Геолого-генетические модели колчеданно-полиматаллических месторождений в вулканогенных формациях // НТД-92-ЦНИГРИ (материалы научно-практической конференции). М., 1993. С. 44—45.
12. Гричук Д.В. Изотопно-геохимическая термодинамическая модель гидротермальной системы // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1222—1225.
13. Ельянова Е.А. Переотложение вещества в процессе формирования колчеданных месторождений комбинированного класса // Геология рудных месторождений. 1984. № 6. С. 73—80.
14. Ельянова Е.А. Процессы формирования состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании // Советская геология. 1989. № 12. С. 17—26.
15. Ельянова Е.А., Миронов Ю.В., Черкасов С.В. Связь гидротермальных процессов с вулканотектонической циклическостью развития высокоскоростных центров спрединга // Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 103—107.
16. Жабин А.Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 51—69.
17. Жабин А.Г., Пирижняк Н.А., Самсонова Н.С. Рудные обломки в осадочно-вулканогенных породах месторождения Сибай на Урале // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 51—62.
18. Злотник-Хоткевич А.Г. Привнос и переотложение вещества в рудах колчеданных месторождений в связи с явлениями термального и динамического метаморфизма // Тр. ЦНИГРИ. М., 1987. Вып. 217. С. 12—17.
19. Злотник-Хоткевич А.Г. Древние и современные колчеданные руды: черты сходства и отличия // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 5. С. 574—585.
20. История развития Уральского палеоокеана / Под ред. Л.П. Зоненшайна и В.В. Матвеевкова. — М.: Недра, 1984.
21. Колчеданные месторождения мира / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Недра, 1979.
22. Краснов С.Г., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 76—88.
23. Краснов С.Г., Попов В.Е., Черкашев Г.А. Результаты изучения современного океанского сульфидного рудообразования в связи с разработкой генетических моделей колчеданных месторождений // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1988. С. 118—126.
24. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. — М.: Недра, 1979.
25. Кривцов А.И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
26. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
27. Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений: основные направления // Геонауки в СССР. М., 1992. С. 249—273.
28. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. — М.: Мир, 1983.
29. Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 130—137.
30. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
31. Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. — Л.: Недра, 1979.
32. Пэк А.А., Сафонова Ю.Г. О причинах и закономерностях движения гидротермальных растворов // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 2. С. 192—205.
33. Построение моделей рудообразующих систем / Под ред. В.И. Сотникова. — Новосибирск, 1987.
34. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986.
35. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. — М.: Недра, 1972.
36. Смирнов В.И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах // Проблемы генезиса руд. М., 1964. С. 111—117.
37. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 5—17.
38. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
39. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 2. С. 39—252.
40. Шадлун Т.Н. Сходство и различие состава и строения современных океанических и древних колчеданных руд // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 65—81.
41. Bischoff J.L. Red Sea geothermal brine deposits // Hot brines recent heavy metal deposits of the Red Sea. New York, 1969. P. 348—401.
42. Cann J.R., Strens M.R. Black smokers fuelled by freezing magma // Nature. 1982. Vol. 298. № 5870. P. 147—149.
43. Cathles L.M. Modelling hydrothermal ore deposit genesis // Earth and Miner. Sci. 1980. Vol. 48. № 5. P. 54—57.
44. Halbach P., Nakamura K., Waksner M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin // Nature. 1989. Vol. 338. № 6215. P. 496—499.
45. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth Sci. Rev. 1983. Vol. 19. P. 1—50.
46. Hutchinson R.W., Fyfe W.S., Kerrich R. Deep fluid penetration and ore deposition // Miner. Sci. Eng. 1980. Vol. 12. № 3. P. 107—120.
47. Large R.R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // Economic Geology. 1977. Vol. 72. № 4. P. 549—572.
48. Oudin E., Picot P., Pouit G. Comparison of sulfide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus // Nature. 1981. Vol. 291. № 5814. P. 404—407.
49. Program with abstracts, 8-th IAGOD Symposium, 1990, Aug. 12—18. Canada. Ottawa, 1990.
50. Reed M.H. Sea-water basalt reaction and the origin of greenstone and related ore deposits // Economic Geology. 1983. Vol. 78. P. 466—485.
51. Rona P. Hydrothermal mineralization at ocean ridges // Can. Miner. 1988. Vol. 26. Pt. 3. P. 431—465.
52. Sato T. Distribut ion and geological setting of the Kuroko deposits // Geol. Kuroko deposits. Tokyo, 1974. P. 1—10.
53. Sawkins F.G. Some thoughts on the genesis of Kuroko-type deposits // Geol. Real. Worlks. Kingsley Durham Reunion, 14—17 Apr., 1985. London, 1986. P. 387—394.
54. Scott K.M. Wall-rock alteration in disseminated tin deposits, south-eastern Australia // Proc. Austral. Inst. Mining and Met. 1981. № 280. P. 17—28.
55. Scott S.D. Seafloor polymetallic sulfide deposits: modern and ancient // Marine Mining. 1985. Vol. 5. № 2. P. 191—212.
56. Sillitoe R.H. Formation of certain massive sulphide deposits at sites of seafloor spreading // Trans. Inst. Min. Metall. Applied Sci. London, 1972. Vol. 81. № 789. P. B141—B148.
57. Solomon M., Walshe J.L. The formation of massive sulfide deposits on the seafloor // Economic Geology. 1979. Vol. 74. P. 797—813.
58. Spooner E.T.C. Cupryrite mineralization and sea water convection in oceanic crust — the ophiolite ore deposits of Cyprus // Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1980. № 20. P. 685—704.
59. Urabe T., Marumo K. A new model for Kuroko-type deposits of Japan // Episodes. 1991. Vol. 14. № 3. P. 246—251.
60. Volcanic processes in ore genesis // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1977. № 7. P. 14—24.
61. Zlotnik-Khotkevitch A.G., Mirlin E.G., Elyanova E.A. et al. Comparative classification of formational settings of modern and ancient sulfide ores // Resource Geology Spec. Issue. 1993. № 17. P. 160—168.

