



80-летие Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)

В марте 2015 г. исполняется 80 лет Центральному научно-исследовательскому геологоразведочному институту цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ). Его история началась с образования отдела в составе треста «Золоторазведка», но уже меньше чем через год, в январе 1936 г., он был выделен в отдельную хозяйственную единицу — НИГРИЗолото и стал ключевой научной организацией по обеспечению страны драгоценным металлом.

Созданный в сложный период становления страны, в течение своего первого десятилетия несколько раз сменивший руководство институт рос, укреплялся и развивал деятельность в сфере изучения месторождений золота и выполнения планов золотодобычи. Претерпевший неоднократные реорганизации, переходивший в подчинение от одного ведомства к другому ЦНИГРИ расширял область исследований и стал основателем многочисленных научных школ и направлений.

В первые годы существования основной задачей ЦНИГРИ было всестороннее изучение месторождений золота. Великая Отечественная война внесла свои коррективы в его деятельность — большая часть сотрудников была направлена на рудники, где занималась вопросами добычи стратегических металлов для нужд оборонной промышленности. В этот период создавались и совершенствовались техника и технология подземной и открытой разработок месторождений золота и цветных металлов. Проводились детальные исследования по геологии и геофизике, разрабатывались направления поисково-разведочных и горнопроходческих работ. Позже было создано новое направление — научные исследования в области технологии обогащения золотосодержащих руд, песков и металлургии золота.

В 1950-е годы сфера деятельности института значительно расширилась. Наряду с работами по золотоплатиновой тематике, ЦНИГРИ начал проводить научно-исследовательские работы по медной, свинцово-цинковой и редкометалльной подотрасли цветной металлургии и геолого-экономической оценке месторождений. Так, уже к 1957 г. он стал единственным комплексным научно-исследовательским горноразведочным институтом, занимающимся всеми вопросами в области прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений благородных, цветных, редких металлов и алмазов, геофизических методов поисков, техники и технологии геологоразведочных и буровых работ, обогащения и методов анализа руд, проблем развития минерально-сырьевой базы и цветной металлургии страны.

Именно сотрудниками ЦНИГРИ разработаны основные направления политики отрасли в геологоразведочных работах на благородные, цветные металлы и алмазы, в рудничной геологии, горнопроходческих работах и охране труда. В Тульском филиале института были выполнены исследовательские и конструкторские работы по созданию специального алмазного породоразрушающего инструмента, технических средств для пневмоударного бурения, разработаны принципиальные основы разрушения горных пород для ударно-канатного бурения.

В 1972 г. постановлением ГКНТ СССР ЦНИГРИ присвоен статус головной организации Мингео СССР по золоту, серебру, платине, меди, свинцу, цинку, никелю, кобальту и алмазам, а также по технике и технологии горноразведочных работ, буровой технике для разведки россыпных месторождений, охране труда и технике безопасности на геологоразведочных работах.

Под руководством ЦНИГРИ с 1986 г. проводились работы по геологии, методам прогноза, поисков и созданию технических средств добычи минерально-сырьевых ресурсов Мирового океана.

Широкий спектр решаемых задач определил ведущее положение института в геологической отрасли. К концу 1980-х годов ЦНИГРИ стал крупнейшим научно-производственным центром с разветвленной организационной структурой, включающей периферийные отделения, филиалы, отделы, экспедиции и партии, решающим крупные отраслевые и региональные задачи. Научно-производственные базы в то время располагались в основных горнорудных районах страны, а научно-исследовательские и геологоразведочные работы проводились во всех союзных республиках. Численный состав института достигал 3000 человек, из них 70% трудились в региональных подразделениях — в Туле, Баку, Мирном, Тырныаузе, Семипалатинске, Заравшане, Архангельске, Магадане.

Со времени своего основания и по настоящее время ЦНИГРИ является одним из ведущих отраслевых институтов, чья деятельность направлена на решение проблем воспроизводства отечественной минерально-сырьевой базы.

В институте сформировались и в последующем эффективно развивались следующие научные направления:

- создание (разработка) научно-методических основ, технологий, методов и методик прогноза, поисков, оценки, разведки и комплексного изучения месторождений цветных, благородных металлов и алмазов;
- прикладная металлогения, модели рудообразующих систем и месторождений;
- прогноз, поиски и оценка месторождений благородных, цветных металлов и алмазов, оценка прогнозных ресурсов;
- геолого-экономическая оценка территорий и месторождений цветных, благородных металлов и алмазов, подсчет запасов;
- стратегия развития минерально-сырьевой базы золота, цветных металлов и алмазов Российской Федерации и ее регионов, мировая конъюнктура минерального сырья, разработка долгосрочных государственных программ;
- научно-методическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые и лицензионного недропользования;
- генетическая и прикладная минералогия;
- обогащение и переработка минерального сырья, аналитические исследования пород и руд;
- геофизическое обеспечение прогноза и поисков месторождений;
- техника и технология горноразведочных и буровых работ, охрана труда;
- геологические исследования, создание методов и аппаратурных средств поисков, разведки и добычи полезных ископаемых Мирового океана.

Результаты исследований ЦНИГРИ позволили углубить фундаментальные знания об условиях образования и закономерностях размещения месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, создать научные основы прогноза, поисков и разведки месторождений, разработать и реализовать прогрессивные технологии прогнозно-поисковых работ, методологию построения количественных геолого-генетических, прогнозно-поисковых и других моделей. Важные достижения достигнуты в области создания и воспроизводства отечественной минерально-сырьевой базы, в исследовании геолого-экономических аспектов ее развития, комплексного минералого-технологического изучения и переработки минерального сырья, а также технического обеспечения геологоразведочных работ. Созданы методические руководства по оценке прогнозных ресурсов золота, серебра, минералов платиновой группы, никеля, меди, свинца и цинка.

Геолого-генетические разработки реализованы в системе «прогноз—поиски—оценка» и прогрессивных технологиях геологоразведочных работ — прогнозно-поисковых комплексах (ППК), обеспечивающих выполнение требований к результатам геологоразведочных работ по стадиям.

Инициированное ЦНИГРИ создание научно-производственных групп повысило эффективность геологоразведочных работ, выполнявшихся Министерством геологии СССР, ускорило оценку, разведку и подсчет запасов многих месторождений. Продолжая традиции тесных связей науки с производством, в наши дни ЦНИГРИ возглавляет научно-методическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в Российской Федерации.

В 1992 г. территориальные подразделения были преобразованы в самостоятельные организации. Выстояв в трудную эпоху 1990-х годов, ЦНИГРИ на высоком уровне продолжил выполнять поставленные перед ним задачи. Начиная с 1999 г. ЦНИГРИ — Федеральное государственное унитарное предприятие, подведомственное МПР России, а с 2004 г. — Федеральному агентству по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

С 2000 г. начато создание системы управления развитием минерально-сырьевой базы, долгосрочных прогнозов минерально-сырьевого обеспечения экономики, основ национальной минерально-сырьевой безопасности, программно-целевых систем воспроизводства минерально-сырьевой базы, методов и методик оценки и переоценки прогнозных ресурсов.

В 2004 г. ЦНИГРИ как организация-координатор разработал «Долгосрочную государственную программу изучения недр и воспроизводства минеральной сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005—2010 гг. и до 2020 года)», в 2011—2012 гг. — подпрограмму (раздел твердые полезные ископаемые) «Воспроизводство минерально-сырьевой базы и геологическое изучение недр» в рамках государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов», утвержденной в 2014 г. Правительством Российской Федерации.

По заданиям отраслевых научных и производственных организаций институт координирует деятельность по воспроизводству минерально-сырьевой базы 43 видов твердых полезных ископаемых, осуществляет научно-методическое обеспечение федеральных геологоразведочных работ и мониторинг недропользования. При этом рабочими группами реализуются ранее созданные и новые методические подходы научного опережения и

сопровождения геологоразведочных работ.

Институт выполняет работы по апробации прогнозных ресурсов, геолого-экономической оценке месторождений стратегического значения, стоимостной оценке запасов и ресурсов, оценке состояния и прогноза производства и потребления минерального сырья на ближнюю и дальнюю перспективы, сопровождению лицензионного недропользования, обоснованию эффективных направлений геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые, обеспечивающих формирование годовых планов геологоразведочных работ Роснедра.

По госзаказам и в инициативном порядке ЦНИГРИ разрабатывает инновационные технологии для повышения полноты извлечения и использования высоколиквидного минерального сырья, осуществляет прогноз и поиски месторождений новых и нетрадиционных типов, включая рудные скопления дна Мирового океана.

Разработки института обеспечивают реализацию «Стратегии развития геологической отрасли до 2030 года». На основе созданной системы управления воспроизводством минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых осуществляется формирование информационных ресурсов для реализации ряда функций Минприроды России и Роснедра в части обеспечения национальной минерально-сырьевой безопасности России.

Многие научно-технические достижения института получили широкое общественное признание. Серия разработок по оптимизации технологии проведения различных стадий геологоразведочных работ применительно к геолого-промышленным типам месторождений алмазов, цветных и благородных металлов удостоена премии Министерства геологии СССР (1987, 1988). Такие исследования ЦНИГРИ, как «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации — комплект карт» (2001), «Научное обоснование, создание и реализация системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2007), «Создание в условиях Крайнего Севера высокотехнологичного производства по добыче и переработке золотосодержащих руд при промышленном освоении месторождения Олимпиадинское» (2007) были отмечены премиями Правительства Российской Федерации, а работа «Национальная минерально-сырьевая безопасность» — премией им. А.Н. Косыгина (2002) и дипломом Российского геологического общества (2001).

За период с 2000 по 2014 гг. научная и прикладная продукция института демонстрировалась на 38 международных и 26 российских выставках. ЦНИГРИ принимал участие в международных выставках «Золото. От месторождения до ювелирного изделия» (2000—2005), «Недра. Изучение. Разведка. Добыча» (2004—2014), «Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ» (2004—2006), PDAC — выставке Ассоциации Горняков и Старателей Канады (2005, 2006), Московском Международном Салоне инноваций и инвестиций (2004, 2005), выставке «Геология. Горнодобывающая промышленность. Geominex» (2007, 2008), горнопромышленном Форуме «Майнекс Россия» (2013, 2014), выставке «China Mining 2014». Экспонаты ЦНИГРИ отмечены 35 дипломами и 18 медалями.

За это время результаты научных исследований ЦНИГРИ докладывались на 34 международных конгрессах, форумах, конференциях, совещаниях и 66 всероссийских научно-практических конференциях, симпозиумах, круглых столах, семинарах, конкурсах молодых ученых, научных чтениях. Сотрудниками института были представлены доклады на сессиях Международного геологического конгресса (Москва, 1984; Вашингтон, 1989; Киото, 1992; Пекин, 1996; Рио-де-Жанейро, 2000; Флоренция, 2004; Осло, 2008; Брисбен, 2012).

В настоящее время в ЦНИГРИ работают 350 человек, в том числе 14 докторов и 70 кандидатов наук. Среди научных сотрудников восемь действительных членов и членов-корреспондентов Российской академии естественных наук и Академии минеральных ресурсов, десять членов международных ассоциаций и зарубежных геологических обществ. В институте трудятся 20 лауреатов премий Правительства РФ, Совмина и Мингео СССР, два лауреата премии им. А.Н. Косыгина, десять заслуженных деятелей науки и техники и заслуженных геологов России, 15 первооткрывателей месторождений, 28 Почетных разведчиков недр и 69 Отличников разведки недр.

Значителен вклад ЦНИГРИ в подготовку геологических кадров высшей квалификации. С 1967 г. на специализированном совете ВАК при институте защищено 285 диссертаций, из них 46 докторских и 239 кандидатских. С 2000 г. под авторством сотрудников ЦНИГРИ вышли в свет 93 монографии и учебных пособия, опубликованы сотни статей и докладов в периодических изданиях.

ЦНИГРИ является учредителем двух научно-технических журналов «Отечественная геология» и «Руды и металлы», в которых публикуются статьи по важнейшим вопросам геологии, поисков и разведки месторождений.

Обширны информационные ресурсы института. Научно-техническая библиотека, геологические фонды и музей «Руды благородных, цветных металлов и алмазов» обеспечивают специалистов ЦНИГРИ и других профильных организаций разнообразными видами геологических данных. В фондах содержится более 12 000 отчетов по результатам НИР и ГРР, около 100 000 карт и аэрофотоснимков, более 7000 единиц архивных геологических материалов. Библиотечный фонд составляет около 100 тысяч единиц хранения. В последнее десятилетие используется электронная форма хранения информационных ресурсов. Музей ЦНИГРИ содержит уникальную коллекцию образцов более чем 500 месторождений золота, цветных металлов и алмазов со всей территории Российской Федерации и важнейших рудных районов стран ближнего и дальнего зарубежья.

Уникальность и высокий уровень научно-методических разработок, их практическая направленность определяют сегодня перспективы развития института. Создана и постоянно совершенствуется система организации проведения научно-исследовательских и геологоразведочных работ, включающая научное опережение, научно-методическое обеспечение и внедрение рациональных методов и технологий прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений. Организационное и информационное сопровождение научно-исследовательских и геологоразведочных работ обеспечивает востребованность разработок института геологоразведочным производством. Накопленные информационные ресурсы, интеллектуальный потенциал и комплексный характер исследований служат гарантией слаженной и эффективной деятельности ЦНИГРИ.

*Дирекция
Ученый совет ЦНИГРИ*

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 550.83:553.3/9

© Коллектив авторов, 2015

Особенности изучения девонских отложений с целью прогнозирования их нефтеносности

Н.А.ДОКУЧАЕВА, Е.Е.АНДРЕЕВА, Ю.М.АРЕФЬЕВ, А.Г.БАРАНОВА (Институт проблем экологии и недропользования (ИПЭН) АН РТ; 420087, Республика Татарстан, г.Казань, ул.Даурская, д.28), Г.М.ИОНОВ (ЗАО «Предприятие Кара Алтын»; 423450, Республика Татарстан, г.Альметьевск, ул.Базовая, д.24)

Проведен статистический анализ планового соответствия аномалий поля силы тяжести, аэромагнитного поля, локальных сейсмоподнятий по отражающей границе Д с выявленными контурами нефтеносности терригенных отложений девона.

Анализ выполнен на геолого-геофизическом материале Тавельского месторождения совместно с геологической службой компании ЗАО «Предприятие Кара Алтын». К анализу привлекались сейсмические поднятия, амплитуда которых составляла 10 и более метров, а также локальные замкнутые сейсмические поднятия незначительной амплитуды, которые разбурены одной или несколькими скважинами. Комплексная интерпретация, выполненная по результатам исследований поведения геофизических полей, позволила выделить первоочередные сейсмоподнятия на проведение в их пределах геологоразведочных работ.

Ключевые слова: нефтеносность, сейсмоподнятие, гравиразведка, магниторазведка.

Докучаева Нина Абрамовна
Андреева Евгения Евгеньевна, aee8277@rambler.ru
Арефьев Юрий Михайлович
Баранова Анна Геннадьевна
Ионов Геннадий Михайлович

Features of studying Devonian deposits with a view to prediction of oil-bearing

N.A.DOKUCHAEVA, E.E.ANDREEVA, Y.M.AREFIEV, A.G.BARANOVA, G.M.IONOV

In the present study was conducted the statistical analysis of planned compliance anomalies gravity field, aeromagnetic field, local seismic uplift by reflecting boundary D with identified contours of oil-bearing clastic sediments of the Devonian with the aim of further exploration oil field.

Analysis of the theoretical assumptions made on the geological and geophysical data Tavel'skoe oil field together with the Geological Survey of ZAO «Enterprise Kara Altyn». Analysis of seismic uplift involved uplifts, the amplitude of which is 10 meters or more, as well as local loop seismic uplift small amplitude, which drilled one or more wells. Integrated interpretation was performed on the results of studies of the behavior of geophysical fields possible to identify priority seismic uplift to carry within them the exploration.

Key words: oil content, seismic uplift, gravimetric, magnetic.

Юго-запад Закамья Республики Татарстан, включающий западный склон Южно-Татарского свода и восточный борт Мелекесской депрессии, является районом, где можно ожидать открытия новых залежей нефти в отложениях девона. В данном регионе имеются недостаточно изученные литологические комплексы, вероятно, обладающие нефтеносным потенциалом, к которым относят и девонскую толщу.

Геологический прогноз возможных зон скопления углеводородов в девоне и обоснование направлений работ по их опоискованию затруднен в основном из-за отсутствия сколько-нибудь заметных закономерностей в

их распределении и требует разработки нового подхода к изучению этих отложений, значительно осложненных на территории юго-запада Закамья Республики Татарстан тектоническими нарушениями.

В настоящее время основным геофизическим методом выявления ловушек в отложениях терригенного девона является сейсморазведка методом ОГТ. Трудности в картировании поднятий девона связаны с их малой амплитудой и низким коэффициентом прослеживаемости отражения от отражающей поверхности Д. Значительное влияние на качество прослеживания отражающей границы Д оказывают широко развитые пред-

визейские врезы, рифогенные структуры, карсты, с которыми связаны локальные аномалии интервальных скоростей. Задача поисков залежей нефти в терригенных отложениях девона сейсморазведкой совершенствуется, но до конца не решена [4].

Для решения подобных задач определенные перспективы связываются с результатами комплексной интерпретации материалов высокоточных грави-, магниторазведки и сейсморазведки МОГТ [5]. Для поисков ловушек в нижней части осадочного чехла благоприятны тектонически активные зоны, выделяемые по данным высокоточных аэромагнитных и гравиметрических съемок. С ними могут быть связаны зоны резкого изменения литологии, коллекторских свойств и мощности пластов. В зонах деструкции происходят изменения магнитного поля, связанные как с понижением магнитных свойств пород вследствие механических напряжений и дезинтеграции, обратном намагничивании, гидротермальной деятельности и др., так и с повышением магнитных свойств, когда по тектонически-активным зонам кристаллического фундамента происходит внедрение интрузивных тел основного состава [2, 3]. Выявляя границы блоков пород кристаллического основания и изолированные локальные палеоподнятия, по распределению гравимагнитных полей можно прогнозировать ареалы развития коллекторов с улучшенными фильтрационно-ёмкостными свойствами (ловушек углеводородов) и тем самым, в ряде случаев, существенно сузить площадь их поиска.

Исходя из многообразия литофациальных изменений в пределах терригенных толщ, можно предположить, что условия, благоприятные для формирования ловушек, практически существуют повсеместно. Накопленная геолого-геофизическая информация и опыт работ позволяют провести обобщение и анализ имеющихся геолого-геофизических данных с целью конкретизации места заложения скважин на выявление новых залежей нефти в терригенных отложениях девона. Анализ теоретических предпосылок выполнен на геолого-геофизическом материале Тавельского месторождения, совместно с геологической службой компании ЗАО «Предприятие Кара Алтын» [1].

Тавельское месторождение расположено в тектоническом отношении на западном склоне Южно-Татарского склона. Площадь Тавельского месторождения достаточно хорошо изучена сейсморазведкой МОГТ, магниторазведкой и гравиразведкой.

С использованием данных геофизических полей проведен статистический анализ соответствия аномалий поля силы тяжести, аэромагнитного поля и локальных сеймоподнятий по отражающей границе Д с выявленными контурами нефтеносности терригенных отложений девона. К анализу привлекались сейсмические поднятия, амплитуда которых составляла 10 и более метров, а также локальные замкнутые сейсмические поднятия незначительной амплитуды, которые

разбурены одной или несколькими скважинами. По кровле отложений саргаевского горизонта верхнего девона (ОГ Д) Тавельское месторождение объединяет 13 сейсмических поднятий, амплитуда которых изменяется от 10 до 50 метров. Из них четыре поднятия — 4-х купольные; одно — 3-х купольное; семь — 2-х купольные и два — однокупольные. Общее число куполов 35 (см. рисунок и таблицу).