Научно-методическое обеспечение нового этапа региональных геологических исследований

В.П. ФЕДОРЧУК (ВИЭМС)

Полноценная геологическая карта — основа всех прогнозных построений, рабочий инструмент не только поисковиков-разведчиков, но и специалистов в области рационального природопользования, проектирования объектов инфраструктуры, гражданского и оборонного строительства, экологии, предупреждения природных катастроф и др. Территория нашей страны отличается исключительным разнообразием геологических обстановок, поэтому при картировании первостепенное значение приобретает проблема унифицированности как условных обозначений к геологическим картам разного масштаба и назначения, так и методических подходов к проведению геолого-съёмочных работ. Ранее роль научно-методического центра в этом отношении играл ВСЕГЕИ, где были сконцентрированы кадры наиболее опытных геологов-съёмщиков, обладающих неоценимым собственным опытом, а также специалисты разного профиля, крупнейшие знатоки геологии отдельных регионов. К этому следует добавить и наличие мощной лабораторной базы, обеспечивающей квалифицированную помощь геологам-поисковикам при определении форм ископаемой фауны и флоры, установлении абсолютного возраста пород и др. Исключительную роль при этом играл Институт региональных кураторов. Все листы геологической карты мелкого и среднего масштабов апробировались и рекомендовались к изданию научными советами ВСЕГЕИ.

Накопленный опыт был обобщен в серии методических пособий (указаний, инструкций) по геологическому картированию разного масштаба. Большая их часть была издана во ВСЕГЕИ под редакцией А.С. Кумпана. Эти пособия пользовались широкой известностью как в геологических организациях бывшего СССР, так и в странах Восточной Европы, а также в отдельных государствах Азии, Африки, Центральной Америки. Они способствовали унификации методических подходов к проведению геолого-съёмочных работ, анализу и обобщению собранного материала, составлению и изданию карт. Однако сейчас, в связи с переходом на рыночные отношения и повышением самостоятельности субъектов Федерации (не говоря уже о странах СНГ и государствах — бывших членах СЭВ), а также по ряду других причин (сокращение финансирования, старение кадрового состава и др.) роль ВСЕГЕИ, основного законодателя в области методики геолого-съёмочных работ, резко снизилась. К тому же частично устарели и ранее изданные методические пособия по геологическому картированию (обновляются технические средства, возникают новые научные концепции и др.). Главное же — они не совсем «вписываются» в рамки рыночных отношений, когда заказчик требует большей оперативности в работе, нередко в ущерб ее качеству... А ведь региональные геологические исследования в новых — рыночных условиях являются одной из главных задач Министерства природных ресурсов РФ, призванных готовить фронт для дальнейшего развития минерально-сырьевой базы страны.

Возникшую проблему в значительной мере решает новая неформальная организация — «Геокарт». Это межрегиональный центр по геологическим исследованиям, созданный в феврале 1992 г. геологическими службами (Управлениями региональной геологии в

республиканских Министерствах и Комитетах геологии) бывших союзных республик СССР (кроме Прибалтийских) — ныне членов СНГ. Предполагается, что это ассоциативное структурное образование (РГИ) позволит сохранить научно-методические связи в постсоветском геологическом пространстве в региональных исследованиях, будет координировать НИОКР по разработке научно-методических баз и прогрессивных технологий РГИ, а также составлять и издавать сводные (обзорные) карты крупных территорий (или) геоструктур. Эти планы оказались достаточно жизненными. Для их реализации главному редактору «Геокарт» Н.В. Межеловскому удалось привлечь около 200 профессионалов самого высокого уровня из различных НИИ РФ, Украины, Казахстана, Киргизии. Они объединялись во временные творческие коллективы (ВТК) для подготовки к изданию геологических и других карт, а также серии методических пособий по картированию. Следует подчеркнуть, что стоимость конечной продукции при такой организации работ обходилась в 2,5 раза ниже, чем при традиционных подходах и, что немало важно, — заметно ускорялись темпы ее получения.

Среди продукции другого типа — монографии автобиографического характера, раскрывающие становление и развитие отдельных направлений геологических исследований. Большой интерес в этом отношении представляет, например, книга воспоминаний В.А. Ярмолюка об организации Камчатского геологического управления и первых маршрутах автора по неизведанным землям этого вулканического полуострова; книга В.К. Еремина о его работе в Казахстане и участии в разведке урановых месторождений Чехословакии, Венгрии, КНР и др.

Однако главным направлением деятельности «Геокарт» является подготовка методических руководств по геологическому картированию. Что касается картографической продукции «Геокарт» и, в частности, недавно изданного 40-листного Атласа, то эта тема заслуживает специального рассмотрения.

В планах «Геокарт» — подготовка к изданию двух серий (22 книги, общим объемом около 500 п.л.) научно-методических руководств (вернее, пособий) по геологическому картированию, прогнозированию и оценке минеральных ресурсов. Первая серия (выпуск) уже завершена — это 12 монографий, объединенных единым методическим подходом, основывающимся на геодинамическом анализе при геологическом картировании. Как известно, долгие годы в геологической службе СССР ведущей была геосинклинальная концепция, базировавшаяся на принципах изостазии. Наиболее законченное выражение она получила в трудах В.В. Белоусова. С появлением теории плит, не сразу признанной советскими геологами, прежняя концепция была практически нацело отвергнута, несмотря на то, что не все положения плитной тектоники получили четкое теоретическое обоснование, особенно применительно к докембрийскому периоду развития Земли. Последнее обстоятельство побудило геологов РФ, главным образом ленинградской школы, искать новые пути объяснения геолого-тектонических особенностей возникновения и формирования отдельных региональных структур и их эволюции в пространстве и времени. В итоге появилась геодинамическая концепция, поло-

женная в основу всех как уже изданных (13), так и подготовленных к выпуску (9) книг рассматриваемой серии. К сожалению, ни в одной из книг нет четкого определения этой концепции, нет и характеристики основных ее положений, поэтому нередко создается впечатление, что она тесно связана с теорией плит, являясь ее подвариантом.

С позиций геодинамического анализа в первом — общегеологическом их выпуске, включающем 12 книг, последовательно освещены: 1) общие вопросы такого анализа при геологическом картировании; 2) структурные аспекты палеогеодинамических реконструкций и прогноза месторождений полезных ископаемых; 3) петрографические, геохимические и общие геологические особенности структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок.

Каждая книга этого выпуска посвящена одному из аспектов геодинамического анализа при геологическом картировании, в частности, рассмотрены: методика анализа; особенности коллизионных гранитоидов (а как с остальными их типами?); хаотические комплексы; офиолиты (а как быть вообще с гипербазитами?); вулканоплутонические пояса (а как в отношении складчатых поясов?); структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях; раннекембрийские комплексы (а остальные?); фотопортреты структурных ансамблей и моделирование месторождений (содержание этой книги несколько выпадает из общего ряда); петрология магматических ассоциаций коллизионных обстановок (а как с другими позициями?); магнито-стратиграфическая корреляция осадочных толщ; типовые условные обозначения для тектонических карт (а для собственно геологических карт?); основы геодинамического анализа.

Авторами, как уже отмечалось ранее, каждой из перечисленных 12 книг являлись признанные специалисты в своей области, поэтому разработанные ими рекомендации представляют особую ценность для геологов-практиков, осуществляющих детальное изучение и картирование соответствующих геотектонических структур (например, вулканогенно-плутонических поясов) или комплексов (офиолитовых, гранитоидных и др.), а также для работников НИИ, ведущих региональные геолого-тематические и прогнозные исследования. Правда, не все разнообразие структур и комплексов охвачено этими книгами (например, следовало бы выделить отдельно рифтогенные и внутриплитные структуры, в т.ч. зоны тектоно-магматической активизации, в понимании А.Д. Щеглова, или структуры типа «Дива», по Чен Гоа), однако здесь можно использовать метод аналогии (в смысле методических подходов). Каждая из книг отражает личную точку зрения ее авторов, хотя и поданную под углом зрения геодинамической концепции. Этим рассматриваемая серия методических руководств отличается от ранее изданных инструктивных положений, подготовленных ВСЕГЕИ и утвержденных бывшим Министерством геологии СССР: ими можно руководствоваться, но буквально следовать высказанным рекомендациям совершенно не обязательно. Такой принцип как нельзя более подходит для складывающихся в геологии рыночных отношений. Однако при этом нельзя отбрасывать и уже оправдавшие себя Инструкции по методике геологического картирования. Ведь, кстати, и до сих пор остается незаменимым пособие для начинающего специалиста «Полевая геология» академика В.А.Обручева.

О содержании второй серии из 10 планируемых к изданию книг («Металлогенический выпуск») можно судить пока лишь по одной увидевшей свет

монографии «Основы металлогенического анализа при геологическом картировании (металлогения геодинамических обстановок)». Она целиком основывается на концепциях плитной тектоники, которая, как известно, не является всеобъемлющей. Так, крупнейшее в мире ртутное месторождение Альмаден в Центральной Испании (вернее, группа однотипных месторождений, связанных со среднепалеозойскими кварцитовидными песчаниками) логичнее было бы рассматривать не с точки зрения указанной концепции, а в качестве производного палеозойского «теплового пятна» — вихреобразного глубинного потока энергии и мантийного (если не глубже) вещества. Ртуть в нем кеонцентрировалась и перемещалась в составе газово-жидких перегретых флюидов, а возможно, как считают некоторые испанские ученые, и легкоплавкой подвижной сульфидной магмы. Не находит своего объяснения с позиций плитной тектоники и генезис ряда других месторождений: сульфидно-никелевых (Норильск, Седбери), алмазных кимберлитов (Якутия) и др. Но, с другой стороны, с плитной тектоникой удачно увязываются многие континентальные и срединноокеанические, а также островодужные месторождения некоторых цветных, редких и благородных металлов. Этого однако нельзя сказать о месторождениях, формирующихся в пределах крупных осадочных бассейнов, где главным прогнозно-поисковым критерием является характер разреза и наличие в нем палеогеографически и литологически благоприятных обстановок и горизонтов. Здесь предпочтительнее было бы оперировать принципами изостазии (к сожалению, даже в списке использованной литературы мы не находим фамилии нашего крупнейшего ученого в этой области — В.В.Белоусова). В общем, при всем благоприятном впечатлении от содержания первого тома металлогенического выпуска «Металлогенического руководства» хотелось бы увидеть в последующих книгах более широкий подход к выявлению закономерностей размещения и условий образования месторождений полезных ископаемых — ведь природа гораздо более разнообразна, чем наши теории, призванные ее объяснять (к тому же, они очень уж быстро, почему-то, устаревают).

В 1998—1999 гг. в «Геокарт» должны быть изданы следующие девять книг: Минералогия осадочных бассейнов континентальных и периконтинентальных областей; Металлогения геодинамических рядов раннего докембрия; Металлогения геодинамических рядов вулканических островных дуг; Металлогения геодинамических рядов краевых вулканоплутонических поясов; Металлогения геодинамических рядов коллизионных поясов; Металлогения внутриплитового магматизма; Мантийные источники рудообразования; Геохимические и металлогенические характеристики структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок; Металлогения геодинамических рядов: теоретические и прикладные аспекты.

В этом перечне явно не хватает еще одной монографии: в соответствии с веянием времени следовало бы особо выделить вопросы, связанные с мониторингом окружающей среды, в т.ч. проблемы экологии и природных катастроф, информации и размышления о которых не сходят со страниц печатных средств массовой информации и специальных изданий. А вот как все это учитывать при геологическом и специализированном (инженерно-геологическом, гидрогеологическом и др.) картировании — пока не

ясно. Между тем, именно в процессе геологической съемки можно выделить участки, представляющие опасность с точки зрения возможного проявления природных (и не только) катастроф: извержений вулканов, оползней, камнепадов, лавин и др., не говоря уже о фиксации следов прошлых землетрясений и выделений сейсмоактивных разломов. Аналогичная работа должна быть проделана и в отношении геохимических съемок: выявленные аномалии необходимо интерпретировать не только с прогнозно-поисковых позиций, но и с точки зрения экологии.

Отметим, что в подавляющем большинстве руководств по методике проведения геологических съемок основное внимание уделяется изучению коренных пород, а покрывающие их молодые отложения («реголиты», по терминологии австралийских геоло-

гов) нередко вообще игнорируются. Между тем, как показывают результаты геохимических и других исследований, они несут не только генетическую и поисковую, но и важнейшую экологическую информацию. Поэтому проблему картирования почвенных и других покровных образований («реголитов») следовало бы осветить более детально.

Может быть стоит уж сейчас подумать о подготовке третьего выпуска этой серии книг, например, о методике региональных поисково-оценочных работ применительно к разным масштабам, видам полезных ископаемых и геолого-промышленным типам их месторождений, а также в соответствии с нуждами отдельных субъектов Федерации (не только в сугубо геологическом плане, но и с учетом административно-территориальных границ).



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ЦНИГРИ

Пробирная лаборатория

Анализируемое сырье:

- руды, пески, концентраты, золотые головки, сплавы, цинковые осадки, смолы, уголь, катодные осадки, электронный лом и пр.

Вид анализов:

- рядовой, контрольный, арбитражный, сертификационный с выдачей сертификата качества экспонируемого сырья (руды, концентраты цветных, черных и легких металлов).

Технические средства:

- Плавильные печи современной конструкции с тиристорным регулированием температуры 15°C.
- Высокочувствительные микроаналитические весы фирм «Сарториус» и «Перкин-

Эльмер» с чувствительностью 0,001—0,0001 мг.