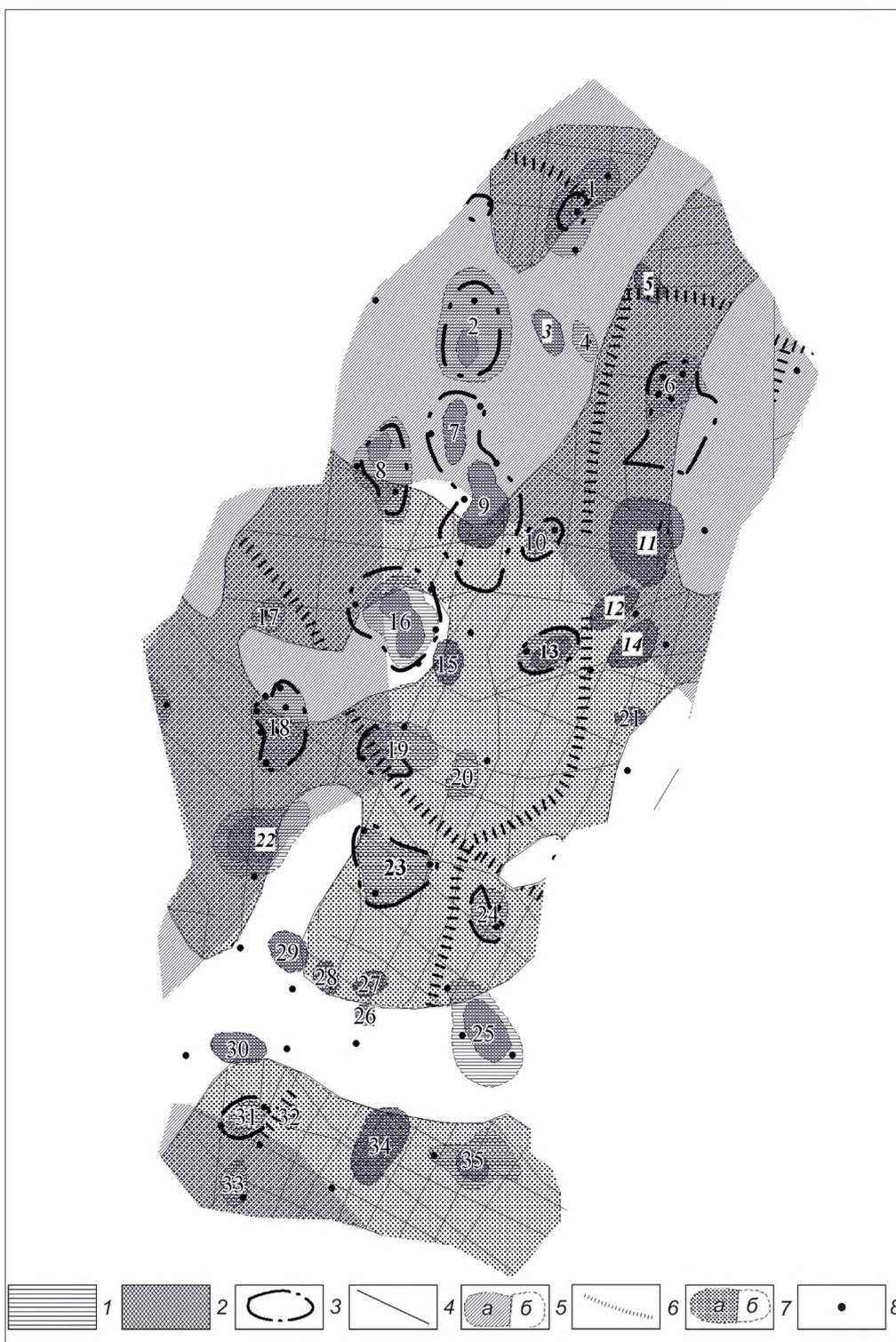
Девонские отложения в пределах месторождения вскрыла 61 скважина. В 31-ой скважине они нефтеносны, в 16-ти представлены плотными породами и в 14-ти — девонские отложения водоносны. В результате бурения и сейсморазведки выявлено 13 залежей нефти, контур нефтеносности которых охватывает лишь 14 из 35 локальных куполов. В пределах 9 куполов отложения девона водоносны, а в пределах 14-ти куполов породы терригенного девона не вскрыты бурением (см. рисунок).

В результате анализа структурных построений по отражающим границам У и Д, сопоставления интервальных времен и скоростных аномалий между основными отражающими границами выделены три типа совпадений локальных поднятий: полное их совпадение, частичное и полное несовпадение. Изменения интервальных времен и скоростей связаны с наличием визейских врезов или с возможными неточностями корреляции отражающей границы Д, сильно осложненной кратными волнами. По материалам сейсморазведочных работ выполнено сопоставление волновой картины по временным сейсмическим разрезам на профилях, проложенных через подтвержденные бурением структуры, на которых получен приток нефти, и через поднятия, которые авторы данной публикации рассматривали в качестве той или иной степени перспективных [4].

Результаты, полученные при сопоставлении характера сейсмической записи на временах регистрации отражения Д на поднятиях с открытыми залежами и на поднятиях, нефтеносность которых не подтверждена, уровень прослеживаемости отражающей границы Д, наличие разрывных нарушений были использованы при разбраковке куполов на перспективные и неперспективные.

Для анализа и выявления наиболее достоверной связи между поведением геофизических полей над сейсмическими поднятиями и залежами нефти в терригенных отложениях девона из общего числа куполов были взяты только те купола, в пределах которых поверхность девона была вскрыта двумя и более скважинами. Результаты этого анализа представлены в таблице, из которой видно, что основная часть поднятий (куполов), расположенных в положительном или переходном полях $\Delta\tau$ и Δg лок, находится в контурах нефтеносности (см. рисунок).

Таким образом прогнозно перспективными сейсмическими поднятиями на обнаружение залежей нефти в терригенных отложениях девона могут быть те поднятия и их купола, которые в основном располагаются в



Карта результатов:

контур сейсмоподнятия: 1 — опоскованного и 2 — неопоскованного бурением, 3 — ВНК; 4 — линия сейсмопрофиля; 5 — аномальное магнитное поле: *a* — положительного и *b* — отрицательного знаков; 6 — осевая зона увеличенных значений магнитного поля; 7 — локальное поле силы тяжести: *a* — положительного и *b* — отрицательного знаков; 8 — скважина, вскрывшая отложения девона; цифры — номера сейсмоподнятий; цифры в белых квадратах — номера перспективных поднятий

Распределение параметров геофизических полей (магнитного и силы тяжести) над куполами сейсмоподнятий и залежами нефти

Номер сеймокупола на карте по поднятиям	Число скважин в пределах купола	Знак поля		Нефтеносность отложений на сеймоподнятиях		
		магнитного	силы тяжести	Средний карбон (C ₂ vr ₂)	Нижний карбон (C ₁ tl)	Девон (D ₃ kn)
1	4	+	+/-	-	+	+
7	2	+	-	+	+	+
8	2	+	+/-	+	-	+
6	4	+	+	+	+	+
9	3	+/-	+/-	+	-	+
16	4	+/-	-	+	-	+
19	2	+/-	+	+	+	+
20	2	-	+	+	-	-
18	7	+	+/-	+	+	+
24	3	-	-	+	-	+
23	3	-	-	+	-	+
25	3	-	-	+	+	-
31	2	+/-	-	+	+	+
<i>Всего</i>						
13	41	5 — + 4 — - 4 — +/-	6 — - 3 — - 4 — +/-	12 — + 1 — -	8 — + 5 — -	11 — + 2 — -
В контуре нефтеносности отложений девона	29	5 — + 2 — - 4 — +/-	5 — + 2 — - 4 — +/-	10 — + 3 — -	7 — + 6 — -	11 — + 2 — -

положительном или в переходном магнитном поле ΔT_a и фиксируются положительными и переходными значениями поля силы тяжести Δg лок.

Распространяя на всю территорию месторождения принцип соответствия контура нефтеносности отложений девона положительному и переходному полю ΔT_a и Δg лок, можно констатировать следующее (см. таблицу):

не изученные глубоким бурением купола и поднятия, находящиеся в пределах положительного и переходного магнитного поля, могут считаться прогнозно-перспективными объектами на обнаружение новых залежей нефти в отложениях терригенного девона. К таким объектам относятся 6 куполов сейсмических поднятий [3, 5, 11, 12, 14, 22];

не изученные глубоким бурением купола и поднятия, находящиеся в пределах положительных и переходных ($\pm 0,25$ мГал) значений поля силы тяжести, могут считаться прогнозно-перспективными объектами на обнаружение новых залежей нефти в отложениях терригенного девона. К таким объектам можно отнести 12 куполов сейсмических поднятий [5, 11, 12, 14, 15, 21, 22, 27, 28, 30, 34, 35].

Комплексная интерпретация, выполненная по результатам исследований геофизических полей гравитразведки, магниторазведки и сейсморазведки, позволи-

ла выделить первоочередные поднятия на проведение в их пределах геологоразведочных работ. В результате пять сводов сейсмических поднятий, выявленных сейсморазведкой [5, 11, 12, 14, 22] являются, по мнению авторов, наиболее перспективными на обнаружение залежей нефти в терригенных отложениях девона по комплексу данных наземных геофизических (см. рисунок).

Подводя итог изложенному, следует заключить, что Тавельское месторождение, а также северо-западный склон Южно-Татарского свода в целом, обладают резервом перспективных направлений геологоразведочных работ и определенными возможностями для открытия новых залежей нефти в отложениях девона. Только результаты комплексной интерпретации геофизических методов могут оказать существенную помощь в выборе направлений на поиски ловушек углеводородов непосредственно в отложениях девона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Е. Сопровождение геологоразведочных работ и анализ результатов эксплуатационного бурения по Тавельскому, Аканскому, Осеннему и Урнякскому месторождениям ЗАО «Предприятие Кара Алтын». —Казань, 2012.

2. *Докучаева Н.А., Арефьев Ю.М., Андреева Е.Е., Ионов Г.М.* Перспективы расширения площади нефтеносности на основе комплексного анализа данных геофизических методов // *Георесурсы* 2013. № 3. С. 11—13.
3. *Ларочкина И.А., Докучаева Н.А., Сухова В.А.* и др. Эволюция, особенности тектонического строения и предпосылки нефтегазоносности рифейско-вендского и палеозойского комплексов в Камско-Бельском авлакогене на территории Татарстана. —Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2013.
4. *Салихова Т.С.* Отчет о работах Тавельской сейсморазведочной партии 6/2000-2 в Альметьевском, Новошешминском и Нижнекамском районах Республики Татарстан. —Бугульма, 2001.
5. *Тимошенков Э.Ф.* Комплексная интерпретация геофизических материалов с целью изучения тектоники кристаллического фундамента и отдельных горизонтов осадочного чехла в зоне сочленения Мелекесской впадины и Северо-Татарского свода. Отчет. —Казань, 1996.

Признаки проявлений фрактальности нефтегазовых систем и синергетических эффектов в нафтидогенезе

М.А.ЛУРЬЕ (Иркутский государственный университет (ИГУ); 664003, г.Иркутск, ул.Карла Маркса, д.1)

На всех уровнях пространственного расположения нефтегазовых систем с увеличением содержания серы в нефти уменьшается доля газовой составляющей. Высокосернистые, богатые ванадием системы являются тяжелыми, высоковязкими нафтидами. Указанные явления, очевидно, обусловлены конденсационным воздействием S^0 на углеводородные структуры и кооперативным проявлением физико-химических и каталитических свойств серы и ванадия, содержащихся в глубинных флюидах.

Ключевые слова: нефтегенез, сера, ванадий, кооперативное воздействие, высоковязкие нафтиды.

Лурье Михаил Абрамович, miklur@rambler.ru

Manifestations of oil and gas systems fractality and synergetic effects in naphthidogenesis

M.A.LURIE

At all levels of oil and gas systems occurrence, the increase of sulfur concentration in oil is accompanied by the decrease of gas component content. High-sulfur and vanadium-enriched systems are heavy, high-viscous naphthides. The above phenomena are obviously caused by the condensation effect of S^0 on hydrocarbon structures as well as by cooperative manifestation of physical-chemical and catalytic properties of sulfur and the vanadium contained in deep fluids.

Key words: oil genesis, sulfur, vanadium, cooperative effect, high-viscous naphthides.

Синергетика, являющаяся основой современной парадигмы геологии и служащая базой для объяснения явлений самоорганизации геологических структур и формирования залежей полезных ископаемых [17], очевидно, может быть использована и для изучения и понимания генезиса нефти. Синергетический подход при исследовании нафтидогенеза (учет кооперативного взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов) был использован в работе [22] для рассмотрения его как процесса наложения высокоэнергетических эндогенных факторов на седиментогенез—диагенез—катагенез органического вещества. Для развития существующей концепции абиогенного (глубинного) происхождения нефти также представляет интерес выявление признаков протекания синергетических процессов. Как справедливо указано в работе [4], концепция глубинной нефти неизбежно заставляет привлекать для своего развития *особенности строения и геодинамики земных недр не только в объеме земной коры, но и в объеме всей коромантийной оболочки Земли в целом и даже учитывать строение, состав, геодинамику ядер Земли, играющих ключевую роль в генезисе многих геологических образований*. В дополнение к этому необходимо исследовать эволюцию состава глубинных флюидов (их саморазвитие) и возможность процессов взаимодействия их компонентов. При образовании эндогенного нефтяного вещества канализация эволюции глубинных флюидов должна быть обусловлена химическими реакциями между компонентами флюидов (внутренним управляющим механизмом), стимулируемыми внешними воздействи-

ями (температура, давление, степень окисленности-восстановленности среды). В случае протекания кооперативных процессов эффект синергизма может обусловить появление фрактальности — одного из фундаментальных принципов эволюции и свойств материальных систем.

Важнейшим, наряду с факторами, обуславливающими возможность транспорта образовавшейся глубинной нефти из недр Земли, является вопрос о том, что служит вещественным источником (сырьем) образования нефти и какие химические реакции могут протекать между компонентами глубинных флюидов и обеспечить весь комплекс показателей реальных нефтей. В рамках абиогенной концепции обычно в качестве возможных источников нефти предлагаются системы, содержащие связи С-О и С-Н (оксиды углерода, карбонаты, метан и его ближайшие гомологи), то есть к участникам генезиса относят структуры, содержащие основные химические элементы нефтей (углерод и водород).

Реакции оксидов углерода с водородом (процесс Фишера-Тропша), являющиеся с точки зрения ряда исследователей [14, 16, 34] путем образования нефтей, действительно могут приводить к появлению углеводородов различных типов и молекулярного веса. Однако реализация этого процесса в условиях геологической среды в сколько-нибудь значительных масштабах маловероятна по многим причинам и скорее всего будет протекать лишь с образованием метана [24, 25]. К тому же результаты химико-математического исследования природных углеводородных систем с характерными

признаками незавершенности превращений показывают, что следы CO и H₂ в них отсутствуют, а место сырья неизменно занимает CH₄ [41], который действительно в отличие от H₂ и CO присутствует в нефтегазовых системах. В случае использования карбоната и элементного углерода путем воздействия на них воды и восстановленных форм железа [15] продуктами процесса являются смеси, сходные по составу с углеводородной частью природного газа (метан 71—96%, остальное — его гомологи C₂-C₃). Другим вариантом образования углеводородов глубинной нефти из структур, содержащих связь С-О, предлагается считать взаимодействие CO₂ с H₂S и H₂ [27], имеющимися в составе глубинных флюидов. В этом случае также ожидается образование лишь CH₄ и его ближайших гомологов.

Перечисленные выше гипотезы основываются, таким образом, на том, что на определенной стадии эволюции глубинного газового потока, имеющего изначально восстановленный характер (CH₄+H₂) [10], вследствие усиления окислительной обстановки возникают структуры, содержащие связи С-О, которые взаимодействуют с имеющимися восстановительный характер агентами (H₂, H₂S, Fe⁰) с образованием легких углеводородов, в основном CH₄. Остается неясным, каким образом из них образуются различные по типу и молекулярной массе нефтяные углеводороды вплоть до асфальтосмолистых компонентов. Следует учесть также, что дальнейшая эволюция флюида должна сопровождаться усилением окислительной обстановки и, следовательно, уменьшением роли восстановительных агентов и, прежде всего, водорода, роль которого в дальнейших преобразованиях CH₄ и его ближайших гомологов в нефть и формировании ее конечного облика можно исключить, тем более, что как для «изначального» CH₄, так и новообразованных газов величина Н/С равна 4 или близка к ней, а в нефтях она составляет ~2. Таким образом, генезис нефти из этих соединений и образование нефтяного вещества во всем многообразии молекулярной массы его компонентов должен сопровождаться удалением водорода, то есть иметь окислительный конденсационный характер. Это заключение согласуется с представлениями об эволюции изначально восстановительных мантийных потоков в целом как процессе их окислительной трансформации [13]. Образование абиогенной (глубинной) нефти следует считать частью этого единого комплекса преобразований.

К существенному недостатку перечисленных гипотез образования нефти путем гидрирования CO, CO₂, CO₃²⁻ следует, кроме того, отнести возможность образования лишь чисто углеводородной системы, в то время, как нефть представляет собой ассоциацию многих элементов, содержащую помимо углерода и водорода целый ряд «гетерокомпонентов» (S, N, O, металлы), наличие которых в наблюдаемых количествах в нефти трудно объяснить с позиций, предполагающих их попадание в нефтяную углеводородную систему только

из окружающей ее среды. Необходимо отметить, что для реальных нефтяных систем характерны устойчивые прямые корреляции между концентрациями гетерокомпонентов и другими показателями нефтей (общая степень конденсированности, вязкость, плотность, количество тяжелых фракций и асфальтосмолистых компонентов). Эта универсальность свидетельствует о том, что нефтегенез, очевидно, контролируется комплексом реакций с системообразующим участием некоторых гетерокомпонентов, оказывающих детерминистическое воздействие на систему. Следует, прежде всего, обратить внимание на третий по количеству элемент нефтей — серу. В работах [40, 42] при исследовании закономерностей распределения в нефтях их компонентов, фракций и субмолекулярных структур по температурам кипения была выявлена строгая закономерность: *химически связанная сера распределена в нефтях всех месторождений Мира в однозначной зависимости от распределения в них углеводородов. Ни общие химические характеристики нефтей (включая общее серосодержание), ни геологические возрасты вмещающих пород, ни глубины залежей не отражаются на этой взаимозависимости.* На основе этого был сделан вывод о том, что *такая универсальность возможна лишь при условии, что углеводороды и их серосодержащие аналоги образовались в ходе одних и тех же химических процессов и из одного и того же исходного материала.* Какова же природа подобных процессов и их механизм, оставалось неясным. В работах [25, 40] показано, что наблюдаемая закономерность исключает вероятность попадания серы в нефть («осернения») как вторичного процесса. Все это вполне согласуется с имеющимися сведениями [18, 26] о том, что сера (в составе H₂S или в виде S⁰) входит в состав определенной части глубинных флюидов.

В работах [23—25] на основе данных о физико-химических свойствах S⁰ и ее способности вступать в реакции с углеводородами по радикально-цепному механизму с образованием углеводородов различных типов вплоть до асфальтосмолистых компонентов и параллельно сероорганических соединений [6, 35], предположено, что на определенной стадии эволюции флюида элементная сера благодаря своим свойствам инициирует подобные окислительные конденсационные преобразования метана (его ближайших гомологов) и образование сероорганических соединений, причем в этом направлении процесса также реализуется конденсационный механизм по цепочке меркаптаны→сульфиды→тиофены. Низкомолекулярные алканы проявляют свою реакционную способность лишь при температуре выше 1000°С, но в присутствии катализаторов их трансформация может происходить в более мягких условиях [12]. Элементная сера является не только стехиометрическим участником процесса. Она как инициатор и катализатор конденсационных преобразований углеводородов обеспечивает формиро-

вание нефтяной системы в целом. Реализуется, таким образом, кооперативный процесс ее образования. Неким аналогом этого можно считать образование полимеров путем вовлечения элементарной серы [31]. Такого типа преобразования относятся к разряду многокомпонентных, каскадных (домино) процессов с участием S^0 [21], происходящих с образованием новых связей (прежде всего С-С) без добавления каких-либо дополнительных реагентов или катализаторов. Учитывая это, можно полагать, что эти процессы протекают с достаточно высокой скоростью, что согласуется с выводами, сделанными при исследовании нафтидогенеза с использованием теории информатики и законов изменения энтропии систем [36].

Следует отметить, что при наличии в эволюционирующем флюиде сероводорода, не активного в указанных процессах, он, окисляясь по мере усиления окислительной обстановки, может поставлять дополнительное количество активной (S^0) серы. Одним из направлений такого преобразования может быть реакция $H_2C+CO_2 \rightarrow CH_4+H_2O+S^0$ [27].

Очевидно, что чем больше серы во флюиде, тем интенсивнее должны протекать указанные процессы с образованием более тяжелых и более конденсированных углеводородов и тем выше будет сернистость образующейся нефти. Эти ожидаемые закономерности хорошо согласуются с многочисленными данными о наблюдаемых независимо от различных факторов устойчивых корреляциях между концентрациями ароматических углеводородов, асфальтосмолистых компонентов, содержанием тяжелых фракций и сернистостью реальных нефтей. Следствием протекаемых процессов должно быть также наличие прямой зависимости между серосодержанием нефтей и их запасами, так как с увеличением серосодержания флюида должна увеличиваться глубина превращения углеводородного газа в жидкие нефтяные компоненты. Данные по нефтегазовым комплексам ряда стран и континентов, действительно подтверждают это. Увеличение концентрации серы с 0,1 до ~2,8% сопровождается ростом запасов нефтей более чем на 2 порядка [24, 25]. Подобная зависимость проявляется также на более локальном уровне (внутри отдельных комплексов), что отчетливо проявляется на примере нефтей Западной Сибири [8]. В полном согласии с этим находятся данные о запасах высокосернистых, высоковязких битуминозных нефтей, запасы которых в 3—4 раза выше остальных [7].

Исходя из изложенного можно заключить, что с уменьшением серосодержания системы должно наблюдаться закономерное увеличение в ней количества непрореагировавшего углеводородного газа. Таковую зависимость, очевидно, следует ожидать на всех уровнях пространственного расположения нефтегазовых систем и проявляться с понижением сернистости она должна, следовательно, как в увеличении газосодержания среди отдельных нефтей, так и в увеличении

доли запасов газа по отношению к нефти в крупных нефтегазовых системах в целом. Действительно, статистические данные [7, 8] по всем нефтям территории бывшего СССР выявили наличие высоких коэффициентов обратной корреляции между серосодержанием и газовым фактором. Например, величина последнего для целого ряда нефтей с уменьшением концентрации серы с 3,5 до ~0,3% увеличивается почти на порядок (с ~40 до 400) [24, 25]. Другим проявлением подобной зависимости можно считать приведенные в работе [8] данные об изменении состава нефтей ряда основных продуктивных комплексов (в пределах каждого из них) Западной Сибири. В направлении от центров к перифериям с уменьшением содержания в нефти серы, а также тяжелых компонентов и плотности, увеличивается содержание газа. Таким образом, структура этих продуктивных комплексов имеет универсальный характер с ярко выраженной концентрической зональностью. Более сернистые нефти центральных частей окаймлены облегченной, низкосернистой, обогащенной газами нефтью. Эта тенденция к повторению набора устойчивых структурных «узоров» есть признак стремления системы к самоорганизации (усложнению и дифференциации).