- Стандартные образцы для контроля.

Преимущества:

- аттестована и аккредитована Госстандартом РФ, аттестат № РОСС RU.0001.510247;
- является арбитражной лабораторией с 1967 г.;
- имеет огромный методический и производственный опыт работы в анализе разнообразного минерального сырья, содержащего благородные металлы;
- производительность 2000—2500 проб в месяц;
- гарантирует высокое качество, короткие сроки выполнения заказов, доступные цены;
- проводит обучение и стажировку специалистов.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ
Телефон/Факс (095) 315—18—18, 113—68—22

80-летие Вениамина Андреевича Евстрахина

Исполнилось 80 лет Вениамину Андреевичу Евстрахину — ветерану Великой Отечественной войны, доктору геолого-минералогических наук, академику Российской академии естественных наук и Международной академии минеральных ресурсов, заслуженному геологу РСФСР, почетному разведчику недр.

Более 20 лет (1945—1966 гг.) В.А.Евстрахин проработал в производственных геологических организациях. В 1945—1950 гг. проводил литолого-стратиграфические исследования, имеющие большое значение для выявления перспектив угленосности южной части Печерского бассейна.

В 1950—1966 гг. В.А.Евстрахин участвовал в проведении поисковых и разведочных работ на уране в Сибири и на Дальнем Востоке. Наряду с руководством производственной деятельности крупных экспедиций, он анализировал размещения месторождений в различных геолого-структурных обстановках. Установленные при этом закономерности учитывались при направлении работ, в результате которых открыты и разведаны месторождения. За открытие крупного рудного района удостоен диплома и нагрудного знака «Первооткрыватель месторождения». В 1966—1990 гг. работал в центральном аппарате Министерства геологии СССР (главным геологом и начальником Сводного отдела минеральных ресурсов, а затем помощником министра), являлся членом Научно-технического совета и ряда его секций, а также членом Центральной комиссии по запасам полезных ископаемых. С 1980 г. Вениамин Андреевич — научный сотрудник ВИЭМС.

И в период работы в центральном аппарате Министерства, ВИЭМС В.А.Евстрахин большое внимание уделял анализу динамики, тенденций, перспектив развития и использования минерально-сырьевых баз мира, СССР и России. Эти проблемы рассматривались им в геологических и экономических аспектах, в их взаимосвязи с научно-техническим прогрессом, что определило научную новизну, достоверность и актуальность выводов, имеющих значение для разработки направлений и поведения эффективности работ по выявлению и использованию минерально-сырьевых ресурсов.

Важным направлением его исследований было выявление значения минеральных ресурсов воюющих стран в Великой Отечественной войне. В 60-е годы В.А.Евстрахиным была создана схема урановорудных эпох, приуроченных к относительно узким временным интервалам — важнейшим рубежам геологической истории Земли. Эти выводы подтверждены последующей практикой работ на уран, данными о возрасте месторождений других полезных ископаемых, показавшими,



что их формирование происходило в те же временные промежутки геологической истории. Следовательно, выделенные как урановорудные металлогенические эпохи имеют более универсальный характер.

В.А.Евстрахин (вместе с М.И.Ициксоном) впервые ввел в отечественную геологическую литературу понятие о порфировом типе рудных месторождений — показал, что наряду с медно-порфировыми, правомерно выявлять олово-, вольфрамо-, золото-, урано- и другие порфировые месторождения. Эти представления получили признание и дальнейшее развитие геологами-производственниками и учеными ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ВИЭМС, ДВИМС и др.

Производственная деятельность и результаты исследований В.А.Евстрахина явились существенным вкладом в разработку стратегии развития геологоразведочных работ и оценку их результатов.

В.А.Евстрахин награжден орденами «Отечественной войны I степени», «Знак Почета», многими медалями, в т.ч. «За отвагу». Российская академия естественных наук наградила Вениамина Андреевича медалью «Автору научного открытия».

*Коллегия МПР РФ
Ученый Совет ВИМС
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редакция журнала*

60-летие Анатолия Константиновича Соколовского

В ноябре 1998 г. исполнилось 60 лет крупному российскому ученому, организатору науки и педагогу Анатолию Константиновичу Соколовскому.

Свою трудовую деятельность он начал в Северном Казахстане, где в 1969 г. принимал активное участие в прогнозной оценке региона и открытии новых рудных объектов.

В 1969 г. после защиты кандидатской диссертации А.К.Соколовский был командирован в ГДР, где стал одним из руководителей большого коллектива отечественных и немецких геологов, занимавшихся обобщением огромного геологического, геофизического и геохимического материала по югу ГДР. Итогом этих работ явилась прогнозно-металлогеническая карта региона масштаба 1:200 000.

Более широкий охват материала с включением данных по всей Центральной Европе (Германия, Польша, Чехословакия, Франция, Испания, Скандинавские страны) позволил А.К.Соколовскому на новом уровне обобщить данные по геологии, геотектонике и металлогении этой территории и подготовить докторскую диссертацию, которая была успешно защищена в 1982 г.

В 1983 г. он избирается профессором кафедры общей геологии и геологического картирования МГРИ, в 1986 г. заведующим кафедрой. В 1984—1988 гг. — декан геологоразведочного факультета. С 1988 г. — проректор по научно-исследовательской работе.

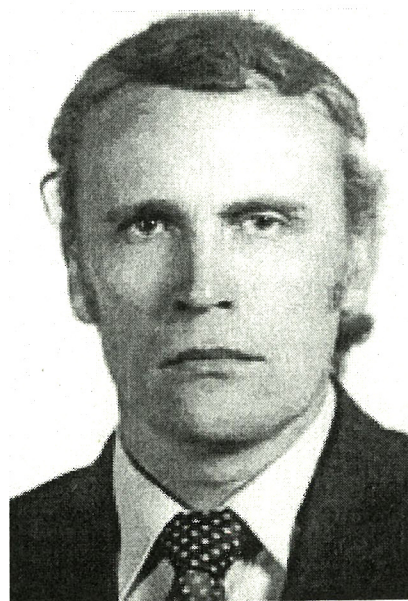
Все эти годы А.К.Соколовский — исполнитель и научный руководитель ряда проектов и программ. Наиболее значительные из них — работы по изучению геологии, тектоники и металлогении Становой области (коллективная монография); комплексные научные исследования в рамках ГДП-200 Среднего Урала; анализ геодинамики и металлогении Ветреного Пояса Карелии; ряд проектов в рамках Программы «Интеграция» (совместно с ИГЕМ и ГИН); межвузовская НТП «Энерго- и ресурсосберегающие технологии добывающих отраслей промышленности», «Геология океана» (трехтомная монография) и др.

На посту проректора по НИР А.К.Соколовским проделана огромная работа по повышению научного престижа МГРИ-МГГА, раскрытию возможностей ученых Академии, расширению творческих связей с вузами, научными и производственными организациями России и зарубежных стран.

А.К.Соколовский — один из инициаторов и организаторов крупной Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», при подготовке последней сессии которой было получено более 1000 заявок от российских и зарубежных ученых. Он является руководителем недавно созданного Республиканского Центра Новых Геологических Технологий.

По результатам научных исследований А.К.Соколовским написано около 300 работ, в числе которых 7 монографий и учебников, 3 многотомные сводки по Центральной Европе и Северному Казахстану, составлены многочисленные геологические, геодинамические и металлогенические карты. Некоторые работы опубликованы на английском, немецком, арабском, вьетнамском и китайском языках.

За годы научно-исследовательской работы А.К.Соколовским создана широко известная в России и за рубежом научная школа в области геотектоники и металлогении докембрия.



На кафедре Общей геологии и геокартирования А.К.Соколовским созданы, читались и читаются курсы лекций: «Введение в специальность», «Новые проблемы в геологии», «Структурная геология», «Общая геология», «Основы геодинамики», «Основы металлогении», «Физика Земли».

Он широко известен мировой геологической общественностью как крупный ученый и педагог. Работал, выступал с лекциями и докладами в Германии, Марокко, Намибии, Нигерии, Вьетнаме, Китае и других странах. Он участник всех последних сессий Международного геологического Конгресса.

А.К.Соколовский ведет большую общественную работу. Он — председатель докторского диссертационного совета при МГГА, член докторского совета при МГУ, заместитель главного редактора журнала «Известия вузов. Геология и разведка», член редколлегии журналов «Разведка и охрана недр» и «Геоинформатика», председатель Головного Совета «Геология и разведка» Минобразования РФ, научный руководитель Совета грантов по фундаментальным исследованиям в области геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, член экспертного совета ВАК по наукам о Земле, член Научно-Технического Совета Минобразования, член Межведомственного тектонического комитета РАН.

А.К.Соколовский избран Действительным членом Российской академии естественных наук, Международной академии минеральных ресурсов, Международной академии наук о природе и обществе. Он член Итальянской академии экономики и специальных наук, Соросовский профессор (1997 г.), кавалер «Ордена Почета» (1998 г.).

А.К.Соколовский встречает свой юбилей в полном расцвете физических и духовных сил. Друзья, коллеги, ученики поздравляют и от всего сердца желают Анатолию Константиновичу счастья, здоровья, еще больших творческих успехов.

*Коллегия МПР РФ
Ученый Совет МГРИ-МГГА
Редколлегия журнала*

К 100-летию Каныша Имантаевича Сатпаева

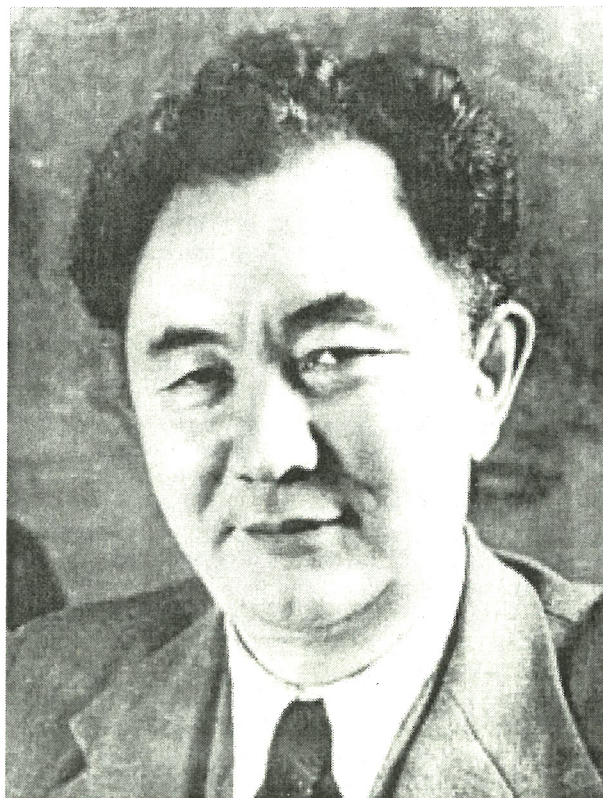
В апреле 1999 г. исполняется 100 лет со дня рождения К.И.Сатпаева — выдающегося геолога, крупного государственного и общественного деятеля уходящего века. По решению ЮНЕСКО эта дата отмечается на международном уровне, что является признанием мировым сообществом его вклада в науку и прогресс.

Каныш Имантаевич — ученый-энциклопедист, имевший глубокие знания не только в области геологии и других естественных наук, но и в области истории, литературы, этнографии, обладал исключительными способностями воплощать свои научные идеи в практику. Яркое свидетельство этого — большой вклад К.И.Сатпаева в индустриализацию страны — в развитие цветной и черной металлургии, мощного нефтегазового комплекса и других центров промышленности и культуры. Он был инициатором и организатором реализаций многих народнохозяйственных программ, имевших мировое значение, особенно в период Великой Отечественной войны.

Геологическое образование К.И.Сатпаев получил в Сибири, окончив Томский технологический институт в 1926 г. Тепло и искренне он подчеркивал свою причастность к Сибирской школе геологов — наиболее сильной ветви Российской школы. Его учителями были академики В.А.Обручев и М.А.Усов, самые теплые отношения к которым он пронес через всю свою жизнь.

Как геолог-энциклопедист Каныш Имантаевич оставил большое научное наследие по всем ведущим геологическим дисциплинам: тектонике и магматизму, геологии рудных месторождений, рудогенезу и др. К вершине своего научного творчества — металлогении он шел через глубокое и комплексное изучение геологии Казахстана, особенно Центрального Казахстана. В основе его металлогенических исследований лежит «большая геология»: фундаментальная база по структуре и тектонике, магматизму и т.д.

В своих металлогенических исследованиях К.И.Сатпаев, развивая идеи М.А.Усова, создал Казахскую школу металлогении. Как отмечал Ф.Н.Шахов, «Метод структурно-региональной металлогении К.И.Сатпаева является более современным, чем схема М.А.Усова, но по направлению он с ней созвучен». Венцом металлогенических исследований К.И.Сатпаева является прогнозно-металлогеническая карта нейтрального Казахстана, составленная впервые в геологической практике для столь обширного региона и получившая высокую оценку



присуждением Ленинской премии коллективу авторов под руководством Каныша Имантаевича.