Увеличение доли газа в нефтегазовых системах с уменьшением серосодержания наблюдается и на более глобальном уровне при сопоставлении масштабов газовых и нефтяных месторождений в пределах крупных пространств (достаточно удаленных друг от друга) для ряда стран и континентов [24, 25]. Уменьшение серосодержания с 3 до ~0,3% сопровождается увеличением отношения запасов газа к запасам нефти почти на 2 порядка. Повторение подобных друг другу соотношений показателей нефтегазовых систем на разных уровнях нефтенакпления есть ни что иное как наличие ближнего и дальнего порядков и свидетельствует о проявлении фрактальности, обусловленной протеканием указанных выше реакций, контролирующих нефтегенез. Такими реакциями, очевидно, являются конденсационные преобразования углеводородов под воздействием серы. Самоподобие структур на разномасштабных пространственных уровнях (скейлинг-эффект) — характерное свойство самоорганизующихся систем.

В случае безсернистого флюида в соответствии с изложенными представлениями о роли серы в инициировании таких процессов метан не может трансформироваться в более высокомолекулярные углеводороды, а будет выделяться в атмосферу, образовывать запасы природного газа или залежи метангидрата. В местах залегания последнего не следует, таким образом, ожидать наличия серы. Результаты исследования состава пластовых газов и вод крупнейшего (Мессояхское) месторождения метангидрата подтверждают это [3]. В газах отсутствуют серосодержащие компоненты, вода в 30% скважин не содержит сульфат-аниона, а в остальных его содержание ниже 1% от всех анионов. К этому

следует добавить, что газогидраты имеются во многих регионах, а залежей нефти под ними не обнаружено [11], что, по-видимому, и связано с отсутствием серы в локальных флюидах.

Особенно высока степень конденсационных преобразований в тех случаях, когда высокое серосодержание сопровождается повышенным количеством в нефти ванадия. В наиболее конденсированных нафтидах наблюдаются особенно высокие концентрации этих гетерокомпонентов (парагенез). Данное явление характерно для высоковязких, высокосернистых нефтей, битумов, асфальтитов, асфальтов, мальт [28]. Например, асфальтит Оренбургской области, практически не имеющий примесей осадочной породы, содержит S 7—8 и V 0,6% (в 4—5 раз больше, чем в самых богатых ванадий-содержащих рудах) [5]. По данным работы [32] в тяжелых сернистых нефтях и мальтах концентрация ванадия составляет 550—1400 г/т. В Перу находится уникальная, связанная с сернистой нефтью, залежь асфальтита, содержащего около 6% ванадия [1]. Наличие этого металла в составе нафтидов, очевидно, связано с привнесом его из мантии, поскольку высокоуглеродистые серосодержащие флюидные системы содержат также такие мантийные метки как ванадий и другие металлы [18, 20]. Исследования микроэлементного состава нефтей, проведенные в работах [9, 38], выявили достаточно убедительные доказательства привноса металлов, в том числе V по проницаемым каналам из мантийных зон, что в свою очередь подтверждает возможную роль этих компонентов мантийного вещества в преобразовании углеводородов и формировании нефтяных систем.

Перечисленные сведения о сонахождении V и S в больших количествах в высококонденсированных нафтидах не содержат какого-либо объяснения этого явления и сводятся лишь к констатации наблюдаемой закономерности. Необходимость объяснения указанного феномена требует обращения к физико-химическим свойствам данных элементов и их соединений, а также рассмотрения возможности совместного воздействия на углеводородную систему. О характере воздействия серы уже указывалось выше. Как известно, ванадий в обычных нефтях находится, в основном, в составе ванадил-порфириновых комплексов. В высококонденсированных системах он обнаружен, кроме того, в виде VS_2 (патронит) [1]. Необходимо, прежде всего, учесть, что ванадий в металлическом состоянии и его соединения (оксиды и сульфиды) обладают каталитическими (окислительными) свойствами. Порфирины, в частности, могут участвовать во многих каталитических процессах. Как установлено в работе [2], нефтяные металлопорфирины являются катализаторами окисления углеводородов. Поскольку в тяжелых нафтидах, содержащих повышенное количество S и V, обнаруживается сульфид ванадия, необходимо также рассмотреть и его возможное воздействие на углеводородную систему.

В настоящее время исследованиями различными

методами реальной поверхности сульфидов металлов установлено, что их поверхность, как правило, обеднена металлами, и в этом неравновесном нестехиометрическом металлдефицитном слое удается выявить моно-, ди- и полисульфидную компоненту [29]. Следует к этому добавить, что сульфид ванадия относится к сульфидам, имеющим слоистую структуру [46]. Такие сульфиды содержат различные типы ионов серы, некоторые из которых связаны с металлом только одной связью и очень подвижны при высоких температурах [44]. Следовательно, поверхностная сера по своим свойствам может приближаться к элементной, способности которой уже описаны выше. Сульфид ванадия как соединение, обладающее окислительной каталитической активностью, при контакте с H_2S вплоть до $1000^\circ C$ генерирует элементную серу [45], тем самым способен увеличить в системе количество этой ее формы, активной в процессах конденсационной трансформации углеводородов. По-видимому, не случайно, что при отсутствии ванадия в нефтях или очень малом его количестве («никелиевые» легкие нефти) в них всегда имеется определенное количество H_2S [37, 40]. Суммируя изложенное, есть все основания полагать, что наличие ванадия в углеводородной системе способствует формированию высококонденсированной и высокосернистой нефти. Косвенным подтверждением правомерности этого вывода могут быть данные об активности нанесенных на носитель ванадийсодержащих катализаторов, в процессах обессеривания серосодержащих углеводородных систем, которая на 2—3 порядка ниже активности других катализаторов [39, 43] и практически находятся на уровне активности носителя. Следовательно, ванадий, не разрушая связь C-S, способствует в данном случае сохранению системы. Причиной этого, очевидно, является слабая связь V-S, что не позволяет s-органическому соединению удерживаться на активном центре в течение времени, необходимого для завершения каталитического действия [39].

Таким образом, при совместном присутствии серы и ванадия в глубинном флюиде за счет кооперативного их воздействия на углеводородную систему возникает синергетический эффект, который при большом количестве этих элементов приводит к образованию высококонденсированных, высокосернистых, ванадиеносных нафтидов. Причиной этого, очевидно, является совместное окислительное конденсационное воздействие элементной серы и ванадийсодержащих структур на углеводородную систему и способность сульфида ванадия, образующегося при повышенном количестве этих элементов во флюиде, генерировать из H_2S дополнительное количество активной (элементной) серы. Геохимический облик абиогенных нефти и нафтидов в целом определяется, прежде всего, составом глубинных флюидов, образующих углеводородную систему. Наблюдаемое разнообразие, многовариантность геохимических типов нафтидов, по-видимому, обусловлено неоднородностью составов глубинных флюидов, за-

рождающихся в виде горячих струй в условиях мантии, которая, как показано в работе [30], вследствие конвективного движения в ней вещества, его дифференциации и перераспределения элементов характеризуется, как и все геосферы [33], латеральной неоднородностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. —М.: Трикта, 2005.
2. Агагусейнова М.М., Абдуллаева Г.Н. Каталитическое оксигенирование олефинов нефтяными металлопорфинами // Изв. вузов. Химия и химическая технология. 2010. Т. 53. Вып. 9. С. 12—15.
3. Агалаков С.Е., Курчиков А.Р., Бабурин А.Н. Геолого-геофизические предпосылки существования газогидратов в туронских отложениях восточно-мессояхского месторождения // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11—12. С. 1785—1791.
4. Астафьев Д.А. Коромантийная геодинамика, планетарная магмофлюидодинамическая система и глубинные структуры бассейно- и нафтидогенеза // 1-е Кудрявцевские чтения, всероссийская конференция по глубинному генезису нефти. —М.: ЦГЭ, 2012. С. 74—79.
5. Бурван О.В., Антипенко В.Р., Лукьянов В.И., Томсон Г.А. Характеристика природного асфальтита и продуктов его экстракционного разделения // Химия нефти и газа. Т. 1. —Томск, 2000. С. 222—225.
6. Воронков М.Г. Реакции серы с органическими соединениями. —Новосибирск: Наука, 1979.
7. Глаголева О.Ф. Технология переработки нефти. Ч. I. Первичная переработка нефти. —М.: Химия, 2006.
8. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. —М.: Недра, 1987.
9. Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И. Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 223—227.
10. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Глубинность нефти и возможные источники вещества флюидов // 1-е Кудрявцевские чтения, всероссийская конференция по глубинному генезису нефти. —М.: ЦГЭ, 2012. С. 96—100.
11. Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. —М.: Наука, 1996.
12. Жоров Ю.М. Термодинамика химических процессов. —М.: Химия, 1985.
13. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в тетрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. —М., 2001.
14. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Новые данные о возможности каталитического абиогенного синтеза углеводородов в земной коре // Нефтехимия. 2001. Т. 41. № 3. С. 178—184.
15. Кучеров В.Г., Колесников А.Ю., Дюжева Т.И. и др. Синтез сложных углеводородных систем при термобарических параметрах, соответствующих условиям верхней мантии // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 361—364.
16. Липидус А.Л., Локтев С.М. Современные каталитические синтезы углеводородов из окиси углерода и водорода // Журнал всесоюз. химического об-ва им.Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 527—532.
17. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. —Новосибирск: Наука, 1992.
18. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
19. Летников Ф.А. Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 6—7.
20. Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 2. С. 205—207.
21. Литвинов В.П. Каскадная гетероциклизация в синтезе производных тиафена и его конденсированных аналогов // Российский химический журнал. 2005. Т. XLIX. № 6. С. 11—20.
22. Лукин Е.А. О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородо-генерирующих систем) // Геологический журнал. 1999. № 1. С. 30—32.
23. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. К вопросу об абиогенном происхождении нефти // Нефтехимия. 2002. Т. 42. № 6. С. 423—427.
24. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
25. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Нефть. К дискуссии о происхождении. Серосодержание и металлоносность как генетические характеристики. —Saarbrücken. Germany: Lap Lambert Academic Publishing, 2012.
26. Малышев А.И. Особенности поведения серы в магматическом процессе // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 675—677.
27. Малышев А.И., Малышева Л.К. Планетарные дегазационные процессы и условия возникновения предбиологических состояний на планетах солнечной системы I. Земля // Литосфера. 2009. № 2. С. 67—77.
28. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Природа геохимической специфики нефти // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 1. С. 111—117.
29. Михлин Ю.Л. Неравновесный нестехиометрический слой в реакциях сульфидов металлов // Российский химический журнал. 2001. Т. 45. № 3. С. 80—85.
30. Мишкин М.А. Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 2. С. 195—198.
31. Неделькин В.И., Зачернюк Б.А., Андрианова О.Б. Органические полимеры на основе элементной серы и ее простейших соединений // Российский химический журнал. 2005. Т. XLIX. № 6. С. 3—10.
32. Недра России. Кн. 2. Т. 1. Полезные ископаемые / Под ред. Н.В.Межеловского, А.А.Смирнова. —С-Пб—М., 2001.
33. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. —М.: ГЕОС, 2010.
34. Руденко А.П., Кулакова И.И. Поликонденсация углеродосодержащих молекул, проблемы образования горючих ископаемых и круговорота углерода в природе // Вестник Московского ун-та. Сер. 2. Химия. 1996. Т. 37. № 6. С. 544—567.

35. Савченко В.И., Диденко Л.П., Завьялова Л.В. Взаимодействие метана с серой с образованием продуктов парциального окисления и конденсации метана // Кинетика и катализ. 1996. Т. 37. № 2. С. 165—170.
36. Сейфуль-Мулюков Р.Б. Нефть и газ: глубинная природа и ее прикладное значение. —М.: Торус пресс, 2012.
37. Сираева И.Н., Гимаев Р.Н., Парфенова М.А. и др. Сероорганические соединения нефтей различного типа // Нефтепереработка и нефтехимия. 2002. № 9. С. 33—39.
38. Соболев П.О., Рундквист Д.В. Исследование микроэлементов нефтей для изучения процессов их происхождения и преобразования / 1-е Кудрявцевские чтения, всероссийская конференция по глубинному генезису нефти. —М.: ЦГЭ, 2012. С. 185—188.
39. Старцев А.Н., Захаров И.И. Сульфидные катализаторы гидрообессеривания: структура активного компонента и механизм каталитического действия // Успехи химии. 2003. Т. 72. № 6. С. 579—601.
40. Эйгенсон А.С., Шейх-Али Д.М. Закономерности компонентно-фракционного и химического состава нефтей // Химия и технология топлив и масел. 1988. № 10. С. 29—34.
41. Эйгенсон А.С. О количественном исследовании формистем с помощью методов математического моделирования // Химия и технология топлив и масел. 1990. № 12. С. 19—25.
42. Эйгенсон А.С. О противостоянии двух концепций нефтегазообразования // Химия и технология топлив и масел. 1998. № 3. С. 3—5.
43. Chianelli R.R. The role of solid state chemistry in catalysis by transition metal sulfides / In: Solid State Chem. Catal. 1985. 186th Meet. Am. Chem. Soc. —Washington, 1983. Pp. 221—234.
44. Furimsky E. Role of M_0S_2 and WS_2 in hydrodesulfurization // Catal. Rev — Sci. Eng. 1980. Vol. 22. № 3. Pp. 371—400.
45. Janssens J.P., van Langeveld A.D., Moulijn J.A. Characterization of alumina and silica-supported vanadium sulphide catalysts and their performance in hydrotreating reaction // Applied Catalysis A: General. 1999. Vol. 179. № 1—2. Pp. 229—239.
46. Pecoraro T.A., Chianelli R.R. Hydrodesulfurization Catalysis by transition metal sulfides // Journal of Catalysis. 1981. Vol. 67. № 2. Pp. 430—445.

Возраст коренных источников алмазов арктической части Сибирской платформы

С.А.ГРАХАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), С.А.СЕРГЕЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского»; 199106, г.Санкт-Петербург, Средний проспект, д.74), К.Н.ЕГОРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры (ИЗК) СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Определение изотопного возраста цирконов в промышленных четвертичных россыпях и высокоалмазоносных верхнетриасовых отложениях северо-востока Сибирской платформы указывает на мезозойский возраст их коренного источника.

Ключевые слова: Сибирская платформа, россыпи, алмазы, коренной источник триас.

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Сергеев Сергей Андреевич, sergeev@mail.wplus.net

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

Age of indigenous sources diamonds arctic of the Siberian platform

S.A.GRAKHANOV, S.A.SERGEEV, K.N.EGOROV

Determination of the isotopic ages of zircons in industrial Quaternary placers and vysokoalmazonosnyh Upper Triassic sediments of the northeastern Siberian platform indicates the Mesozoic age, their primary source.

Key words: Siberian Platform, deposits, diamonds, primary sources, Triassic.

На северо-востоке Сибирской платформы открыто более 700 кимберлитовых тел, которые локализованы в 15 кимберлитовых полях палеозойского и мезозойского возрастов. Все открытые кимберлитовые тела приурочены к трем минерагеническим зонам: Далдыно-Оленёкской, Куонамской и Молодо-Попигаевской (см. рисунок), для которых характерны разновозрастные кимберлиты. Уровень алмазоносности кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы крайне мал. Из промышленно-значимых коренных объектов можно отметить лишь раннемезозойскую трубку Куранахского поля — Малокуонапскую, которая расположена в юго-восточной части Лено-Анабарской субпровинции, на левом склоне р.Малая Куонамка. Трубка имеет средние размеры, и в порфириновых разностях кимберлитов содержание алмазов приближается к таковым параметрам средних коренных месторождений. Из других кимберлитовых тел наиболее масштабным объектом является среднепалеозойская трубка Аэрогеологическая. Она имеет размер 1050×280 метров, но среднее содержание алмазов составляет сотые доли карата в тонне. Трубка содержит высокий процент безазотных алмазов. По другим изученным трубкам северо-востока Сибирской платформы средние значения алмазоносности не превышают десятые доли карата в кубическом метре опробованного элювия:

Двойная, Лыхчан, Отрицательная, Русловая, Светлана, Дьянга, Ленинград. Таким образом, из семисот известных кимберлитовых тел лишь в десяти объектах фиксируется низкая алмазоносность, не превышающая десятые доли карата в тонне породы. Остальные тела или неалмазоносны, или содержат незначительные количества кристаллов. Среди кимберлитовых полей Куонамской зоны отмечается четкая тенденция увеличения продуктивности кимберлитов с севера на юг. В пределах Анабарского, Староречинского и Ары-Мастахского полей устанавливаются единичные тела с крайне низким уровнем алмазоносности. В Дюкенском поле алмазоносны уже 25 тел, однако также с убогой продуктивностью. В пределах алмаминералы-спутники алмаза сортированы и хорошо окатаны. Туфы Булкурской антиклинали и конгломераты дельты р.Оленёк выделяются уникальной алмазоносностью и большими прогнозными ресурсами. В туфах алмазы не сортированы и выделяются пониженной крупностью и, напротив, хорошей сортировкой и высоким средним весом характеризуются кристаллы из прибрежно-морских отложений [4]. Авторы предполагают, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено тем, что выброс алмазоносных туфов из коренных источников

этого типа охватывал значительные площади в ладине и карнии, а затем они перерабатывались и перемещались в рэтскую [5] и плинсбахскую трансгрессии [8].

В рамках федеральной программы изучения арктической зоны Российской Федерации во ВСЕГЕИ были продатированы цирконы из цемента высокоалмазоносных туфов и туффитов Булкурской антиклинали и цирконы из гальки, представленные андезит-базальтами, риолит-дацитами и породами неопределенного состава (см. табл. 1). Цирконы были выделены в Институте земной коры СО РАН, г.Иркутск из образцов, которые были представлены ОАО «Нижне-Ленское» для определения состава гальки и ксенолитов из разрезов туфогенно-осадочных пород основания карнийского яруса. По каждому из образцов гальки было проведено петрографическое определение, и затем образцы пород одного состава были объединены по разрезам, раздроблены, а из тяжелой фракции шлихов получены цирконы. Данные по возрасту пород очень близки между собой и повторяют аналогичные датировки цирконов из цемента туфов. Единственное отклонение (~6 млн.лет) — результаты по датировкам цирконов из андезит-базальтов. При этом следует обратить внимание на расчетные допуски точности определения возрастов (± 2 —6 млн.лет), так что и здесь все укладывается в один порядок цифр. Примером может служить проведенное датирование цирконов из цемента на одном и том же приборе из одной и той же точки БГ1 (165) в 2008 и 2013 гг., в 2008 г. были получены данные $241,5 \pm 6,4$ [7], а в результате данной работы — $244 \pm 2,5$ млн.лет (табл. 2).

Из точки наблюдения ПГ2 для U-Pb изотопного датирования Е.Ф.Летниковой (ИМГ СО РАН) были выделены цирконы из цемента. По изотопным измерениям, выполненным в Китае (State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan), на плазменном масс-спектрометре Agilent 7500a были получены датировки 234—236 млн.лет [11].

Анализируя все полученные данные с учетом расчетных допусков точности определения возраста и стратиграфического положения продуктивного

пласта, можно предположить, что на западном склоне Булкурской антиклинали алмазоносные эксплозии внедрялись на рубеже позднего ладина и раннего карния в интервале 236—240 млн.лет. Безварцевый состав туфов, отсутствие фаунистических остатков и одновозрастные определения цемента однозначно свидетельствуют о вулканогенном, а не осадочном генезисе продуктивного пласта, как утверждают некоторые ученые [1].

На восточном склоне Булкурской антиклинали алмазоносные эксплозии отличаются от таковых западного склона: они более молодые, датируются поздним карнием и различаются составом барофильной минерализации [7, 14].

Чтобы проследить продукты позднетриасового тектономагматического этапа в более молодых алмазоносных отложениях, были проанализированы цирконы из норийских образований в устьевой части р.Оленёк, в непосредственной близости от развития туфогенно-осадочных образований карнийского яруса кряжа Чекановского и в значительной удаленности от них, в раннеюрских прибрежно-морских отложениях Анабарского района, где широко проявлена четвертичная промышленная алмазоносность (см. рисунок).

В устьевой части р.Оленёк, в районе урочища Туора-Хая, в обнажении выходят базальные горизонты карнийского и норийского ярусов. Эти продуктивные образования трассируются по юго-западному крылу антиклинальной складки от дельты р.Оленёк, где установлена ураганная алмазоносность прибрежно-морских отложений карнийского яруса и низкая продуктивность норийско-рэтских образований [4]. Как и в устьевой части р.Оленёк, в урочище Туора-Хая карнийские образования перекрываются норийскими осадками, в основании которых находится слой гравелитов. Из этого слоя на достаточно представительном материале был получен карнийский возраст цирконов (см. табл. 2). Необходимо подчеркнуть, что в более древних породах кряжа Чекановского доминируют цирконы из позднепалеозойских-раннетриасовых пород трапповой формации Сибирской

1. Содержание (в %) магматических пород в составе гальки туфогенно-осадочных образований основания карнийского яруса

Номер пробы	Положение точек отбора	Опробуемые породы	Риолит-дациты	Андезит-базальты
1000	устье р.Оленёк	Конгломераты	0	0
1018	кряж Чекановского	Туффиты	30,4	16,4
1059	устье р.Оленёк		37,7	53,5
5007	устье р.Лена, хр.Туора-Сис		35,5	34,2
5008			33,0	31,0
ПГ2	устье р.Лена, р.Булкур	Туфы	2,2	82,3

Примечание. Петрографические исследования гальки и петрографическое описание проведено в ИЗК СО РАН, г.Иркутск.