К.И.Сатпаев вел активную государственную и общественную деятельность. На протяжении длительного времени он избирался в Верховный Совет СССР, был заместителем руководителя его нижней палаты. Продолжительный период, вплоть до своей кончины, Каныш Имантаевич как член Президиума Академии наук СССР и комитета по Ленинским и Государственным премиям многое сделал для поднятия авторитета геологических наук и отечественного признания их фундаментальных и прикладных достижений.

К.И.Сатпаев скончался 31 января 1964 г., оставив неизгладимый след в истории Казахстана и Советского Союза, развитии производственных сил и науки, за что благодарные потомки воздают должное его памяти.

Президент АМР РК Г.Р.Бекжанов

40 лет назад опубликовано решение Всесоюзного совещания по проблеме происхождения нефти и газа, в котором, в частности, подчеркнуто значение теории органического происхождения нефти и газа как научной основы мировой поисково-разведочной практики и обозначены нерешенные проблемы: факторы преобразования исходного органического вещества, геолого-генетические критерии диагностики нефтематеринских толщ, механизм, факторы, время миграции нефтяных флюидов при формировании нефтяных и газовых залежей, геолого-геохимические условия существования и разрушения залежей нефти и газа.

А.Н.Симаков, В.В.Семенович и Г.Х.Дикенштейн оценили перспективы открытия нефтегазовых месторождений в центральной и восточной частях Туркменистана. Проведенными работами было установлено наличие крупных валообразных и сводовых поднятий, которые по строению и истории геологического развития имеют разительное сходство с аналогичными структурами Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Выявлен также ряд локальных структур, в которых установлены нефтегазопроявления в меловых отложениях. Прогнозировалось открытие крупных месторождений нефти и газа в зонах Дорганатинского, Репетекского и Марыйского валов и в ряде других структур.

30 лет назад *А.П.Виноградов* осветил общие тенденции развития наук о Земле, вытекающие из открытий в этой области знаний. Гипотеза метеорного происхождения Земли и механизма зонного плавления мантии находится в согласии с полученными данными об особенностях строения земной коры и позволяет вести строгие термодинамические расчеты, ставить экспериментальные исследования, проводить сравнительный планетологический анализ. Новые направления исследования взаимодействия вещества мантии и земной коры возникают в связи с открытием рифтовых долин срединноокеанических хребтов. Важнейшее основание для построения тектонических моделей земной коры — изучение поведения вещества при высоких давлениях и температурах, эквивалентных физико-химическим условиям состояния вещества на больших глубинах. Новые горизонты в изучении Земли открывают способы определения абсолютного возраста и температур образования пород и руд. В результате описательное знание, сохранив в полном объеме свое значение в науках о Земле, получает новый импульс на основе физики и химии. Для развития наук о Земле, как подчеркнул *А.П.Виноградов*, решение кардинальных проблем и крупных вопросов требует их альтернативной постановки.

В.В.Белоусов суммировал основные результаты, достигнутые за последние годы в изучении вещества, строения и процессов развития коры и верхней мантии Земли по программе международного «Проекта верхней мантии». Изложены различные точки зрения на состав и строение коры и верхней мантии и на происходящие в них процессы. Высоко оценив успехи в изучении океанов, *В.В.Белоусов* предостерег от игнорирования огромных материалов о строении и закономерностях развития материков. Только объединяя данные материковой и океанической геологии и геофизики, можно создать основу теории глубинных процессов, которая будет иметь не только научное, но и прикладное значение.

Ю.М.Шейнманн рассмотрел проблему генерации различных магм. На основе сравнения температур плавления основных пород при высоких давлениях, полученных в результате опытов Грина и Рингвуда, с данными распределения температур в верхах мантии и земной коре построены кривые изменения с глубиной как температуры различных магм, так и температуры некоторых геотектонических обстановок (геосинклинали, островные дуги, трапповые поля и т.д.), проанализировано место дифференциации в ходе поднятия магм к поверхности. Для магм островных дуг андезиты и более кислые продукты появляются лишь вблизи поверхности. Глубже возможно отделение высокоглиноземистых и щелочных базальтов. Для полей траппов и щелочных базальтов аналогичным образом главная область дифференциации расположена в зоне малых глубин. Магмы типа оливиновых нефелинитов возникают на большой глубине, но дифференциация их, по-видимому, также происходит на малых глубинах.

В.А.Глебовицкий обосновал представление о цикле регионального метаморфизма складчатых поясов, который отражает закономерное изменение термодинамического режима геосинклинальной системы во времени и охватывает несколько этапов ее деформации. Процессы ультраметаморфизма и гранитообразования проявляются сопряженно с региональным метаморфизмом, одновременны со становлением метаморфической зональности и подчинены закономерной эволюции складчатых и разрывных структур. Гранит-плагиогранитные серии, связанные с натровым и натрово-кремнистым метасоматозом ранних этапов деформации, сменяются гранитными сериями, сопряженными с кремнисто-калиевым метасоматозом поздних этапов.

20 лет назад *Н.Б.Валитов* определил роль региональных и локальных тектонических факторов в размещении и формировании скоплений сероводородсодержащих газов. Наиболее благоприятными структурами для локализации этих скоплений являются крупные пликативные поднятия древнего заложения, развивавшиеся конседиментационно и неоднократно выводившиеся в зоны гипергенного преобразования в эпохи отложения продуктивных сульфатно-карбонатных комплексов. Роль тектонического фактора сводится главным образом к созданию условий для формирования серной минерализации, служащей необходимой предпосылкой для образования катагенного сероводорода, с одной стороны, и сохранения существующих месторождений сероводородсодержащих газов, с другой.

О.К.Иванов описал роговиково-тылаит-пироксенитовые оболочки вокруг дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала в качестве специфических контактовых образований, возникших в условиях высокотемпературного метаморфизма и магнезиального метасоматоза вмещающих зеленокаменных пород силура. Формирование оболочек происходило в различных физико-химических условиях: при изохимическом метаморфизме (роговиковая оболочка) во внешней зоне, при магнеиовом метасоматозе в средней и внутренней зонах (тылаитовая и пироксеновая оболочки) и при ассимиляции дунитами пироксенитов с образованием перидотитовой оболочки. *О.К.Иванов* полагал, что массивы Платиноносного пояса, имеющие роговиково-тылаит-пироксенитовую оболочку, находятся на месте кристаллиза-

ции или перемещались вместе с вмещающими породами.