2. Возрастные датировки цирконов из древних россыпей арктической части Сибирской платформы

Положение и номер точки наблюдения	Число анализов/Среднее конкордантное значение, млн.лет		
	Мезозой	Палеозой	Протерозой
Слабоалмазные туфогенно-осадочные породы кенгдейской пачки ладинского яруса кряжа Чекановского			
р.Кенгей, правый приток р.Улахан-Юрях, БДП-3/3	12/250 (T ₁)		
р.Таас-Крест-Юряге, 1076	7/255 (P ₃)	3/294 (P ₁)	
Ураганноалмазные туфогенно-осадочные породы основания карнийского яруса западного склона Булкурской антиклинали			
р.Булкур, 165(БГ1) — цемент туфов [7]	5/241 (T ₂)		
р.Булкур, БГ1-5 — цемент туфов	20/244 (T ₂)		
р.Булкур, ПГ2-2010/1 — цемент туфов	34/244 (T ₂)		
р.Булкур, ПГ2-2010/4-1 — галька риолит-дацитов	8/244 (T ₂)		
р.Булкур, ПГ2-2010/4-3 — галька петрографически неопределенная	8/246 (T ₂)		
р.Булкур, ПГ2-2010/4-2 — галька андезито-базальтов	6/250 (T ₁)		
Слабоалмазные осадочные породы норийского яруса в устьевой части р.Оленёк			
Устье р.Оленёк, уч.Туор-Хая, 1059	29/233 (T ₃)		
Слабоалмазные прибрежно-морские конгломераты ранней юры Анабарского района			
р.Уджа, ПП-10		7/301 (C ₃), 3/503 (C ₂)	1/1460 (PR ₁)
р.Уджа, ПП-9	8/225 (T ₃)		
р.Куойка, ПЭ-39		7/310 (C ₂), 1/354 (C ₁), 2/407 (D ₁), 4/496 (C ₃)	

Примечание. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II, г.Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ; аналитики Е.Н.Лепехина, А.Н.Ларионов; см. рисунок.

зононости кимберлитов, так как установлено увеличение мощности литосферы с севера на юг и с запада на восток субпровинции [12].

Таким образом, практически все открытые кимберлитовые тела арктической зоны Якутии отличаются отсутствием или крайне низкими концентрациями алмазов, и они не могут являться основными источниками алмазов в древних и современных россыпях. Это подчеркивается и кристалломорфологическими особенностями алмазов. Основную долю слагают алмазы I разновидности, и в них отсутствуют алмазы «эбеляхского-северного» типа. Россыпные месторождения северо-востока Сибирской платформы кайно-зойского и мезозойского возрастов содержат нетипичный для коренных месторождений Якутии спектр алмазов (северный или эбеляхский тип от 5 до 60% — II+V+VII разновидности) [3, 5]. Алмазы эбеляхского (северного) типа представлены графитизированными ромбодоэкаэдроиды V разновидности, сростками доэкаэдроидов VII разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C}$ 23‰) изотопным составом углерода и желтыми кубоидами II разновидности с промежуточным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ 13,6‰). Наиболее древними образованиями, в которых установлены алмазы

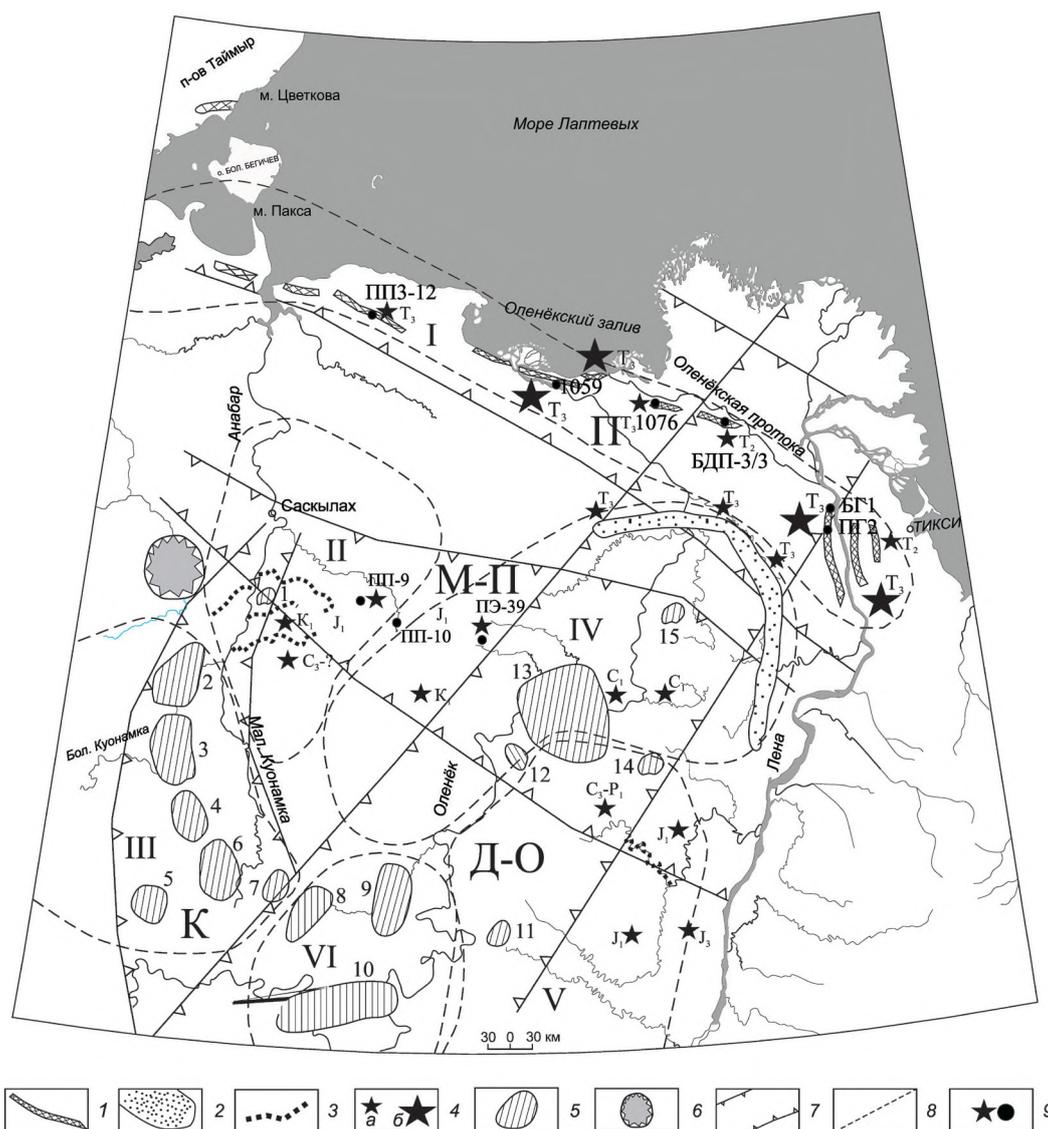
северного типа, являются туфогенно-осадочные породы, выделенные в разрезе триасовых отложений Булкурской антиклинали и Лено-Анабарской ветви складчатости от Западного Верхоянья до Анабарского залива [5, 11, 13], которые приурочены к Приморской минерагенической зоне (см. рисунок).

Алмазные туфы и туффиты в верхних горизонтах ладинского яруса среднего триаса и в основании карнийского яруса верхнего триаса по своему химическому составу не похожи на кимберлиты или лампроиты известных коренных месторождений алмазов, что, по-видимому, обусловлено расположением подводных каналов в специфическом в структурно-тектоническом отношении регионе и определило своеобразие в них алмазов. Стратиграфическое положение туфов четко не установлено, так как в самих туфах отсутствуют палеонтологические останки, хотя в переотложенных туффитах и туфоконгломератах западной Булкурской антиклинали изобилует раннекарнийская фауна [4]. По перекрывающим и палеонтологически охарактеризованным туфогравелитам можно утверждать, что эти образования раннекарнийские или позднеладинские. Возраст цирконов из туфов и туффитов указывает на две

платформы (см. рисунок и табл. 2, точки наблюдения БДП-3/3 и 1076).

В Анабарском алмазоносном районе из трех обнажений нижнеюрских пород в бассейнах рек Уджа и Куойка геологами ОАО «Нижне-Ленское» В.И.Павловым, С.И.Этигасовым были получены представительные коллекции алмазов, минералов-индикаторов кимберлитов и цирконов. Было установлено, что алмазы и минералы-индикаторы

кимберлитов из базальных горизонтов юрских отложений близки к таковым из туфогенно-осадочных пород карнийского яруса дельты р.Лена [8]. Несмотря на типично осадочную природу базального горизонта нижнеюрских отложений, для которых характерны существенные вариации возрастов датированных цирконов, в точке наблюдения ПП-9 (левые притоки р.Чымара в бассейне р.Уджа) из 8 определений среднее конкордантное значение составило 225 млн.лет, что



Районирование Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции, по С.А.Граханову и др., 2010:

1 — выходы на уровне современного среза алмазоносных пород карнийского яруса; россыпи: 2 — потенциально-промышленные рэтские, 3 — промышленные четвертичные; 4 — находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах: а — низкие содержания, б — высокие и ураганные; 5 — кимберлитовые поля (1 — Анабарское, 2 — Староречинское, 3 — Ары-Мастахское, 4 — Дюкенское, 5 — Биригиндинское, 6 — Куранахское, 7 — Лучаканское, 8 — Западно-Укуитское, 9 — Восточно-Укуитское, 10 — Чомурдахское, 11 — Огонер-Юряхское, 12 — Мерчимденское, 13 — Куойско-Молодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусонское); 6 — Попигайская астроблема; 7 — минерагенические зоны: Д-О — Далдыно-Оленёкская, К — Куонамская, М-П — Молодо-Попигайская, П — Приморская; 8 — алмазоносные районы: I — Приморский, II — Анабарский, III — Куонамский, IV — Нижне-Оленёкский, V — Приленский, VI — Средне-Оленёкский; 9 — точки отбора цирконов

отвечает возрасту второй верхнетриасовой фазе алмазоносных эксплозий Булкурской антиклинали 215—229 млн.лет [7]. В других юрских точках ПП-10 и ПЭ-39, первая из которых расположена вблизи массива Томтор, а вторая — в пределах небольшой удаленности от него, на западном фланге Куойкско-Молодинского поля «забивают» цирконы пород массива: рифейские датировки обязаны щелочным и нефелиновым сиенитам, кембрийские — камафоритам, а средне-позднепалеозойские — породам карбонатитового. Это уверенно подтверждается проведенными датировками цирконов из тела карбонатитовых брекчий, где конкордантные значения ложатся в довольно узкий диапазон 146—152 млн.лет и в среднем составляют $148,7 \pm 2,5$ млн.лет [7]. Такие цирконы надежно диагностируются по своим крупным размерам и окраске. Восточнее эти крупные цирконы фиксируются в россыпях рек Эбелях, Биллях, Маят, но их содержание существенно снижается [7]. Позднетриасовые конкордантные значения возраста цирконов в промышленных россыпях Анабарского алмазоносного района изменяются в довольно узком интервале 226—228 млн.лет [7, 9]. Эти датировки увязываются с ладинско-карнийским тектономагматическим этапом, который ответственен за формирование части кимберлитов Куонамской и Далдыно-Оленёкской минерагенических зон (трубка Малокуонапская — 226 млн.лет) и высокоалмазоносных триасовых туфов Булкурской антиклинали [2, 10]. Учитывая полную идентичность типоморфных особенностей алмазов из промышленных россыпей бассейна р.Анабар и триасовых туфов Булкурской антиклинали, можно сделать вывод о том, что они имели общие коренные источники.

В заключение следует отметить:

1. В результате U-Pb датирования цирконов из высокоалмазоносных туфов и туффитов Булкурской антиклинали и их гальки установлено, что цирконы имеют один возраст. Это подтверждает широкую проявленность позднетриасового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы.
2. Продуктивные туфы являются своеобразным источником алмазов на Сибирской платформе. Данные породы по своему химическому составу не похожи на таковые известных коренных месторождений алмазов [6, 11, 13], что, по-видимому, обусловлено их расположением в специфическом в структурно-тектоническом отношении регионе (окраинная часть платформы) и определило своеобразие в них алмазов преимущественно с легким изотопным составом углерода.
3. Формирование туфов проходило в раннекиммерийский тектономагматический этап в средне-позднетриасовое время в Приморской минерагенической зоне. В это же время происходило внедрение слабоалмазоносных кимберлитовых тел Далдыно-Оленёкской и Куонамской минерагенических зон.

4. Цирконы раннекиммерийского этапа уверенно прослеживаются в более молодых мезозойских и кайнозойских промышленных россыпях Анабарского района [7], где отсутствуют средне-позднепалеозойские спектры цирконов, характерные для коренных месторождений алмазов центральной части Якутии.

5. Для промышленных четвертичных россыпей алмазов и древних промежуточных коллекторов, где впервые появляются алмазы «эбелянского-северного» типа, характерны средне-позднетриасовые возрастные датировки цирконов.

6. Прогнозируется, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено тем, что выброс алмазоносных туфов охватывал значительные площади в ладине и карнии, а затем перерабатывался и перемещался в рэтскую [6] и плинсбахскую [8] трансгрессии.

Авторы статьи благодарят Л.И.Лукьянову, Е.Н.Лепехину и В.И.Павлова за оказанную помощь, участие в дискуссии и полезные советы.

Работа выполнена при поддержке федеральной программы по изучению Арктики и программы Президиума РАН № 27.1. «Фундаментальные основы инновационных технологий прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов для геологических условий С-В и Ю-З Сибирской платформы и оценка прогнозных ресурсов алмазов перспективных районов этих территорий».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Лобанов С.С. Россыпная алмазоносность Сибирской платформы: возрастные уровни и возможные источники питания // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 6. С. 538—542.
2. Брахофгель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984.
3. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
4. Граханов С.А., Зарукин А.О., Бозуи И.Н., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленёкского залива моря Лаптевых // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 53—61.
5. Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 160—170.
6. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная

- геология. 2010. № 5. С. 3—12.
7. *Граханов С.А., Смелов А.П.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56—64.
 8. *Граханов С.А., Смелов А.П., Помазанский Б.С., Егоров К.Н.* Алмазоносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 73—80.
 9. *Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
 10. *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. —Якутск: Изд-во ОАО РИЦ «Офсет», 2010.
 11. *Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П.* и др. Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 193—196.
 12. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. —Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999.
 13. *Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В.* Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленёкского района // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 698—711.
 14. *Селиванова В.В.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. —М., 1991.
 15. *Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С.* Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1162—1178.
 16. *Фролов А.А., Латин А.В., Толстов А.В.* и др. Карбонатиты и кимберлиты. —М.: НИИ-ПРИРОДА, 2005.

Распределение золота и серебра в Дагкесаманском золотополиметаллическом месторождении (Малый Кавказ)

Г.С.ГУСЕЙНОВ (НИИ Минерального сырья при Министерстве экологии и природных ресурсов Азербайджана; 1117Az, г.Баку, ул.Натаван, д.16)

Изучено распределение золота и серебра в различных минеральных ассоциациях, минеральных фракциях основных поздних сульфидных минералов (в сфалерите, галените, халькопирите), а также в рудных зонах (на поверхности и на глубине). Полученные результаты показали, что золото во всех случаях носит подчиненный характер, то есть оно выделялось позднее всех сульфидных минералов, слагающих рудные тела. Результаты опробования показали, что в нижних горизонтах содержание Au и Ag резко уменьшается. Это, по-видимому, объясняется уменьшением на нижних горизонтах содержания полиметаллов (Pb, Zn, Cu), которые являются основными золотосодержащими минералами данного месторождения.

Ключевые слова: золото, рудные тела, минеральная ассоциация.

Гусейнов Гамет Сары оглы, mineral_xammal@mail.ru

Distribution of gold and silver in Dagkesaman gold-polymetallic deposit (Lesser Caucasus)

G.S.GUSEYNOV

The distribution of gold and silver in various mineral associations and mineral fractions, major late sulfide minerals (sphalerite, galena, chalcopyrite) and the ore zones (on the surface and at depth) is studied. The results showed that the gold in all cases is subordinate, that is, it is allocated within all sulphide minerals, which make up the ore body. The results of testing showed that in the lower levels Au and Ag content is sharply reduced. This is, apparently, due to the reduction of polymetallic content (Pb, Zn, Cu) in the lower horizons, which are the main gold-bearing minerals in the field.

Key words: gold, ore bodies, mineral associations.

Дагкесаманское месторождение находится в наложенном прогибе в восточной части Лок-Карабахской структурной зоны Малого Кавказа. В геологическом строении месторождения участвуют сложный комплекс вулканогенно-осадочных и эффузивно-пирокластических пород верхнего мела, вмещающие субвулканические тела альбитофиров, прорванных относительно поздними (докампанскими) телами андезито-дацитов, базальтов и миоплиоценовыми трахириолитами.

В структурном отношении месторождение приурочено к Дагкесаманской антиклинали северо-восточного простирания. Вдоль сводовой полосы названной антиклинали проходят мощные зоны разрывов, которые контролируют размещение золотого и ассоциирующего оруденения полиметаллов, связанных с андезито-дацитовыми субвулканическими телами позднемелового вулканизма. Золотосодержащие рудные тела приурочены к мелким разрывным нарушениям и зонам интенсивной трещиноватости, которые характеризуются наличием гидротермально-измененных вмещающих андезитов и их туфов (рис. 1).

Наиболее крупным разрывным нарушением является Агдам-Ривазлинский разлом, который проходит на расстоянии одного километра к западу от г.Кямангая, далее в осевой части Дагкесаманской антиклинали. На-

ряду с названным разломом в пределах месторождения развита довольно густая сеть разрывных нарушений более низких порядков, представленных сбросами, сбросо-сдвигами, простирающиеся в различных направлениях.

Рудовмещающими структурами служат мощные зоны дробления и трещиноватости, сопровождающие разломы. К разломам приурочены кварцевые, кварц-карбонатные жильные и жильно-штокерковые зоны.

В пределах Дагкесаманского месторождения одноименная антиклиналь и сопряженные с ней разломы являются основными рудоконтролирующими структурами. Вдоль нее развиты гидротермально измененные зоны, изучение которых представляет большой интерес.

Интрузивные субвулканические образования в данном месторождении пользуются значительным распространением и представлены: альбитофирами, андезито-дацитами, риолито-дацитами.

Околорудные изменения выражены главным образом, окварцеванием боковых пород вплоть до переходных во вторичные кварциты, хлоритизацией, серитизацией, лимонитизацией и меньшей степени кальцитизацией.

Рудные тела Дагкесаманского месторождения по морфологии относятся к жильному и прожилково-вкрапленному типам с широко развитыми зонами гид-

ротермально-измененных пород, характеризующихся значительной сульфидной минерализацией и повышенным содержанием золота. Мощность золотоносных зон и жил меняется по простиранию с частными пережимами и раздувами, что придает четковидный характер, причем мощность их с глубиной обычно убывает.

Нередко рудные жилы сопровождаются маломощными и не протяженными опережающими жилами и прожилками. Последние, к которым приурочены кварц-полиметаллические, кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, имеющие сложную и не постоянную морфологию, расположены по обоим залыбандам основных жил под острыми углами. В пределах описываемого месторождения выделяются два типа золотоносных тел — жилы и прожилки золотосульфидного оруденения и гидротермально-измененные зоны с золотом.

Основные рудообразующие минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гематит. Второстепенные минералы — магнетит, самородное золото, сидерит, борнит, рутил. Из жильных минералов — кварц, в незначительном количестве барит и агат. Часто встречаются гипергенные минералы: гётит, гидрогётит, лимонит, ковеллин, малахит, азурит и др.

Руды месторождения характеризуются значительным разнообразием текстурных и структурных особенностей. Так, по характеру распределения минеральных выделений данного месторождения небольшим распространением пользуются массивные, неравномерно вкрапленные, прожилковые, гнездообразные, брекчевидные коррозионные текстуры и зернистые, катакlastические, петельчатые и эмульсионные структуры.

Тщательное изучение минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд позволяет выделить следующие стадии минерализации: кварц-пирит-серицитовую, кварц-галенит-сфалеритовую с золотом, кварц-халькозин-гематитовую и завершающую кварц-карбонатную.

Выявление связи золота с той или иной стадией минерализации играет решающую роль в оценке промышленной значимости различных типов руд. В рудах Дагкесаманского месторождения отмечается тесная парагенетическая связь гипогенного золота со второй стадией минерализации, которая является продуктивной на золото, а также в рудах зоны окисления, которые связаны со вторичными гипергенными процессами.