А.С.Крючков и А.С.Натаров охарактеризовали геологические условия локализации, морфологические особенности и вещественный состав стратиформных свинцово-цинковых, церусситовых и жильных свинцово-цинковых и цинково-сурьмяных месторождений Боснии (СФРЮ).

Н.И.Хитаров с соавторами обобщили новую информацию о газах свободного выделения Хибинского массива. Проявления свободных газов в Хибинах стали более интенсивными при переходе к отработке апатит-нефелиновых месторождений в зоне затухания нисходящей инфильтрации вод метеорного происхождения.

Газы характеризуются водородно-углеводородным составом, высоким содержанием гелия и устойчивыми выделениями из зон тектонических разломов. Некоторые газовые струи, оставаясь квазистабильными на протяжении длительного времени, испытывают периодические колебания в составе газов, что особенно проявляется в величинах отношений водорода к углеводородам, по-видимому, связанных с приливными явлениями в земной коре. Особенно четко проявляется двухнедельная гармоника колебаний этого отношения. Другая особенность газа — аномальные изотопные отношения: гелистые, углеводородные, аргоновые, ксеноновые и др.

Авторы предположили, что под Хибинским массивом существуют изолированные очаги генерации газа, характеризующиеся как различными давлениями и температурами, так и степенью развития процессов синтеза углеводородов.

10 лет назад *А.И.Кривцов* на основе анализа комплекса предложений, сформированных учеными советами НИИ Мингео СССР, и результатов анкетирования читателей журнала «Советская геология» дал обзор выдвинутых перспективных и приоритетных направлений научных исследований в области геологии. К таковым, в частности, отнесены комплексные исследования по региональным геотраверсам глубинного геолого-геофизического зондирования, проходка сверхглубоких и глубоких скважин в нефтегазоносных провинциях и рудных районах; создание постоянно действующих геологических лабораторий на завершающих проходкой сверхглубоких и глубоких скважинах; работы по созданию многофакторных моделей месторождений полезных ископаемых для оптимизации их разведки и геолого-экономической оценки; изучение геотермальных ресурсов, газогидратов и нефтебитумов, металлоносности нефтей, рассолов и попутных вод; работы по литомониторингу городских и промышленных агломераций, по созданию полигонов и моделей управления средой

на важнейших сооружениях и природных объектах. Перечисленные и другие перспективные и приоритетные направления научно-исследовательских работ в области геологии вошли в межотраслевую научно-техническую программу «Минерально-сырьевая база СССР — система управления созданием и развитием».

В.П.Афанасьев применительно к Якутской алмазодобывающей провинции выделил следующие шлихо-минералогические поисковые обстановки: 1) коренные источники выходят на дневную поверхность, промежуточные коллекторы кимберлитовых минералов отсутствуют; 2) кимберлитовые тела выходят на дневную поверхность, древние промежуточные коллекторы размыты; 3) кимберлитовые тела погребены под терригенными отложениями с преимущественно контрастными ореолами кимберлитовых минералов; 4) кимберлитовые тела погребены под разновозрастными терригенными отложениями с широкими площадными ореолами кимберлитовых минералов; 5) шлиховые ореолы кимберлитовых минералов, формировавшиеся в прибрежно-морских условиях, разновозрастны. От типов поисковых обстановок зависят результативность, условия применения и место шлихо-минералогического метода в общем комплексе поисковых методов.

В.И.Воробьев, О.А.Кузнецов, М.И.Ворожбитов провели обзор научной программы и докладов Международного семинара «Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования» (г. Ярославль, август 1988 г.). Представленные на семинаре доклады и их обсуждение показало, что сверхглубокое бурение — наиболее мощное средство не только для выявления состава вещества, но и для познания происходивших и происходящих геологических процессов в земной коре, что позволяет реконструировать процессы эволюции литосферы. Семинар подтвердил приоритет отечественной геологической науки в глубинном изучении недр Земли.

А.И.Жамойда рассмотрел основные положения, на которых базируется проект второго издания Стратиграфического кодекса СССР, предложения специалистов-стратиграфов, которые не были приняты составителями проекта Кодекса, а также основные изменения и дополнения, отличающие проект от Стратиграфического кодекса СССР 1977 г. А.И.Жамойда отметил, что в проекте Кодекса сконцентрирован накопленный опыт с учетом отечественных геологических традиций, выработанных на протяжении многих десятилетий и широко применяемых в стратиграфической практике.

Публикацию подготовил Г.В.Ручкин



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ТРАВМАТИЗМ В ГЕОЛОГИИ

Производственный травматизм

Аналитические обзоры за 1980—1998 гг.

(Информационные бюллетени, выпуски № 12—40)

Приведены сведения о состоянии условий труда в геологических организациях.

Проанализированы обстоятельства и причины более 1000 допущенных в истекший период несчастных случаев с тяжелыми последствиями по всему комплексу геологоразведочных работ: буровые, горные, геофизические, поисково-съёмочные, ремонтно-механические, строительные, и др.

Показано распределение пострадавших по видам работ, причинам несчастных случаев, видам происшествий, профессиям и возрасту пострадавших.

Отдельные выпуски посвящены итогам работы организации за год, за пятилетние периоды или в них подробно рассмотрены условия труда и производственный травматизм на конкретных видах работ (горные, буровые, геофизические, погрузо-разгрузочные и др.)

Информационные бюллетени содержат рекомендации по повышению безопасности производства, учитывающие изменения нормативно-правовой базы и современные научно-технические разработки в области охраны труда.

Рассчитаны они на широкий круг руководителей производства, специалистов в сфере охраны труда, органы надзора за безопасностью при производстве работ.

Материалы бюллетеней рекомендуется использовать при определении мер, направленных на улучшение условий труда и профилактику травматизма, повышение эффективности обучения работников безопасным приемам труда.

Объем каждого выпуска 20—40 с.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315—18—18, 315—43—47, 315—28—83
Факс: (095) 315—18—18

МЕТОДИКА ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗОН ДЕЙСТВИЯ ОБЪЕКТОВ ГОРНОРУДНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Методика изотопно-геохимического мониторинга объектов горнорудной промышленности разработана на ряде горнообогатительных золотоперерабатывающих комбинатов, применяющих различные технологические схемы золотоизвлечения.

Основные положения методики изложены в виде методических рекомендаций и могут быть использованы при оценке влияния ГОКов на окружающую среду вне зависимости от природно-климатических и ландшафтных условий.

Основу методики составляет комплексирование данных по геохимии стабильных изотопов серы и углерода в компонентах окружающей среды, с результатами по содержаниям в них металлов 1, 2 и 3 групп токсичности, в том числе тяжелых.