Для изучения характера распределения золота и серебра в пределах данного месторождения были использованы результаты анализов опробования поверхностных и подземных горных выработок при разведке АзГоском Управлением, а также собственные фактические материалы автора по отдельным типам руд и мономинеральным фракциям основных сульфидных минералов (галенита, сфалерита, халькопирита) и

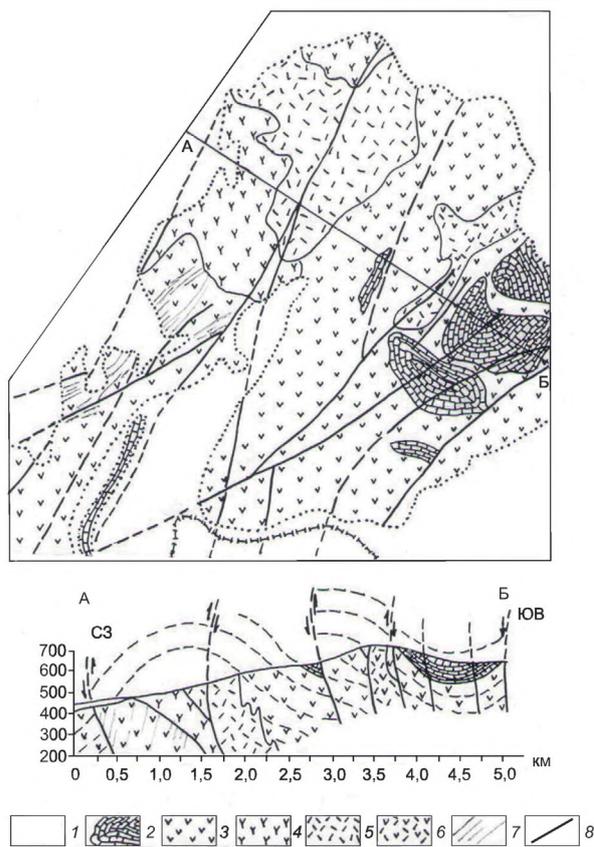


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Дагкесаманского месторождения, по Р.К.Гасанову, 2003:

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки; 3 — вулканогенно-осадочные породы андезитов; 4 — альбитофиры; 5 — риолито-дациты; 6 — андезит-дациты; 7 — гидротермально-измененные зоны с оруденением; 8 — тектонические нарушения; А-Б — линия профиля

кварца.

Как известно [5], в пределах Дагкесаманского месторождения выявлено и изучено около 20 сульфидизированных гидротермально-измененных зон, из которых практический интерес представляют зоны 2 и 4.

На основании результатов опробования установлена, что в зоне 2, сложенной в основном из интенсивно окварцованных, каолинизированных, пиритизированных пород, золото и серебро распределены неравномерно. Содержание (в г/т) золота изменяется от 0,1 до 18,6, в среднем 3,1, а серебра от 5,0 до 22, в среднем 14 (табл. 1). Среди названных пород отмечаются многочисленные золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки и местами наблюдается микроскопически видимое золото (рис. 2).

В зоне 4 концентрация золота, по сравнению с зоной 2, более повышенная. Это, по-видимому, связано с тем, что внутри зоны присутствуют галенит-сфалерит-

халькопиритовые линзы, содержащие золото (рис. 3). Предел содержания (в г/т) золота в зоне 4 составляет 3,2—18,4, в среднем 5,3, а серебра 8,8—31,5, в среднем 17,4 (см. табл. 1).

Следует подчеркнуть, что в пределах данного месторождения, в районе зон 2 и 4 широко развиты зоны окисления, где среднее содержание золота составляет 13,2, а серебра 40,8 г/т. Что же касается нижних частей, то относительного обогащения в них быть не могло вследствие того, что глубина зоны окисления достигает до 20—25 м.

Отмеченные зоны прослеживаются на глубину подземными горными выработками (штольнями 4 и 8, шахтой 1), где в зависимости от гипсометрического уровня содержание благородных (Au, Ag) и цветных (Pb, Zn, Cu) металлов распределено неравномерно. Так, результаты анализов опробования (см. табл.1) при подземных выработках показали, что на горизонте 544 м штольни 4 благородные металлы приурочены,

в основном, к кварцевой жиле с полиметаллическими прожилками, где содержание золота изменяется от 0,5 до 56,1 г/т, среднее 8,3 г/т. Содержание серебра колеблется от 3,5 до 168 г/т, среднее 24,6 г/т (см. табл. 1), а на горизонте 512 штольни 8 по сравнению с горизонтом 544 м более низкие значения. Так, в рудном теле изменяется содержание (в г/т): золота от 0,4—27,0, среднее 3,6, а серебра 1,0—125,5, среднее 14, 8. В шахте среднее содержание золота составляет всего 1,7, а серебра 9,1 г/т (см. табл. 1).

Полученные данные показали, что в нижних горизонтах содержание благородных металлов резко уменьшается. По-видимому, это объясняется уменьшением на нижних горизонтах содержания сульфидных минералов Pb, Zn, Cu (см. табл. 1), которые являются основными золотосодержащими минералами данного месторождения.

Также было изучено содержание и характер распределения золота и серебра в различных типах руд

1. Распределение благородных и цветных металлов на разных гипсометрических уровнях Дагкесаманского месторождения

Гипсометрический уровень, в м	Число проб	Содержание						
		Au, в г/т		Ag, в г/т		Среднее, в %		
		предел	среднее	предел	среднее	Pb	Zn	Cu
Поверхность:								
Зона 2	220	0,1—14,5	3,1	5,0—23,0	11,5	—	—	—
Зона 4	225	3,2—18,4	5,3	8,8—31,5	17,4	—	—	—
Горизонт 544 (штольня 4)	83	0,5—56,1	8,3	3,5—168	24,6	4,5	0,4	0,9
Горизонт 512 (штольня 8)	204	0,4—27,0	3,6	1,0—125	14,8	1,7	2,6	0,2
Горизонт 400 (шахта 1)	646	0,1—4,6	1,7	0,5—17,0	9,1	1,17	2,1	0,1

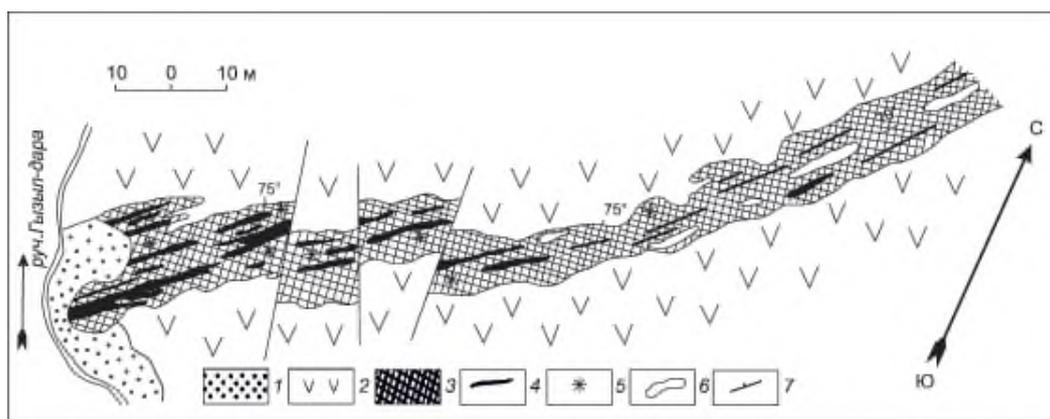


Рис. 2. Зона 2, сложенная гидротермально-измененными породами, по Б.Н.Эфендиеву, 1972:

1 — делювиально-пролювиальные отложения; 2 — андезитовые порфириты; 3 — зона интенсивно гидротермально-измененных (окварцованных, аолинизированных, пиритизированных) пород; 4 — кварцевые жилы и прожилки; 5 — микроскопически видимое золото; 6 — галенит-сфалерит-халькопиритовая линза; 7 — элементы залегания; см. услов. обозн. к рис. 1

и мономинеральных фракциях основных поздних сульфидных минералов — в сфалерите, галените, халькопирите (табл. 2). Как видно из таблицы 2, содержание и характер распределения золота и серебра в каждом типе руд и мономинеральных фракциях различны.

Так, в кварц-пиритовых типах руд содержание золота невысокое 0,1—8,5 г/т, среднее 2,3 г/т, а содержание серебра колеблется от 2,0 до 27 г/т, среднее 16,8 г/т. Высокая концентрация золота отмечается в кварц-галенит-сфалеритовых (с золотом) типах руд, где содержание золота 2,0—36,0 г/т, при среднем содержании 9,6 г/т. В отмеченной минеральной ассоциации концентрация серебра тоже высокая. Предел содержаний его составляет 5,0—35,6 г/т, в среднем 23,2 г/т (см. табл. 2). Если учитывать, что серебро обычно ассоциирует с полиметаллами, тогда полученные результаты можно

считать закономерными.

В кварц-халькозин-гематитовых рудах содержание благородных металлов по сравнению с кварц-галенит-сфалеритовыми рудами невысокое (см. табл. 2).

На основании полученных данных построены гистограммы распределения содержаний золота и серебра в различных типах руд (рис. 4).

Гистограммы распределения золота и серебра в кварц-пиритовых рудах показали, что максимум соответствует интервалам 0,1—0,5 г/т по Au и 5—10 г/т по Ag. Руды с таким содержанием соответственно составляют 34 и 42% (см. рис. 4). В кварц-галенит-сфалеритовой (с золотом) минеральной ассоциации максимум соответствует интервалам 1—5 г/т по Au и 10—20 г/т по Ag. Такие руды соответственно составляют 40 и 45%. Гистограммы распределения золота и серебра в кварц-халькозин-гематитовых типах руд показали, что

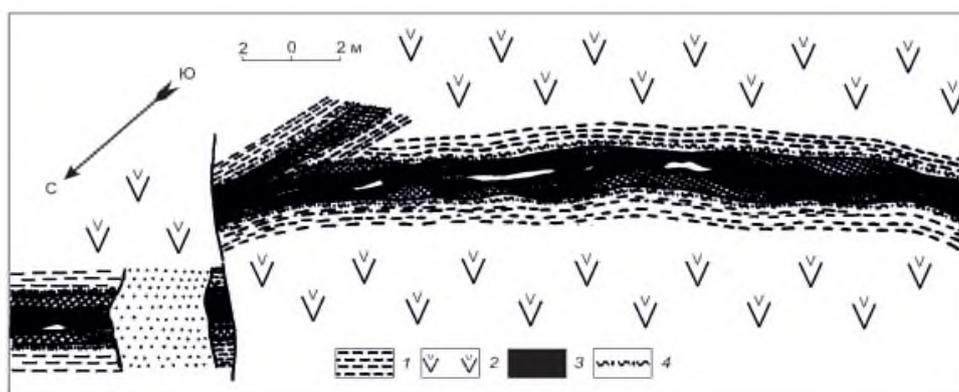


Рис. 3. Зона 4, содержащая золотосульфидное оруденение, по Б.Н.Эфендиеву, 1972:

1 — глина трения; 2 — слабо гидротермально-измененные андезитовые порфиры; 3 — кварцевая жила с золотом повышенной концентрации; 4 — тектонические нарушения; см. услов. обозн. к рис. 2

2. Распределение золота и серебра в различных типах руд и мономинеральных фракциях Дагкесаманского месторождения

Типы руды	Число проб	Содержание, в г/т			
		золота		серебра	
		предел	среднее	предел	среднее
<i>Минеральные ассоциации:</i>					
Кварц-пиритовая	48	0,1—8,5	2,3	2,0—27,0	16,8
Кварц-галенит-сфалеритовая с золотом	92	2,0—36,0	9,6	5,0—35,6	23,2
Кварц-халькозин-гематитовая	65	0,6—11,5	2,4	0,1—8,4	1,6
<i>Мономинералы:</i>					
Сфалерит	84	6,0—24,8	7,2	3,0—26,0	15,7
Галенит	66	0,5—8,2	5,6	5,0—28,6	19,2
Халькопирит	28	0,2—8,6	3,8	0,1—6,8	2,1

максимум соответствует интервалам 0,5—1,0 г/т по Au и 1—2 г/т по Ag. Руды соответственно составляют 35 и 31%.

Как уже отмечалось, продуктивной на золото является кварц-галенит-сфалеритовая (с золотом) минеральная ассоциация, где отмечается широкое колебание золота в поздних сульфидных минералах (сфалерите, галените, частично халькопирите). Как известно, широкое колебание золота в поздних сульфидах обычно отражает наложенный характер процесса накопления и одновременно, косвенно показывает, что оно представлено микровключениями собственных минералов, как это характерно для большинства близповерхностных золотосеребряных месторождений [1]. При микроскопическом изучении аншлифов, изготовленных из кварц-галенит-сфалеритовых руд, установлено, что самородное золото находится или в сфалерите, галените, халькопирите, или в сростании их [3]. Это однозначно подтверждает высокую концентрацию золота в названной минеральной ассоциации и одновременно указывает непосредственно на позднее образование золотого оруденения в данном месторождении.

Морфологические выделения характеризуются преобладанием угловатых, пластинчатых, дендритовидных, жилковидных и губчатых форм, что, очевидно, связано с более поздним выделением золота, чем других рудообразующих минералов, вследствие чего оно вынуждено было приспособиться к существовавшим формам трещин или мелких полостей в интерстициях агрегатов.

Размеры золота изменяются в широких пределах (0,001—0,03, реже 0,2 мм). Пробность золота 800—950 в среднем 830%, соответствующая умеренно высокопробному золоту по классификации Н.В.Петровской [4]. По данным атомно-абсорбционных анализов установлено распределение золота и серебра в мономинеральных фракциях основных сульфидных минералов (сфалерит, галенит, халькопирит). Результаты анализов показали, что в различных мономинеральных фракциях содержание золота и серебра неодинаковое (см. табл. 2). Так в сфалерите и галените концентрация золота более высокая, соответственно среднее содержание его составляет 7,2 и 56 г/т, по сравнению с халькопиритом (3,8 г/т). Высокое содержание серебра отмечается в галените (5,0—28,6, в среднем 19,2 г/т). Полученные результаты отражают наложенный характер процесса накопления благородных металлов и косвенно показывают, что золото и серебро представлены микровключениями собственных минералов [4]. Следует отметить, что присутствие повышенного содержания золота и серебра тесно связано с принадлежностью к определенной минеральной ассоциации и прямо согласуется с повышением содержаний соответствующих элементов в рудах. Поэтому наибольшее содержание золота свойственно сфалериту, галениту и частично

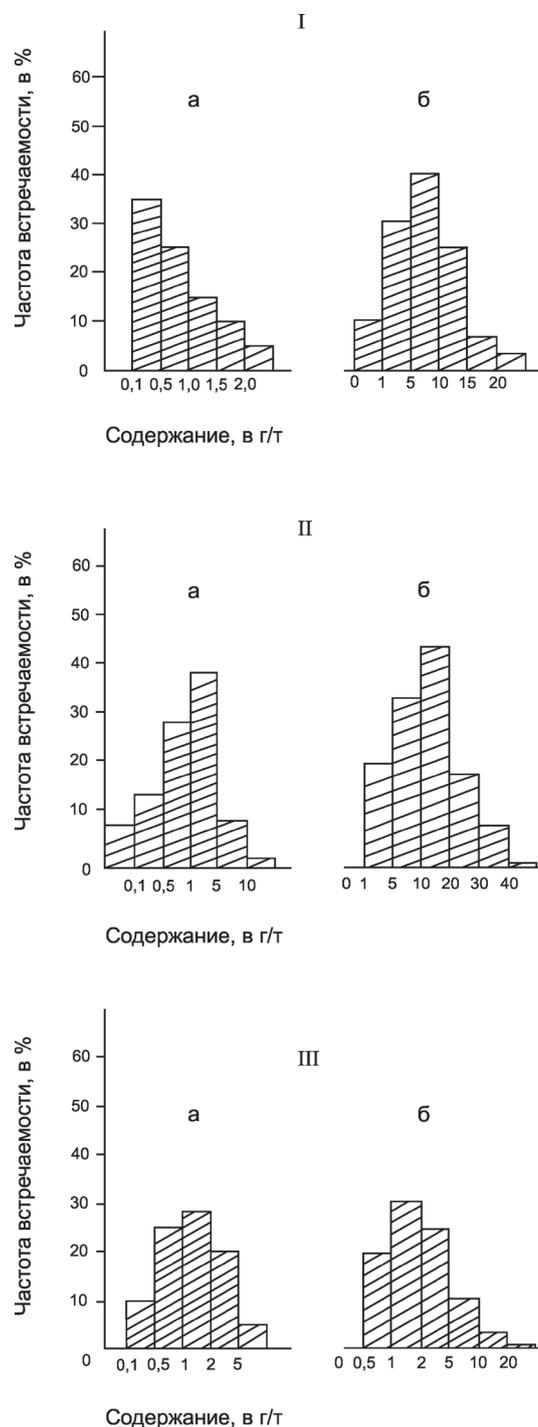


Рис. 4. Гистограммы распределения Au (а), Ag (б) в кварц-пиритовых (I), кварц-галенит-сфалеритовых (II), кварц-халькозин-гематитовых (III) минеральных ассоциациях Дагкесаманского месторождения

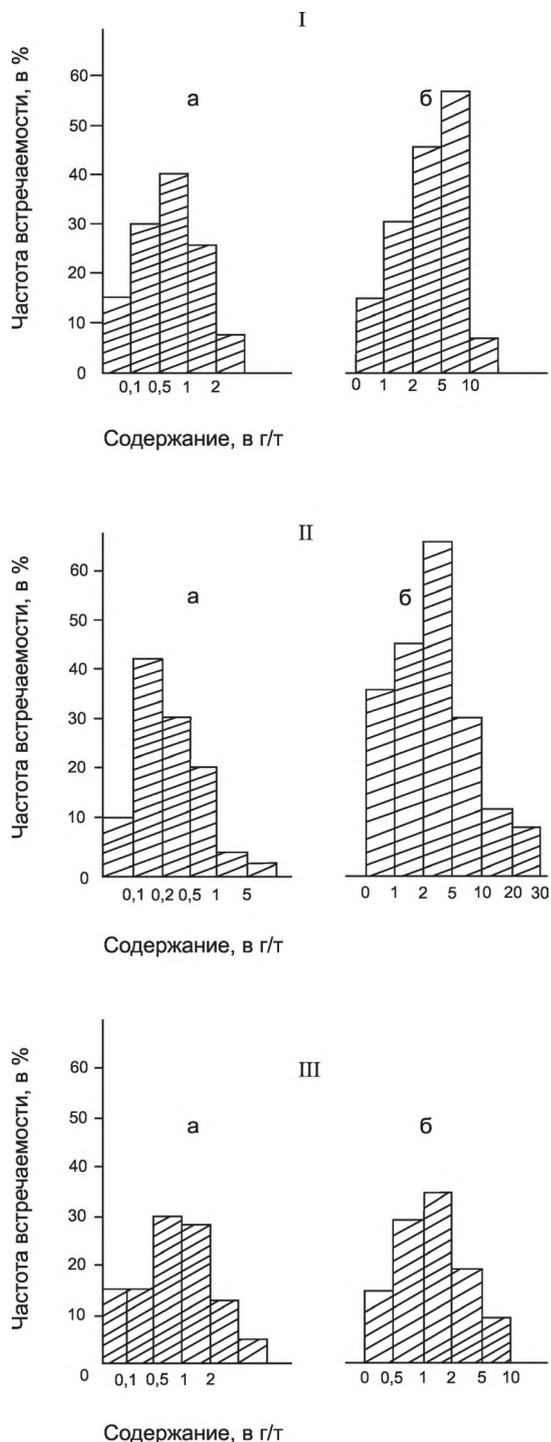


Рис. 5. Гистограммы распределения Au (а) и Ag (б) в сфалерите (I), галените (II) и халькопирите (III)

халькопириту. По данным атомно-абсорбционного анализа построена гистограмма распределений золота и серебра в мономинеральных фракциях поздних сульфидных минералов — сфалерите, галените, халькопирите (рис. 5).

Как видно из рис. 5 на гистограмме в сфалерите отмечаются пики 0,5—1,0 г/т по золоту и 5—10 г/т по серебру, которые соответственно составляют 38 и 52%. На гистограмме класс содержаний золота 0,1—2,0 и серебра 2—5 г/т в галените соответствуют максимуму частоты встречаемости и соответственно составляют 43 и 64%. Гистограмма распределения золота и серебра в халькопирите показала, что максимум соответствует интервалам 0,5—1 г/т по золоту, 1—2 г/т по серебру и соответственно составляют 30 и 34%.

Таким образом, полученные результаты анализов показали, что в кварц-галенит-сфалеритовой (с золотом) минеральной ассоциации отмечается более высокое содержание золота и серебра, которое играет решающую роль в определении промышленного значения данного месторождения. Повышенная концентрация их в основных поздних сульфидных минералах (сфалерит, галенит, халькопирит) также подтверждает вышесказанное. Кроме того установлено, что в глубоких горизонтах (512 и 400 м шахты 1) с уменьшением содержания благородных металлов, уменьшается и содержание цветных металлов (см. табл. 1). Установленные закономерности имеют большое практическое значение для оценки перспектив месторождения на глубину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берман Ю.С., Стружков Ф.Е. Минералогические признаки и закономерности локализации золотосеребряного оруденения // Советская геология. 19875. № 12. С. 125—128.
2. Гасанов Р.К. Дагкесаманское золотополиметаллическое месторождение // Геология Азербайджана. Т. VI. Полезные ископаемые. — Баку, 2003. С. 236—241.
3. Гусейнов Г.С. Типоморфные особенности самородного золота Дагкесаманского месторождения (Малый Кавказ) // Изв. НАНА. Наука о Земле. 2007. № 2. С. 11—17.
4. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
5. Эфендиев Б.Н. Закономерности размещения золота в пределах Дагкесаманского золотополиметаллического месторождения (Малый Кавказ) // АН Азербайджанской ССР. 1972. Т. 28. № 4. С. 26—34.

«Коллизионная» геотектоническая структура земной коры в районе Балтийского щита и геологическая позиция главнейших месторождений

С.В.ВОРОБЬЁВА

Методом ретроспективного анализа автор реконструировала структуру земной коры в районе Балтийского щита и на конкретных примерах охарактеризовала геологическую позицию алмазных, медно-никелевых, золоторудных, колчеданных, медно-полиметаллических, олово-полиметаллических месторождений и аналоговые типы месторождений в глыбовых континентальных областях, переживших в прошлом кардинальную тектоническую перестройку кристаллического фундамента древней коры.

Ключевые слова: геодинамическая обстановка, Балтийский щит, супракрустальные отложения, Беломорско-Лапландская зона, глубинный диапиризм, вулканоплутоны.

Воробьева Светлана Васильевна, vorobjevasv@mail.ru

«Conflict» geotectonic structure of earth crust around Baltic shield and a geological position of the pivotal deposits

S.V.VOROB'YVA

A method of the retrospective analysis the author reconstructed structure of earth crust around the Baltic shield and on concrete examples has described a geological position diamond, coppery-nickel, gold-bearing, iron pyrites, coppery-poly-metallic, tin-polymetallic of deposits and analogue types of deposits in the clumpy continental areas which have worried in the past cardinal tectonic reorganisation of the crystalline base of an ancient Earth crust.

Key words: geodynamic situation, the Baltic shield, superficial deposits, Belomorsko-Lappish zone, deep diapirism, volcanoplutonic plug.

Современную структуру Балтийского щита можно уподобить глыбовым континентальным областям, пережившим в прошлом обстановку «коллизий» — кардинальную тектоническую перестройку кристаллического фундамента древней коры и подстилавшей её в прошлом мантии. Глыбовые перемещения начались в докембрии и продолжались в фанерозое [2]. В современной структуре земной коры между Балтийским щитом и Тиманским горным кряжем обширное пространство занимает Главный прогиб фундамента Русской платформы (рис. 1). Зона этого глубокого прогиба имеет субмеридиональное направление. Контур данного линейного прогиба распознается полосой отложений мезозоя (в основном юры и триаса). Западный склон Главного прогиба плавно сливается с линейным поднятием Скифского вала (рис. 2), который представляет собой эпигерцинское поднятие фундамента. По направлению к югу в профиле Скифского вала находятся глыбовые поднятия Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, разобщенные прогибом Большого Донбасса. Исследователи сопоставляют Скифский вал с крупным «Трансконтинентальным сводом Северной Америки». По-видимому, глыбовые кристаллические массивы Скифского вала, Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежский массив — фрагменты некогда существовавшего континентального свода, который охватывал значительную часть Русской и Северо-

Германской докембрийских платформ. Зона Главного прогиба Русской платформы является границей этого свода и отделяет Волго-Уральскую область «рифейд». Тиманский кряж и Центральный Урал составляют глыбовые сооружения «рифейд».

М.В.Муратов обращает внимание на то, что в западной части Тихого океана с конца рифея стали формироваться гряды островов с многочисленными вулканами, а синхронно погружавшиеся прогибы от рифея до девона заполнялись геосинклинальными толщами, геосинклинальные прогибы возникли в зонах раскалывания и раздвигания глыб созданной к концу рифея коры [14]. В профиле инкратонных зон сформировались островные дуги, которые воз-

на Балтийском щите составляют гранитные породы, гранитогнейсы и мигматиты [7, 12]. Все они никак не могут быть «первозданными породами архея». Шведский геолог П.Холмквист, длительно работавший в Финляндии, выявил среди архея так называемые «палимсестовые структуры» — реликты метаморфизованных смятых в складки слоистых пород, подвергшихся динамодислокации и влиянию высокотемпературных кремнeshелочных гранитизирующих растворов. Наличие «палимсестовых структур» убеждает, что *древние толщи подверглись глубоким метаморфическим преобразованиям в глубинной обстановке, под нагрузкой перекрывавших их ранее более молодых фанерозойских толщ, а затем,*

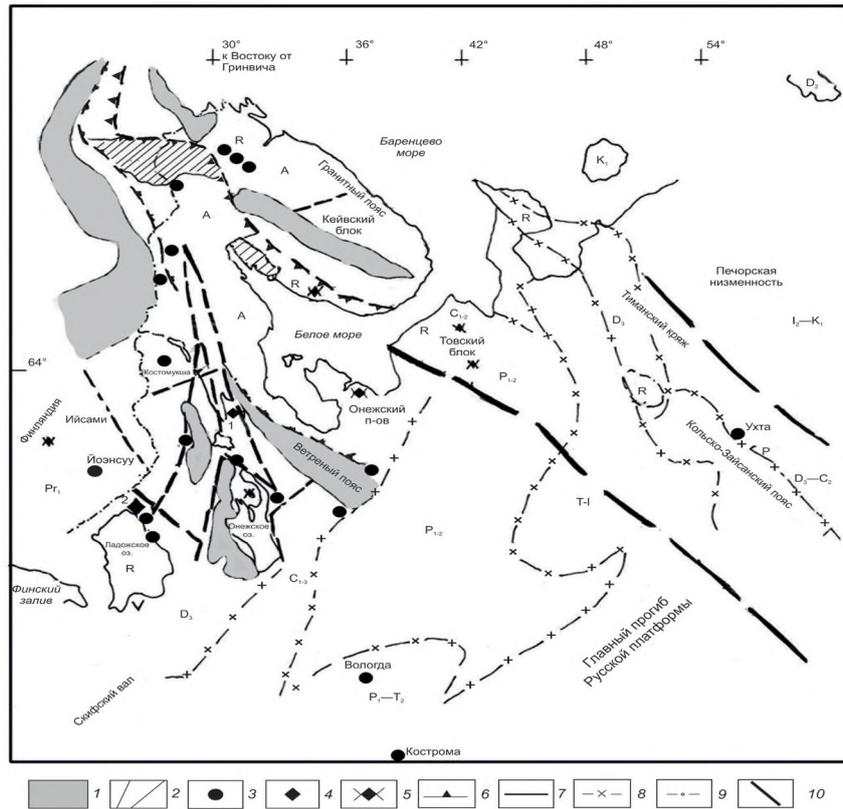


Рис. 1. Схема Балтийского щита и примыкающих районов Русской платформы, составлена С.В.Воробьевой на основе систематизированных опубликованных [1, 5, 7, 12] фактических данных:

1 — расслоенные массивы в профиле глубинных разломов, определяющих борта палеорифтовой долины; 2 — эрозионно-тектонические глыбовые массивы гранулитов; главнейшие рудные поля месторождений: 3 — сульфидных, 4 — колчеданных (1 — Парандово, 2 — Ялонваара); 5 — алмазоносные районы; 6 — границы инкратонной (палеорифтовой зоны); 7 — глубинные разломы; 8 — границы различных структурно-формационных зон; 9 — предполагаемые скрытые разломы, показывающие генеральное направление Кольско-Зайсанского подвижного пояса; 10 — Государственная граница Российской Федерации

никли в результате ориентированного сжатия геосинклинальных прогибов, достигающего 700 км в районах геосинклинальных дуг. С зонами ориентированного сжатия сопряжены структуры растяжения (косые сдвиги). Исходные орогенные своды в зоне островных дуг развивались с глубокой древности и затем были нарушены в осевой части рифтовой зоной, примером служит рифт Семанко на Суматре. Дугообразную форму островных дуг Соллас (1903) и Лаусон (1932) объяснили тем, что плоская поверхность надвига пересекла сферическую поверхность разросшегося древнего орогенного свода. Поверхность пологого надвига становится круче с глубиной и указывает на разное высотное положение глыб расчленившегося надвое ставшего гравитационно неустойчивым орогенного свода.

Формирование орогенных сводов происходило в ходе вулканоплутонической деятельности. Древние своды сформировались в докембрии. Древний фундамент служил преградой для развития вулканоплутонической деятельности, которая стала развиваться в обрамлении орогенных сводов. Э.О.Деллес отнес

кристаллический фундамент в основании вулканоплутоников к особой группе кристаллических пород, назвав их «non igness rock», то есть «изверженные породы, образовавшиеся не из расплавов». Разрастание кристаллического фундамента «огнедышащих гор» вызвано дегазацией мантии и низов коры. Согласно Клоосу и Ритману, районы вулканоплутоников пространственно связаны с континентальными сооружениями. Генеральная перестройка гетерогенного по составу кристаллического основания произошла в конце палеозоя и в мезозое, в связи с динамическим расширением дна современных впадин Мирового океана [14].

Около 80 % площади кристаллических массивов **были вытеснены в верхние зоны и обнажились в связи с размывом перекрывавших их ранее толщ**. Постепенные переходы между кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами указывают на существование в прошлом локальных термоаномальных «центров». Этими «центрами» являлись вулканоплутониты «огнедышащих гор». Древние орогены распознаются в виде гранитных областей. О.Татл, П.Вилли, Х.Винклер, Х.Платен,

И.Лейси в 1950—1960 гг. однозначно показали, что легкоплавкий гранитный расплав может образоваться за счет глубоко метаморфизованных докембрийских пород, состав которых близок к составу гранитов. Английский ученый Чарльз Лайель, считавший гранитные области проводниками термальных потоков, исходящих из глубины земных недр, полагал, что деятельность Земли продолжается непрерывно, поток горячих газов, исходящих из внутренних ее частей, проникает в осадочные породы, вызывая их преобразование, и на месте легкоплавких участков могут образоваться граниты.

Ядро Балтийского щита составляет разросшееся в ходе гранитообразования сводовое поднятие (см. рис. 2), возникшее как фрагмент более древнего свода. В контуре этого локализованного поднятия наиболее древние на Земле архейские граниты образовались путем «сплавления» обломочных осадков [7]. Древний «сиаль» — это итог разрушения первозданных гор, подобных лунным габбро-анортозитам. Радиологический возраст лунных габбро-анортозитов около 4,5 млрд.лет. На Луне габбро-анортозиты остались неизменными, а на Земле они прошли длительную магматическую и метаморфическую дифференциацию и подверглись влиянию гранитизации. На Земле разрушение «анортози-

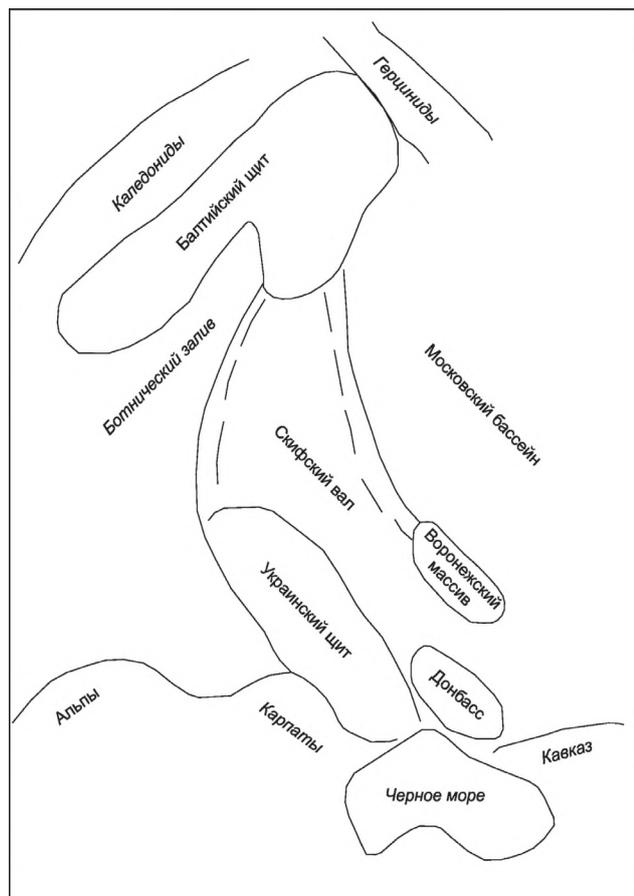


Рис. 2. Схема примыкающих тектонических структур современной земной коры в районе Скифского вала

товых материков» происходило под влиянием мощной дегазации мантии, в безводной обстановке.

Образование древних гранитов в архее логично сопоставить с периодом рождения нашего Солнца, возраст которого около 4,5—5 млрд.лет. Планеты земной группы — это остатки досолнечной планетной системы [3]. Но Земля существовала до Солнца и с его рождением началась геологическая история Земли и преобразование первозданного фундамента, который практически не сохранился. Сверхмощные термоядерные очаги в недрах Земли и породили «огнедышащие горы», которые явились центрами архейского гранитообразования. Процесс формирования докембрийского фундамента, по-видимому, длился намного дольше, чем послекембрийская история.

В районах «огнедышащих гор» в ходе вулканоплутонизма и началась дифференциация габбро-анортозитов, возраст которых укладывается в огромный отрезок геологического времени, но не поднимается выше отложений рифея. В фанерозое в обрамлении первичных орогенных поднятий развивались геосинклинальные прогибы, а затем в профиле этих прогибов образовались складчатые пояса, в контуре которых и возникли современные горы, названные В.А.Обручевым «возрожденными горами». Наиболее крупные горные вершины образованы гранитами и гнейсомигматитами.

Система сводо-горстовых поднятий и сопряженных с ними линейных прогибов определяет размещение алмазонасных трубок Архангельской алмазонасной провинции [16, 18]. Наиболее крупным является Товский горстовый выступ, динамический рост которого подтверждается наличием механической примеси алмазов в морских отложениях каменноугольного времени. Находки алмазов на шельфе указывают на размыв сводово-глыбовых поднятий — «рифейд», прекративших свой динамический рост.

О локализованном и неравномерном росте ядра сводо-горстового Товского поднятия свидетельствуют частично перекрывающие его отложения. Со стороны Балтийского щита Товское поднятие обрамляют отложения венда, со стороны побережья Баренцева моря — отложения раннего-среднего карбона, а со стороны Русской платформы — отложения перми. Следовательно, динамический рост асимметричных поднятий и синхронное погружение прогибов фундамента свидетельствуют о длительном «мобилизованном» состоянии «тектоносферы» в районе Балтийского щита, что указывает на развитие термоградиентных полей в контуре «рифейд». Развитие локализованных термоаномалий повлекло крупномасштабные глыбовые перестройки, сопровождавшиеся взбросо-надвидами и сбросо-сдвигами. Зоны протяженных глубинных разломов определили глыбово-блоковое строение кристаллического фундамента современной земной коры, имеющей «мозаичное» строение.

На Балтийском щите зона Главного Лапландского

разлома рассматривается геологами в качестве перспективного района для выявления алмазоносных «флюидизитов» уральского типа, поскольку в профиле этого глубинного разлома находятся алмазопоявления Кандалакшского залива Белого моря, Заонежский полуостров в Карелии и лампроитовый район Костомукши.

О «мобилизации» древнего фундамента Балтийского щита свидетельствуют факты присутствия в глубокометаморфизованных докембрийских породах «бесструктурных цирконов» (с примесями урана, тория, а также редких и редкоземельных элементов). Это указывает на высокую проницаемость тектонически мобилизованного кристаллического фундамента для поступающих из глубинного магматического очага ювенильных газовой-жидких растворов.

Наиболее напряженная геотектоническая обстановка создалась в профиле Беломорско-Лапландской структурно-формационной зоны Балтийского щита [13]. В финской Лапландии надвиговая толща «каледонид» скандинавского орогенного пояса достигает территории северо-западной части Финляндии и прослеживается в виде горных цепей с крутыми склонами, в основании которых распознаются пологозалегающие слабометаморфизованные нижнекембрийские конгломераты и глинистые сланцы с окаменелостями. Это указывает на сопротивление крупной кратонной глыбы развивающемуся альпийскому надвиговому тектоническому покрову. Кембро-силурийские отложения затоплены в Балтийском море, и в виде глыб прослеживаются вдоль южной части Ботнического залива — «балтийский мел» [7]. По мере продвижения в сторону Северной Европы кембро-силурийские отложения и древние породы фундамента покрываются все более молодыми морскими и континентальными отложениями. В глыбовых выступах «докембрия» зияющие трещины заполнены карманами глины и песка, накопившимися в обстановке пологой шельфовой отмели.

Мощные песчано-глинистые и карбонатные толщи кембро-силура — характерные отложения геосинклинальных прогибов, закладывавшихся на переработанном до наступления рифея первозданном мафическом основании.

«Беломориды» — это чешуйчато-надвиговые аллохтонные поднятия. Своды сжатых горст-антиклинальных поднятий осложнены продольными крутыми сбросами. Контролирующие эти сбросы разломы имеют глубокое заложение в фундаменте. Сложная глыбовая складчатость вызвана обособлением пологих поднятий фундамента и отслоениями раннепротерозойских пород, особенно активными в слое резко выклинивающихся карбонатных толщ.

«Беломориды» обособились в связи с оживлением глубинных разломов в профиле древней инкратонной зоны, подобной Красноморской впадине. Палеорифтовая зона (см. рис. 1) распознается разветвлением глубинных

разломов в северо-западном, субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Подобное разветвление глубинных разломов характерно для рифтовой зоны Рейнского грабена. «Беломориды» составляют фундамент аллохтонных эрозионно-тектонических поднятий кристаллического фундамента в зоне Восточно-Уральского поднятия. Это динамически вытесненные фрагменты орогенных сооружений герцинской эпохи тектогенеза.

Геодинамическая обстановка в районе Балтийского щита подтверждается внедрением высокотемпературных высокомагнезиальных расплавов, которые выносили обломки тугоплавких «пиролитов». Ультраосновные расплавы проникали в жерловины древних вулканов, и с обломками «пиролита» в эти жерловины поступали алмазы. Приуроченность алмазоносных трубок к континентальным сводам указывает на процесс активного преобразования коры и мантии в контуре прежних «огнедышащих гор».

Кристаллические породы на Балтийском щите максимально приближены к поверхности. В недавнем прошлом большие массивы обнажившейся кристаллической коры были затоплены морем, так как на Кольском полуострове морские отложения, сопоставляемые с современными морскими осадками, залегают на абсолютных отметках до 250 м над уровнем моря.

На Балтийском щите среди кристаллических массивов архея отложения раннепротерозойских «надгоризонтов» накапливались только в контуре инкратонной долины, а в ее бортах действовали вулканоплутоны. Свое название супракрустальные «надгоризонты» получили от названий древних племен, населявших Фенноскандию. Возраст этих «надгоризонтов» определен по возрасту перекрываемого ими кристаллического основания Фенноскандинавского массива, переработанного в районах «огнедышащих гор», где сформировались обширные гранитные области. В контуре инкратонной зоны гранитоидные породы образовались в ходе вулканоплутонизма. Возраст габбро-норитов, подстилающих «сумий», оценивается в 2,5 млрд. лет. Нижней границей «сариолия» является горизонт «сариолийских конгломератов», которые перекрывают габбро-нориты возрастом около 2,43 млрд. лет. Накопление «ятулия» происходило в условиях все более углубляющегося эрозионного среза пассивных тектонических глыб, служивших плечами расширявшейся и погружавшейся палеорифтовой долины (поэтому возраст механической примеси «детритового циркона» в отложениях «ятулия» изменяется в довольно широких временных рамках).

Финский исследователь K.Laajoki [19] для характеристики раннепротерозойских супракрустальных отложений применил тектонофациальный анализ и выяснил, что черные сланцы «людиковия» указывают на подводную обстановку накопления богатых органическим веществом илов, а сероцветные и красноцветные алевролиты и кварцито-песчаники «вепсия» фиксиру-

ют прежнее положение континентального склона. Граувакковые песчаники «калевия» с признаками градационной сортировки отмечают деятельность мутьевых потоков, переносивших обломочный материал по континентальному склону. Терригенно-карбонатные отложения «ятулия» накапливались в контуре инкратонных зон древнего сильно засоленного инкратонного первичного бассейна седиментации. Суйсарская свита «калевия» находится гипсометрически выше и перекрывает покров высокомагнезиальных пикрит-базальтовых лав, в связи с обстановкой взбросо-надвиговых перемещений асимметричных горст-антиклинальных поднятий. В более древних, чем «суйсарские», супракрустальных породах заонежской свиты «людиковия» выделяется горизонт щелочных андезитобазальтов, который маркирует нижнюю границу ятулия. Так как этот горизонт прослеживается среди гравелитов, песчаников и алевролитов, следовательно, и он находится в тектонически нарушенном залегании.

В профиле палеорифтовой долины кристаллическое основание длительно находилось в динамическом состоянии, поскольку отложения «сумия» и «сариолия» включают мафит-ультрамафиты. Таким образом, в период развития «коллизийной» обстановки крупномасштабных перемещений глыб «зрелого» фундамента инкратонная зона палеорифтовой долины явилась каналом для внедрения «мантийного диапира».

Проводниками внутренней энергии Земли явились породы, сформировавшиеся в процессе вулканоплутонизма. Свою кристаллическую структуру плутонические породы приобретают именно в глубинной обстановке. Граниты являются составными частями плутонов. Молодые посторогенные граниты внедрились в верхние гипсометрические уровни путем проплавления и обрушения пород, залегающих в их кровле. В Мурманском гранитном поясе гранитизации и мигматизации подверглись архейско-раннепалеозойские породы. Так как большие массивы гранитизированной древней коры оказались затопленными в Северном Ледовитом океане, логично увязать кардинальную перестройку кристаллического фундамента Балтийского щита с периодом обособления континентальных глыбовых областей при синхронном погружении океанических впадин. Гранит-зеленокаменные области прослеживаются и в районах современных островных дуг, представляющих собой фрагменты расчленившихся древних орогенных поднятий, вытесненные в верхние уровни в обстановке коллизий. Гирлянды островных дуг сопряжены с грабенообразными глубоководными впадинами, которые служат для диссипации глубинных тепловых потоков. В районах островных дуг и происходят наиболее крупномасштабные вертикальные и горизонтальные перемещения, вызванные динамическим вторжением упруго-вязкого коро-мантийного астенолита.

Поля сложных и длительно развивавшихся физико-меха-

нических деформаций раннепалеозойских пород в профиле Лапландско-Беломорского подвижного пояса

сформировались под нагрузкой перекрывавших их в прошлом активных тектонических глыб. В.Рамсей сопоставил глыбы докарельского кристаллического фундамента с гуронскими сооружениями Канадского щита. П.Эскола указал, что карельская формация отделена от докарельского кристаллического фундамента «эпохой диастрофизма».