Использование изотопно-геохимического мониторинга на практике позволяет:

- ранжировать геохимические аномалии на «природные» и «техногенные»;
- устанавливать пути распространения техногенных потоков;
- идентифицировать источники загрязнения;
- оконтуривать аномалии в средах, депонирующих загрязнение;

- составлять геоэкологические паспорта вновь осваиваемых горнорудной промышленностью районов;
- проводить оценку масштабов развития ореолов техногенного загрязнения с выявлением зон техногенеза различной интенсивности;
- осуществлять краткосрочный (более 5 лет) прогноз развития экологической ситуации на урбанизированных территориях.

Методика может быть применена при:

- оценке экологического состояния почв, поверхностных и подземных вод, донных отложений при сельскохозяйственном, селитебном, водохозяйственном рекреационном использовании территорий;
- оценке эффективности природоохранных мероприятий — очистных сооружений, качества сельскохозяйственных угодий после рекультивации почв и пр.

Предлагается использование методики и проведение изотопно-геохимического мониторинга в зонах действия объектов горнорудной промышленности, областях интенсивного земледелия, зонах интенсивного селитебного водохозяйственного рекреационного использования территорий.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ

Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-18-11

Факс: (095) 313-18-18

E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1999



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКТ КАРТ ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности РФ обобщает многолетние результаты исследований ЦНИГРИ и ряда других организаций; он состоит из четырех взаимосвязанных карт масштаба 1:2 500 000—1:5 000 000.

На основной карте м-ба 1:2 500 000 (16 листов) на современных формационных основах впервые в отечественной практике проведено металлогеническое районирование с одновременным выделением зон экзогенной и эндогенной золото- и платиноносности. Карта обеспечивает эффективное сочетание металлогенических, формационных и структурно-геоморфологических факторов при выделении и типизации золотороссыпных зон. Для последних приведены обобщенные характеристики россыпей, отражающие комплексную информацию о генезисе, условиях залегания, структуре запасов, сопутствующих компонентах. На карту вынесены основные россыпные месторождения. Приведены типоморфные характеристики самородного золота и платиноидов для россыпей и их групп (более 300 объектов). Карта м-ба 1:2 500 000 обеспечивает широкие возможности для геолого-генетических, прогнозных и геолого-экономических построений в масштабах всей страны, отдельных провинций и субъектов РФ. На ее основе создана «Карта зон россыпной золотоносности РФ» м-ба 1:5 000 000 (4 листа), которая отражает роль субъектов РФ в запасах и добыче россыпного золота, расположение и взаимоотношения золотороссыпных зон с различными коренными источниками. На третьей карте комплекта, «Карте перспектив экзогенной золотоносности РФ» м-ба 1:5 000 000 (4 листа), дано районирование территории России по прогнозным ресурсам россыпной золотоносности, приведены комплексные характеристики золотороссыпных

районов, выделены районы, перспективные на выявление месторождений золота в корях выветривания. По субъектам РФ впервые для страны приведены показатели освоения начального потенциала и начальных ресурсов коренной и россыпной золотоносности и их соотношений; карта также несет специализированную прогнозную нагрузку. Для использования и развития МСБ важное значение имеет «Карта геоэкологических условий освоения золотороссыпных районов территории РФ» м-ба 1:5 000 000 (4 листа), на которой для золотороссыпных зон и районов дана оценка степени нарушенности природных комплексов техногенезом, выделены типы техногенных изменений среды, отражена потенциальная природная устойчивость территорий, а также прогноз развития экологической ситуации при освоении прогнозных ресурсов.

Комплект карт сопровождается объяснительной запиской, в которой отражены их назначение, принципы составления, содержания легенд, необходимые геолого-генетические и геоэкологические интерпретации, а также результаты анализа состояния МСБ россыпного золота и перспективы ее развития.

Комплект карт предназначен для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами геологии и экономики россыпных месторождений благородных металлов. Особый интерес они могут представлять для региональных геологических организаций, администрации субъектов РФ, а также для предпринимателей и банковских структур.

Тиражирование и реализация комплекта осуществляется только по предварительным заявкам, в которые могут быть включены и отдельные карты комплекта, в т.ч. и по субъектам РФ.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315—18—18, 315—43—47, 315—27—56
Факс: (095) 315—27—01

BY THE EDITOR-IN CHIEF.....	3		
GEOLOGICAL MAPPING		GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
<i>Karpuzov A.F., Morozov A.F., Chochia G.L., Maslov A.F., Tsyganov V.A.</i>		<i>Andreev S.I., Miller Yu.V.</i>	
The «State Geological Map of Russia» information-analytical system	4	A longitudinal seismic profile of the Belomorian mobile belt. .	46
ENERGY MINERAL RESOURCES		SHORT COMMUNICATIONS	
<i>Abukova L.A., Kartsev A.A.</i>		<i>Astakhov V.I., Mangerud Ya., Svensen Yu.I.</i>	
Fluidal systems of oil-and-gas-bearing sedimentary basins ...	11	Russian-Norwegian studies of the Arctic glacial epoch.	51
METALLIC AND NON-METALLIC MINERAL DEPOSITS		<i>Mavrichev V.G., Molodtsov I.V.</i>	
<i>Sekerin A.P., Men'shagin Yu.V., Lashchenov V.A.</i>		Radiometric anomalies above oil and gas fields	59
High-K mantle rocks of the Urik-Tumanshet mobile zone and problems of diamond potential of the Prisayanye region	16	DISCUSSIONS	
<i>Khudyakov B.P.</i>		<i>Bodnar Z.Ya.</i>	
Composition and structure of longitudinal tectonic zones in supra-lode hydrothermal uranium deposits in the Erzbergen area	23	On the necessity of theoretical examination of the Earth expansion hypothesis	64
STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS		BOOK REVIEWS	
<i>Ufimtsev G.F.</i>		<i>Yelyanova Ye.A.</i>	
Tectonic relief of Eurasia	28	State of the art in massive sulfide deposition studies.	68
IDEAS AND PROJECTS		<i>Fedorchuk V.P.</i>	
<i>Vartanyan G.S.</i>		Scientific and methodological support for the new stage in regional geological studies	71
A regional system of geodynamic monitoring to ensure a sustainable development of the states within the potentially hazardous seismic provinces of the world.	37	80-anniversary Veniamin A. Evstakhin	74
		60-anniversary Anatoly K. Sokolovsky	75
		TERSENTENARY OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF RUSSIA	
		For 100-anniversary K.I.Satpaev	76
		A backward glance on the pages of our journal	77