Финский исследователь П.Эскола в 1930-е годы объединил «супракрустальные породы», обрамляющие локализованные «гнейсовые овалы» (инфраструктуру), в единую карельскую формацию. Длительные деформации пород «карелия» связаны с вторжением мантийного диапирового клина, который расклинивал глыбы докарельского переработанного фундамента. Поэтому отмечается факт тектонической перемешанности пород «ятулия» с породами, характерными для «калевия» и «людиковия».

Наиболее глубинную часть «ядра» Балтийского щита представляет Кольский тектонический блок с гранулитогнейсовым составом кристаллического фундамента. Породы гранулитогнейсового фундамента тектонически перемешаны с литопластинами сжатых парагнейсов и гнейсированных и гранитизированных габбро-анортозитов.

Голландский геолог Л.У. де Ситтер, работавший в районах «глыбовых областей» в Америке и в Северной Африке, выяснил, что *все глыбовые области и особенно крупные рифтовые долины являются относительно молодыми или омоложенными структурами, а геоморфологическое выражение этих областей обусловлено главным образом наиболее поздними тектоническими движениями.* Эмпирическим путем Л.У. де Ситтер установил, что в континентальных областях с глыбовым строением кристаллического фундамента, ведущим механизмом складкообразования является концентрическая складчатость, как результат *упругой деформации большинства жестких пород кристаллического фундамента, а другие типы складок являются производными от основного центра.* Отрыв *гранитного ядра* в «концентрах» происходит при снижении лито- и гидростатической нагрузки, поскольку наиболее глубинный гранулитобазитовый слой в основании *гранитного ядра*, связанный прочно с наиболее глубинными зонами мантии, не способен к деформации сжатия и изгиба.

Зеленокаменные породы «лопия» на Балтийском щите фиксируют систему глубоководных рвов в профиле палеорифтовой долины, служивших для диссипации глубинных тепловых потоков в период «коллизийной обстановки». По-существу, зеленокаменные породы «лопия» фиксируют наиболее проницаемые межблоковые швы. В контуре диапирового роста «гнейсовых овалов» зеленокаменные породы вовлечены в процесс сложных деформаций.

«Концентры» термоградиентных полей фиксируются на космоснимках в виде «кольцевых структур». Эти «концентры» возникли вследствие вертикального радиального напряжения, создаваемого давлением столба разросшегося в результате коромантийного взаимодействия свода-горстового поднятия. «Концентры» термоградиентных полей выявлены на Балтийском щите, Урале, территории Рудного Алтая, Алданском щите, Южной Камчатке, в Центральном и Восточном Казахстане. Цепи алмазоносных трубок в районе Турьего мыса контролируют дугообразные разломы, связанные с такими «концентрами». Структуры «концентров» являются гравитационно неустойчивыми, так как оказывают очень большую статическую нагрузку на мантию. В контуре «основного центра» при резком снижении лито- и гидростатической нагрузки неизбежно начинается «глубинный диапиризм».

Финский геолог Х.Вяюрюнен указал, что сателлитами тектонически пассивных кратонных глыб являются асимметричные валлообразные горст-антиклинальные поднятия, которые находятся в профиле Лапландско-Беломорского пояса. Согласно геофизическим данным зона этого пояса находится в профиле протяженной полосы Кольско-Зайсанского пояса [1] глубинных разломов, который пересекается с Уралом. В профиле Кольско-Зайсанского пояса находится Полиметаллический пояс Рудного Алтая. Ядро Рудного Алтая составляет разделенный на глыбы Алейский расслоенный плутон, сопоставимый с расчленившимся на глыбы Мурманским расслоенным плутоном.

Объяснение тектонической пассивности и активности участков фундамента земной коры и подстилающей его верхней мантии, опираясь на выводы Т.Х.Грина и А.Э.Рингвуда [8], следует искать в существовании длительно развивавшихся термоаномальных «концентров» — центров длительной магматической активности. Пассивность и активность глыб переработанного древнего кристаллического основания архея [7] всецело определяется достигнутым в разных гипсометрических зонах земной коры и мантии режимом давлений и температур [8, 9].

У основания орогенных поднятий, созданных в контуре наиболее древних кристаллических массивов, подвергшихся в глубинных условиях процессам мигматизации и гранитизации, геотермический градиент значительно ниже допустимого температурного предела. Это обстоятельство неизбежно приводит к крупномасштабным перестройкам и создает обстановку «коллизий», вызванную силами гравитационной тектоники.

В Заонежье — итог глубинного диапиризма — вытягивание шунгитизированных пород заонежской свиты «людиковия» в виде караваяобразных поднятий [10]. Поскольку имеются сообщения о находках фауны каменноугольного возраста в шунгитовых карьерах Заонежского прогиба, то шунгитизации подверглись не только раннепротерозойские отложения,

но и более молодые морские отложения, перекрывшие затопленную морем инкратонную долину. Затем древние породы обособились в виде локальных поднятий. Процессы шунгитизации преобразили исходные породы и совершенно изменили их облик. Мощность шунгитизированных вулканогенно-осадочных пород закономерно нарастает от борта Онежского прогиба, в район озер Сундозеро и Сандал и достигает наибольшей мощности в районе Заонежского полуострова. На Заонежском полуострове повторение одних и тех же литологических разностей в контуре «ятулия» и «людиковия» — указатель «удвоения» разреза за счет чешуйчатых взбросо-надвигов. В последствии тектонически ослабленные зоны явились благоприятными для внедрения габбро-долеритов.

В разрезе заонежской свиты «людиковия» преобладают лавовые потоки metabазальтов, испытавших зеленокаменное перерождение. Извержение базальтов происходит лишь при низких давлениях. Это стало известно после опубликования Йодером и Тилли систематизированных ими материалов после экспериментальных опытов Бойда и Ингланда [8]. Учитывая наличие глыбовых выступов гранулитов низкого давления в районе Кольского полуострова и Северной Карелии и выходов эклогитов в районе Беломорья, при наличии извержений базальтоидных пород, можно считать, что в прошлом этот район представлял собой тектонически активную окраину древнего континента. Извержения базальтоидов и кислых пород могли происходить только при глыбовом состоянии нижнего кристаллического фундамента, оказавшегося проницаемым для вторжения долеритов — трапповых интрузий, которые указывают на финал вулканоплутонизма и переход к анарогенной обстановке максимального углубления магматических очагов в мантию [2].

Максимальное углубление магматических очагов в мантию, происходившее в обстановке глыбового состояния «зрелого» кристаллического фундамента, доказывалось извержениями высокомагнезиальных базальтоидных расплавов, которые зарождаются в мантии на глубине 40—60 км и накапливаются в промежуточных камерах «зрелой» коры с глыбовым строением кристаллического фундамента. Кристаллизация и расслоение этих пород в термоградиентном поле происходит на глубине 2—5 км. Такая обстановка характерна для щитовых вулканов Гавайских островов, имеющих в основании «зрелый» фундамент.

В районе Лапландско-Беломорского пояса крупномасштабные глыбовые движения «зрелого» фундамента глубоко метаморфизованной и гранитизированной земной коры континентального типа и подстилавшей ее в прошлом переработанной нижней мантии прямо доказываются динамическим вытеснением пород низов коры и переработанной мантии — эклогитов, гранулитов, габбро-перидотитов.

На Заонежском полуострове, в контуре более

молодой, чем заонежская свита, суйсарской свиты «людиковия» проявлены следы мощной газо-взрывной деятельности. Среди суйсарских образований выделяются агломераты, туфы и туффиты трахибазальтов, свидетельствующие о завершающем этапе вулканоплутонизма. Следовательно, в прошлом в этом районе существовали островные поднятия, подобные вулканогенным горст-антиклиналям в колчеданосных районах Урала и Рудного Алтая.

На уровне отложений суйсарской свиты выделяются тела перидотитов и габбро-пироксенитов, залегающие не только на уровне «людиковия», но и на более низком стратиграфическом уровне «сумия». Следовательно, тела основных и ультраосновных горных пород — это динамически вытесненные протрузии — тугоплавкие остатки после отделения более легкоплавких расплавов [8]. Вытеснение глыбовых массивов происходило по мере снижения лито- и гидростатической нагрузки, то есть по мере роста орогенных поднятий.

На юге Карелии в составе Бураковско-Анагозерского расслоенного массива перидотиты и пироксениты ассоциируют с хромитоносными норитами, а также с габбро, габбро-норитами и дунитами. С донной частью указанного расслоенного кристаллического массива связано хромитовое оруденение. Главный хромитовый горизонт залегают в кровле перидотитового слоя. Бураковско-Анагозерский массив подчинен северо-восточному направлению и протягивается на 50 км при ширине до 17 км. Его возраст по радиологии близок 2,3 млрд. лет. Хромитовому оруденению сопутствуют концентрации золота и минералов платиновой группы.

Пространственная ассоциация основных и ультраосновных пород Бураковско-Анагозерского массива с кристаллическими породами Водлозерского тектонического блока, где картируются мигматизированные породы «саамия», соответствующие по возрасту «архею», — прямое доказательство глыбового строения кристаллического фундамента, подвергшегося динамической деструкции. В строении Водлозерского тектонического блока участвуют гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, ассоциирующие с гранат-биотитовыми, ставролит-гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, радиогенный возраст которых отвечает позднему архею, «лопию», сформировавшимися в геодинамической обстановке островодужных поднятий, существовавших в районе Беломорья. Подобные «нижнекоровые» гнейсово-сланцевые комплексы характерны и для глыбовых континентальных областей, и для метаморфических поясов в районах островных дуг. Таковы комплексы Восточно-Уральского поднятия, Восточного Забайкалья, Горного Алтая, Восточного Саяна, Тувы, Восточного Верхоянья, Сахалина. Совпадение гранитоидного магматизма и высокоградиентного метаморфизма весьма характерно для «сооружений гренвилльской орогении». Высокоградиентный метамор-

физм — указатель коллизионной обстановки, которая неизбежно создается в районах с утолщенной зрелой корой, когда в низах разрушаемого кристаллического основания в промежуточных камерах начинают скапливаться глубинные высокомагнезиальные расплавы [8].

Собирательное название архей шведские и финские геологи применили для обозначения глубокометаморфизованных и гранитизированных наиболее древних горных пород. К архею принято относить кристаллические породы с возрастом исходного субстрата от 4 до 2,5 млрд. лет. Следует различать магматические и глубокометаморфизованные породы. Они перекрываются *супракрупными отложениями*, разделенными между собой на *надгоризонты*. Поверхностные отложения постепенно перекрывали *деструктивный комплекс нижнего переработанного кристаллического фундамента*.

Согласно геолого-геофизическим данным, в контуре обширных гранитных областей архея глубинный тепловой поток снижен, а сейсмические волны уже не обнаруживают скачкообразных изменений своей скорости, отражающих резкие фазовые переходы в коре и мантии. В районах с мощным гранитным слоем на щитах процессы перерождения кристаллического фундамента и подстилавшей его мантии прекратились. Существование в прошлом термоаномальных колонн доказывает наличие *плюмового плавления гетерогенной верхней мантии с признаками контаминации коровым веществом* [5]. Основная причина частичного плавления вещества мантии — гравитационная неустойчивость в *слое пониженных скоростей* [8].

На территории Швеции и Финляндии среди супракрупных отложений наиболее древним, типичным для шведской территории Балтийского щита, является свионийский надгоризонт. Породы этого надгоризонта представляют собой перекристаллизованные и реоморфизованные кислые вулканогенные породы, накопившиеся в условиях древней безводной обстановки. Среди свионийских пород наиболее типичными породами являются плотные полосчатые гнейсового облика равномернозернистые породы с тонкой структурой пепловых частиц — *лептиты*. В ходе процессов ультраметаморфизма и гранитообразования за счет лептитов образовались кварцевые *порфиры с порфиоровыми вкрапленниками высокотемпературного дитирамидального кварца*. Эти вкрапленники были корродированы в ходе повторного сухого плавления кварцевых порфиров, широко развитых в колчеданосных провинциях Урала и Рудного Алтая и представляют собой реоморфизованные тела, вторгшиеся в уходящие на большую глубину жерловые каналы древних вулканов. С кварцевыми порфирами тесно ассоциируют метаморфизованные в динамической обстановке дифференциаты древнего базальтового слоя — *диабазы, спилиты, кератофиры, ортофиры, сопоставляемые с*

тихоокеанским штаммом вулканогенных пород. Кварцевые порфиры, подвергшиеся влиянию сильных термальных потоков и повторному сухому плавлению, известны в колчеданосных районах Рудного Алтая.

Крайне напряженная геодинамическая обстановка в районе Балтийского щита отражает длительный процесс кардинальной перестройки фундамента земной коры. Можно считать, что гранит-зеленокаменные области, сопровождаемые гранулитовыми ареалами — это итог интеграции многообразных геодинамических режимов и обстановок протерозоя и фанерозоя [5]. В завершающую анорогенную стадию [2] под воздействием локализованных термоградиентных полей происходил динамический рост купольно-сводовых поднятий и синхронное оседание линейных прогибов в контуре свода-горстовых поднятий «риффея». Подъем «пиролита» происходит путем обрушения стенок подводящих каналов, которыми служат трубки газовых взрывов, или вдоль расширяющихся зон глубинных разломов, где возникают раздвиги.

Наиболее крупные золоторудные объекты Карелии и Финляндии находятся в профиле гранит-зеленокаменного пояса Ялонваара-Хатту-Иломанси и были сформированы в геодинамической коллизионной обстановке.

На территории гранит-зеленокаменного пояса в Карелии межблоковые швы определяют позицию золотополиметаллических объектов жильного и колчеданного типов (Лобаш, Парандово, Ялонваара, Хауттаваара) на уровне гипабиссальной зоны многофазных кристаллических массивов, в строении которых принимают участие диориты, гранодиориты-порфиры, лейкократовые микроклинсодержащие порфиновые граниты. Порфировидные граниты на территории Северного Приладожья прослеживаются в виде более легкоплавких обособлений среди глиноземистых плагиогнейсов.

Профиль инкратонной зоны Лапландско-Беломорского пояса трассируют расслоенные интрузии, связанные с системой протяженных оживленных глубинных разломов сдвига-раздвигового типа (см. рис. 1). Раздвиги намечаются в зоне Суоярви-Медвежьегорск-Варандозеро, Кивач-Сямозеро и субпараллельны Онежскому направлению палеорифта. Породы Беломорского комплекса собраны в сложную систему антиклинорных и синклинорных сооружений, имеющих генеральное северо-западное направление. Наиболее крупный Енско-Лоухский синклинорный прогиб северо-западного простирания сопряжен с Ковдорско-Керетским и Кандалакшским антиклинорными поднятиями. Эти наиболее крупные структуры осложнены синклинальными и горст-антиклинальными структурами.

На территории Северной Карелии и Кольского полуострова слюдоносные пегматиты связаны с обнажившимся ядром Енско-Лоухской структуры. Северо-восточное крыло этой опрокинутой структуры создает видимость моноклиального залегания с пре-

имущественным падением гнейсов на северо-восток. Вмещающими породами для слюдоносных пегматитов являются дистенсодержащие гранато-биотитовые гнейсы, инъецированные кварц-полевошпатовыми жилами. Ослюденение пегматитовых жил носит гнездовый характер и наблюдается в пространственной близости с плагио-микроклиновыми гранитами, и лишь для части жил устанавливается связь с порфировидными микроклиновыми гранитами. О глубинных процессах свидетельствуют тектонические сотрясения до 3—4 баллов, зафиксированные в недавнее время в пос. Калевала. Сотрясения земной коры проявились зимой вдоль озера и сопровождались звуками, похожими на ружейные выстрелы, которые, по-видимому, были вызваны треском льда под выхлопами встревоженной на дне озера воды.

В восточном борту Онежского прогиба отмечаются перегибы и удвоение мощности супракристалльных отложений «карельской формации» путем перегибов и тектонического перемещения разновозрастных пород, в результате оживления тектонических движений. Наиболее напряженная тектоническая обстановка создавалась в контуре Бураковского расслоенного габбро-норитового массива.

Месторождения и проявления медно-никелевых сульфидных руд развиты и в пределах Кольского полуострова, и на территории гранит-зеленокаменной области Финляндии и Карелии [12]. В строении рудоносных массивов участвуют габбро-нориты, оливковые габбро, оливиниты. Выходы этих пород ориентированы в профиле оживленных разломов палеорифтовой долины. Массивы основных и ультраосновных пород формировались по мере отделения базальтоидных расплавов на большой глубине и дифференцировались в промежуточных камерах под влиянием термоградиентных потоков и сил гравитации. Никеленосные расслоенные интрузии контролируются полями складчато-разрывных тектонических нарушений.

На территории Карелии и Финляндии золотополисульфидное оруденение сопутствует колчеданным рудам, а также штокверковым медно-молибден-порфиловым рудам и контролируется полями тектонических складчатых и разрывных нарушений [12]. Главную роль имеет система субширотных трансформных разломов, сопряженных с протяженными разломами субмеридионального и северо-западного направлений. Субширотные трансформные зоны определяют положение Бураковского габбро-норит-анортозитового массива в Южной Карелии, сопровождаемого концентрациями редких, цветных и благородных металлов.

В районе Рыбозера субмеридиональная зона глубинного разлома распознается зоной пропилитизированных пород, среди которых залегают разлинзованные древние колчеданные пирротинсодержащие руды, сопровождаемые концентрацией золотополиметаллического оруденения. О мобилизованном

состоянии ценного минерального вещества этих руд свидетельствует древний возраст свинца галенита (около 2,7 млрд. лет по опубликованным данным радиологических определений).

На берегу Ботнического залива, на финской территории, известно *свинцовое месторождение Свартерен*, связанное с раннепротерозойской сланцевой толщей, обрамляющей гранитогнейсовое поднятие в районе г. Вааса. Жилообразное рудное тело этого месторождения распространяется на глубину около 160 м и разветвляется по падению, на глубине более 300 м рудные апофизы вновь соединяются в единую рудную залежь. Руды связаны с глыбой скарнированных известняков и зонами скарнов. Рудная ветвящаяся жила сопровождается зоной каолинизированных пород. Среди разлинзованных известняков встречаются лентообразные галениновые тела [12].

Крупнейшее в Финляндии золоторудное месторождение Хоско находится в профиле субмеридионального шва, который обнажается в 200 м западнее месторождения [12]. По-видимому, швы пропилитизированных древних вулканогенных пород определяли в прошлом положение субвулканов. В связи с «коллапсом древних орогенов», активные глыбовые движения фундамента в конце палеозоя и мезо-кайнозой привели к размытию перекрывавших толщ, а от вулканоплутонов остались только их подводящие глубинные корни и остатки перекрывавших плутоны полиметаморфизованных докембрийских пород, которые в конечном итоге и определяют геологическую позицию наиболее крупных металлических месторождений.

Особый интерес для поиска рудных месторождений представляют системы центрально-магматического типа [2, 11, 15]. Рудно-магматические системы формировались только в контуре наиболее древних кристаллических массивов, в обстановке гравитационной неустойчивости и действия термальных потоков. Эти системы можно распознать по наличию «надинтрузивных» гранитных и диоритовых тел, которые прорвали перекрывавшую их раньше длительно метаморфизованную докембрийскую толщу, а также по наличию мелких гранитных штоков, порфирировых тел и даек — «non igness rock».

Вулканокупола. В западной части Фенноскандинавского массива субширотные зоны определяют вулканокупольные поднятия, которые возникли в результате оживления наиболее глубинных жерловых каналов. Эти поднятия определяют геологическую позицию таких рудных объектов как Телемарк, Даларна, Смоланд-Вермлад.

Территорию Карелии можно представить как глыбовую горную область альпийского типа с крупным взбросо-надвиговыми и сбросо-сдвиговыми перемещениями. В тектоническом отношении это совокупность сложнопостроенных предельно сжатых синклинозных зон, находящихся между мегаантикли-

ночными поднятиями, ориентированными в северо-западном направлении. Эти структуры как бы зажаты между эродированными батолитами и купольными вздутиями. Полосы зеленокаменных пород расположены между гранитизированными и гнейсифицированными породами, состав которых отвечает тоналитам, трондземитам, гранодиоритам, плагиогранитам. Примером крупных надвиговых зон служит Ириногорская тектоническая структура, где известны подушечные спилиты — свидетели глубоководной палеоокеанической обстановки, турбидиты, пропилитизированные метавулканыты. Подобное строение кристаллического фундамента характерно для динамодислоцированных зеленокаменных пород ордовикско-силурийской толщи в районе Верх-Исетского батолита. Межблоковые полосы зеленокаменных пород, перешедших в состояние крипа, определяют положение метаморфизованных динамодислоцированных колчеданных залежей на восточном склоне Среднего Урала [4]. Эти залежи взаимосвязаны с пропилитизированной зеленокаменной толщей и находятся в створе глубинных протяженных разломов, определявших в прошлом положение субвулканов.

В Карелии с мелкими штоками и дайками вулканокуполов связаны вкрапленные и вкрапленно-прожилковые сульфидные руды [12]. В гранит-аплитовых жилах встречается молибденит. Граниты и сопровождающие их амфиболо-биотитовые сланцы сопровождаются молибденитоносными кварцевыми жилами. Чешуйчатые скопления молибденита встречаются по плоскостям рассланцованных пород «карелия». Вулканокупола пространственно взаимосвязаны с наиболее древними магмовыводящими каналами, которые можно считать «очаговыми зонами» (концентрами). Такие очаговые зоны распознаются по наличию высокоглиноземистых лейкогранитов (плагиогранитов), в составе породообразующих полевых шпатов которых повышены концентрации примеси бария (плагиомикроклиновые граниты). Эти породы образовались в результате термального расслоения плагиогнейсов и путем дифференциации древних «первозданных пород». В таких районах широко развиты рои даек, малых интрузий и силлы.

В Германии вулканокупола широко развиты в районе Штейнгейского и Рисскессельского бассейнов седиментации и окружены горизонтально залегающими пресноводными отложениями миоцена. Эти сооружения образовались над столбом обогащенных летучими компонентами щелочных пород, вторгшихся по зонам прежних вулканических каналов. Вулканокупола фиксируются и среди выступов кристаллического основания этих бассейнов и сопровождаются роями кольцевых и конических даек. Зоны обрушения вулканокуполов послужили для накопления осадочных железных руд в третичное время.

Плагиограниты сопутствуют промышленно-ценным колчеданным рудам и подсечены буровыми

скважинами на глубине до нескольких сотен метров и 1—1,5 км в колчеданосных узлах Среднего и Южного Урала, а на Среднем Урале выходят к поверхности современного эрозионного среза в районах современных низкогорных поднятий и увалов. Плагииграниты подобны «белым» норвежским гранитам, которые отождествляются с трондjemитами. Микроклинизированные разности этих гранитов содержат большой набор аксессуаров, что подтверждает длительность формирования плагиигранитов. Бариеносные лейкократовые граниты, подчиненные субширотной зоне определяют позицию Змеиногорского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае, связанного с горстовым выступом горы Змеиной.

С интрузиями гранит-гранодиорит-диоритового состава в профиле субширотной зоны связан рудный пояс Ориярви-Айяла на территории Финляндии. Этот пояс находится неподалеку от берега Финского залива. Месторождение Ориярви было открыто в 1757 г. и разрабатывалось почти два столетия. Богатые медью халькопирит-пирротиновые руды залегают среди кордиерит-антофиллитовых метаморфических пород [12].

Халькопирит-пирротиновые древние колчеданные руды, образующие плитовидные тела, локализованные среди глубокометаморфизованных пород докембрия, известны на месторождениях Карчига и Вавилон, тяготеющих к Иртышской зоне смятия. Условия формирования этих весьма богатых концентрациями меди и практически лишенных примесей свинца и цинка халькопирит-пирротиновых руд позволяют понять опубликованные результаты опытов Куллеруда и Бартона. Согласно результатам этих опытов в условиях высоких температур пирит неустойчив и при температуре около 743°C разлагается на пирротин и богатую серой жидкость. При температуре около 700°C медь растворяется в пирротине, что расширяет поле устойчивости пирротина. Халькопирит-пирротиновые руды известны в составе регионально динамометаморфизованной протерозойской толщи в профиле горного хребта Урал-Тау и участвуют как корневая часть колчеданно-медно-цинковых залежей, развитых в районе Баймака на Южном Урале.

В Северном Приладожье медно-полиметаллические руды известны в районе оловоносных скарнов Питкяранты. По вещественному составу эти руды сопоставимы с подобными оловоносными скарнами, известными в Восточном Забайкалье. На территории Северного Приладожья в процессе геологоразведочных работ зафиксированы центры кислого газо-взрывного вулканизма, связанные с вулканоплутонами. Некие диоритовых пород в районе Северного Приладожья подчинены трансформным субширотным зонам. Следует заметить, что некие диоритовых пород и риодацитовые купола известны и на Южном Урале в районе Кочкарского золоторудного месторождения, которое пространственно связано с районом вулканокупольных

поднятий в контуре Пластовского плагиигранитного массива.

В Северном Приладожье олово-полиметаллическое оруденение месторождения Кители, локализованное среди гранат-пироксеновых и магнетит-пироксеновых скарнов, сопоставимо с таджикистанскими рудами месторождения Майхура, а убогие и бедные сульфидные руды Люппико, связанные с хризоберилл-флюоритовыми апоскарновыми грейзенами, близки рудам казахстанского месторождения Сырымбет и рудам из районов Айрон-Маунтин и Лост-Ривер в США. Сосредоточенность месторождений меди, никеля, полиметаллов и благородных металлов в контуре Ботнического залива и в районе Ладожского озера определяется разрывами блоков зрелой континентальной коры и вторжением переработанных пород низов коры и древней мантии. В середине прошлого века на территории Северной Швеции были открыты медно-никелевые месторождения в ультрамафитах, вторгшихся в толщу раннего протерозоя. Медно-никелевое сульфидное оруденение охватывает не только ультраосновные породы, но и гнейсы, причем рудные тела имеют плитообразную форму и залегают субсогласно с гнейсами [12]. Медно-никелевые руды отличаются примесью молибдена, минералов платиновой группы, серебра, хрома.

Ультрамафиты сопоставимы со структурами океанического типа — горячими точками. Примером таких структур служат островные поднятия Исландии, сопоставляемые с узкими зонами поднятий аномальной мантии, которые распознаются цепями океанических островов, подобных Императорскому хребту и Гавайским островам. Предполагается, что источник термального возбуждения в подобных структурах находится на границе нижней мантии и земного ядра. Для мафит-ультрамафитовых разрезов характерна сопоставимость с «карелидами». В профиле «Уральского супермаксимума» строение фундамента подобно «карелидам» и «беломоридам»; следовательно, в районе Балтийского щита созданный глыбовый фундамент сформировался в ходе длительных перестроек [2].

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Кардинальная перестройка переработанного кристаллического фундамента Балтийского щита и подстилавшей его ранее мантии подтверждается фактами динамического вытеснения наиболее глубинных частей кристаллического фундамента низов земной коры и переработанных пород древней мантии — гранулитов, эклогитов, гнейсов. И поэтому, укоренившиеся представления о том, что современная геотектоническая структура Балтийского щита была создана в докембрии, неоправданны. Поскольку тогда нужно признать, что фундамент находился в первозданном состоянии в течение всей прошлой истории Земли, а это просто невероятно, так как факт «фракционирования» основных

плагиоклазов и большой «разброс» их радиогенного возраста указывают на переработку древнего «первозданного фундамента» Фенноскандии.

2. Обособление глыб переработанного докембрийского фундамента происходило в обстановке «коллизий», которая вызвана расчленением наиболее древних орогенных сводов с особо мощной земной корой.

3. Геологическую позицию главнейших месторождений в районе Балтийского щита определяют расслоенные плутоны, вулканокупола, структуры центрально-магматического типа, горстовые выступы и зоны складчатых и разрывных тектонических нарушений.

4. Причины длительного развития рудообразующих процессов в районе Балтийского щита не объяснимы с позиций упрощенных динамических моделей плейт-тектоники. Вне рассмотрения остается и ряд важных процессов, происходивших в геодинамической обстановке, прежде всего — процессы регионального метаморфизма, складчатости высших порядков и рудообразования [17].

5. Динамическое состояние современной Земли — итог ее очень длительного необратимого развития [2, 3] и вызвано процессами длительной дегазации ее глубинных недр и твердофазовыми изменениями вещества низов коры и верхней мантии [8] при синхронном частичном и полном плавлении первозданного мафического кристаллического основания, подобного лунным анортозитовым материкам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисов А.А.* Глубинное строение территории СССР по геофизическим данным. —М.: Недра, 1967.
2. *Воробьева С.В.* Динамическая деструкция и регенерация гранитометаморфического слоя земной коры и формирование куполовидных, глыбово-складчатых, чешуйчатых тектонических структур и магматических структур центрального типа // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 78—84
3. *Воробьева С.В.* Предположения о формировании Земли и Солнца // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 81—84.
4. *Воробьева С.В.* Сульфидные и сульфидно-магнетитовые крутонаклонные залежи во внутриразломных зонах тектонического обрамления блоковых орогенных сооружений на восточном склоне Урала и в Орском Зауралье // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 52—61.
5. *Вревский А.Б.* Архейские зеленокаменные пояса — геологические и изотопно-геохимические факты и геодинамические спекуляции // Геология Карелии от архея до наших дней / Мат-лы докладов всерос. конф., посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. —Петрозаводск, 2011. С. 33—36.
6. *Вяюрюнен Х.* Кристаллический фундамент Финляндии. —М.: ИЛ, 1959.
7. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Петрология верхней мантии. —М.: Мир, 1968.
8. *Земная кора.* —М.: ИЛ, 1957.
9. *Иванкин П.Ф., Галдобина Л.П., Калинин Ю.К.* Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья // Советская геология. 1987. № 12. С. 40—47.
10. *Иващенко В.И., Лавров О.Б.* Магматогенно-рудная (Мо, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонового комплекса архея Карелии. —Петрозаводск, 1994.
11. *Коровкин В.А., Турылёва Л.В., Руденко Д.Г.* и др. Недр северо-запада Российской Федерации. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
12. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и соответствие с Карельской зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80—92.
13. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. —М.: Наука, 1975.
14. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). —Петрозаводск, 2005.
15. *Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Сеницын А.В.* Трубки взрыва Онежского полуострова // Советская геология. 1973. № 8. С. 69—79.
16. *Хаин В.Е.* Тектоника плит: Анализ современного состояния // Вестник МГУ. Геология. 1994. № 1. С. 3—10.
17. *Эринчак Ю.М., Рыхлова Т.И., Салтыков О.Г.* Отражение кимберлитовых трубок в структуре вмещающих толщ Золотицкого поля // Разведка и охрана недр. 1997. № 5. С. 9—12.
18. *Laajoki K.* Karelian supracrustal rock // Development in Precambrian Geology Amsterdam. 2005. Vol. 14. Pp. 279—342.

Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру кристаллов алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования

А.Н.БАРЫШЕВ, Г.К.ХАЧАТРЯН (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Обсуждаются дискуссионные вопросы происхождения кристаллов алмаза и их структуры. Приводятся аргументы, позволяющие заключить о существенном влиянии стрессовых тектонических напряжений на тангенциальный или нормальный механизм роста кристаллов алмаза, на диссимметризацию их морфологии и одновременные с ростом деформации, на концентрацию примесей в кристаллической решетке. Источником вещества алмазов, протолитом для кимберлитов служат толщи литосферы, которые субдуцируются в виде сжатой опрокинутой синклинали на краю конвективной (адвективной) ячее, где подвергаются расплющиванию и региональному метаморфизму. Кристаллизация алмаза происходит в практически твердой среде. Алмаз является метаморфогенным фенобластом, а не магматическим минералом. По возрасту метаморфизма, связанного с субдукцией, можно судить о возрасте алмаза.

Ключевые слова: субдукция, стресс, алмаз, тангенциальные, нормальные, напряжения, механизмы роста.

Барышев Александр Николаевич baryshev@tsnigri.ru
Хачатрян Галина Карленовна, khachatryan_g_k@mail.ru

Tectonic tensions field as a control of the growth mechanism, structure of the diamond crystals in connection with general geodynamics of diamond genesis

A.N.BARYSHEV, G.K.KHACHATRYAN

Hot issues of origin and crystalline structure of diamonds are discussed. The arguments are given enabling to conclude on essential influence of tectonic tensions in either tangential or normal mechanism of the diamond crystals' growth, morphological dissymmetrization, and growth-synchronized deformations, as well as on concentration of impurities within the crystalline lattice. Lithospheric rocks are the source of carbon for diamond and kimberlites' protolith. These rocks subduct as a compressed overturned syncline on the edge of a convective/advective cell where they undergo flattening out and regional metamorphism. Crystallization of diamonds occurs in a media that is practically solid so, diamond is a metamorphogenic phenoblast, not a magmatic mineral. Age of the subduction-related metamorphism is a clue to the age of diamond.

Key words: subduction, stress, diamond, tangential, normal, tensions, growth mechanism.

История вопроса. Проблема соотношения условий кристаллизации алмазов и их типоморфных свойств с тектоническими полями напряжений очень слабо освещена в литературе, несмотря на то, что влияние напряжений на особенности кристаллизации минералов имеет давнюю историю.

В петрографии известен принцип Рикке, согласно которому поверхность кристалла, подвергающаяся нормальному сжатию, стремится к растворению или замедлению роста, а перпендикулярная к ней грань быстрее нарастает. Это явление объяснялось Н.А.Елисеевым [9], Х.Рамбергом [19] большей свободной энергией атомов и молекул на сжимаемой поверхности, по сравнению с той же энергией на поверхности, перпендикулярной к первой. Данный фактор вызывает анизотропию роста кристалла в различных направлениях, что отражается на его габитусе в соответствие с универсальным законом — принципом диссимметрии Кюри. Согласно закону любой

развивающийся объект (в частности растущий кристалл) сохраняет лишь те свои свойства элементарной симметрии, которые оказываются общими как для него, так и для среды, в которой он развивается.

В литературе по геологии и минералогии алмазов и их спутников практически все внимание сосредоточено на всестороннем давлении, которое сопоставляется с литостатическим и соответствующей глубиной образования минералов. Лишь в немногих работах отмечается, что в мантии, в локальных наиболее холодных областях, стрессовые напряжения могут достигать существенных значений в области устойчивости алмаза [18]. Минеральные особенности эклогита, а именно наличие дистена и натрийсодержащего граната (мейджоритового?) указывают на метаморфизм низких температур и высоких давлений по А.Миясиро [16]. Накопленные за последние десятилетия многие факты, свидетельствующие о связи алмазообразования

с субдукцией толщ земной коры, требуют анализа их не только с позиций литостатического давления на глубине, но и с позиций геодинамики, так как зоны субдукции являются тектонически сейсмоактивными на протяжении длительного времени. Как показано одним из авторов ранее [1], именно субдукция и сопутствующая ей обдукция крупных геологических масс вызывают стресс с развитием кристаллизационной сланцеватости — главного свидетеля регионального динамотермального метаморфизма. На региональный метаморфизм глубинных пород до попадания их в кимберлиты указывают данные Б.Харта о том, что многие ксенолиты эклогитов, гранатовых перидотитов, оливинсодержащих пород со структурами перекристаллизации имеют флюидалные и ламинарные структуры течения [28].

На кристаллизацию алмаза в твердой среде при региональном метаморфизме указывают диссимметризация морфологии и структуры кристаллов алмаза, его сингенетичные деформации, случаи повышения температуры в процессе роста кристалла и иные онтогенетические свойства. Напомним, что стресс проявляется лишь в твердой среде, где поле напряжений характеризуется тензором первого ранга (эллипсоидом), в отличие от неподвижного раствора или расплава, где давление передается одинаково во всех направлениях, а поле напряжений скалярное (тензор нулевого ранга), при котором касательные напряжения отсутствуют. Вывод о кристаллизации алмаза в твердой среде при метаморфизме впервые был сделан Х.Мейером и Ф.Бойдом [31]. Стресс может создавать диссимметрию в кристаллах, выраженную неоднородностями роста кристаллов в разных направлениях, особенностями формы и ориентировки кристаллов [8, 19].

Диссимметризация морфологии природных кристаллов алмазов С.В.Титковым [23] рассматривается как влияние по принципу Кюри диссимметризации среды, вызванной однонаправленным потоком нагретых на глубине флюидов, а также стесненным пространством жил и трещин во вмещающих породах литосферы, в которые внедрялись эти флюиды.

Известно, что кристаллизация из раствора или расплава происходит при снижении температуры, обеспечивающей пересыщение среды. Такой закономерности не отвечает общая тенденция смены морфологии алмаза. В экспериментах показано, что при постоянном давлении кубические кристаллы алмаза образуются при более низкой температуре, чем октаэдры [15]. Такую тенденцию в онтогении природного алмаза подметил В.В.Бескрованов [3]. Вслед за ним С.В.Титков сделал вывод, что «основная тенденция кристалломорфологической эволюции природных алмазов, состоящая в смене кубо-октаэдрических форм октаэдрическими, свидетельствует, по-видимому, о повышении температуры в процессе роста природных алмазов, хотя во внутреннем строении очень редких

кристаллов фиксируется обратная тенденция» [23, с.396]. Более высокая температура внешних зон ряда (но не большинства) кристаллов алмаза отмечалась авторами для кубических кристаллов алмазов из трубок Удачная (Якутия), Карпинского, им.Ломоносова (Зимний Берег), по данным степени агрегации примесей азота, определенной ИК-спектроскопией [29].

На причины деформаций кристаллов алмаза в процессе их роста существуют разные точки зрения. В.В.Бескрованов отмечал, что повышенная дефектность кристаллической структуры, следы механических сколов центральных областей кристаллов алмаза указывают на высокую вязкость фазового состояния среды в главные этапы онтогенетического цикла алмаза [3]. К сходному выводу о кристаллизации алмаза в твердой среде пришли И.И.Кулакова и А.П.Руденко на основании отпечатков алмаза в кимберлитах, указывающих на сколы кристаллов в процессе их роста [13].

Еще одна особенность напряженного состояния. Х.Рамбергом введено понятие энергетического потенциала формы тела в градиентном поле напряжений. Если неизометричное тело находится в градиентном поле напряжений, то оно стремится уменьшить свой энергетический потенциал или путем поворота так, что его наиболее длинная ось займет положение перпендикулярно наибольшему градиенту, или тело изменит соответственно свою форму. Потенциал формы является главным фактором, обуславливающим ориентацию минеральных зерен в тектонитах [19]. То же явление отмечается при метаморфизме в результате сжатия, так как наибольший градиент совпадает с направлением стресса.

Итак, кристаллы очень чутко реагируют на разные внешние факторы, не только изменением габитуса, но и появлением ряда других признаков, анализ которых может дать информацию об истории их развития — онтогении.

Морфологические разновидности кристаллов алмаза и особенности их зонального строения широко известны. Достаточно полно они демонстрируются в атласах [10, 11]. Наиболее общей закономерностью является преимущественно тангенциальный механизм роста с зональным послойным нарастанием граней у октаэдров и преимущественно нормальный механизм роста с волокнистым строением зон граней гексаэдров (кубов). Вместе с тем в одном и том же кристалле алмаза встречаются случаи сочетания разных механизмов роста. Среди рассматриваемых в литературе факторов, влияющих на механизм роста алмаза, наиболее существенная роль отводится температуре и пересыщению среды углеродом [32]. Ряд геологических и микроструктурных фактов позволяют утверждать, что наряду с отмеченными факторами, влияющими на механизм роста кристаллов алмаза, весьма важную, если не главную, роль играют особенности тектонического поля напряжений в среде,

окружающей кристалл.

Соотношение кристаллов алмаза с тектоническими полями напряжений. Связь морфологии, структуры, механизма роста кристаллов алмаза с тектоническими полями напряжений выражена рядом феноменов, отражающих онтогению алмаза.

Феномен первый — кристаллы алмаза занимают особую позицию среди метаморфогенных геологических структур, определяемых всесторонним давлением и динамотермальным метаморфизмом. При этом всестороннее давление, в значительной мере соответствующее глубине погружения пород, отражается минеральными фациями. Главным тектоническим выражением регионального динамотермального метаморфизма является формирование кристаллизационной сланцеватости. Тонкие сланцеватые пластинки («микролитоны») начинают развиваться параллельно двум максимальным касательным напряжениям. Движения микролитонов относительно друг друга отражают пластическую деформацию. В процессе ее развития первоначальный угол между поверхностями касательных напряжений, составляющий около 90° , увеличивается, пока микролитоны не займут позицию почти перпендикулярную к оси наибольшего сжимающего главного нормального напряжения σ_3 . Далее происходит расплющивание микролитонов с уменьшением их мощности, создающее области выжимания там, где наиболее велика разность между максимальными σ_3 и минимальными σ_1 сжимающими напряжениями. Удлинение микролитонов компенсируется в областях нагнетания за счет микроскладчатости и пластического возрастания мощности микролитонов. В областях нагнетания разность между σ_3 и σ_1 минимальна, вплоть до ее отсутствия. Естественно, что в область нагнетания устремляется наиболее подвижное вещество наименьшей вязкости. Это одна из характерных геологических структур регионального метаморфизма (рис. 1). При этом происходит чередование областей выжимания и нагнетания в разных масштабах их проявления. Неоднородности поля напряжений могут проявляться в очень малых объемах, сопоставимых с размерами растущих минеральных зерен.

Роль метаморфогенных явлений выжимания-нагнетания в локализации алмазов демонстрируют особенности месторождения Кумды-Коль (Казах-стан). Для месторождения отмечается как характерная черта — приуроченность основной части алмазов к гранатам [6]. В.А.Печников, считая происхождение алмазов этого месторождения метасоматическим [14], приводит вместе с тем факты, которые могут указывать на кристаллизацию алмаза в условиях метаморфизма: алмазы тяготеют к участкам, где гнейсовидность пород меньше всего проявлена. Здесь происходит укрупнение минералов пород, обогащенных графитом, пиритом. Алмазы часто заключены в гранаты. Все это ха-

рактеризует области метаморфогенного нагнетания, здесь соответственно располагаются изотропные минералы кубической сингонии (алмаз, гранат, пирит), сюда же устремляются маловязкие легкоподвижные компоненты (углеро-дистое вещество). В отличие от этого, четко выраженная гнейсовидность отражает области выжимания.

Феномен второй — уплощенность кристаллов алмаза, лишаящая его двух осей симметрии четвертого порядка, не соответствующая симметрии кристаллической решетки кубической сингонии. Тот факт, что октаэдры алмаза часто имеют уплощенную и сложно искаженную форму, косвенным образом свидетельствует о том, что кристаллизация происходила не в изотропной среде, то есть не в жидкости и не в расплаве (рис. 2, а—в).

Этот феномен может рассматриваться как с позиций свободной энергии на разных гранях в градиентном поле напряжений, так и потенциала формы (по Х.Рамбергу). На диссимметрию кристаллов может оказывать влияние не только разница между алгебраически наибольшим и наименьшим, но и между наибольшим

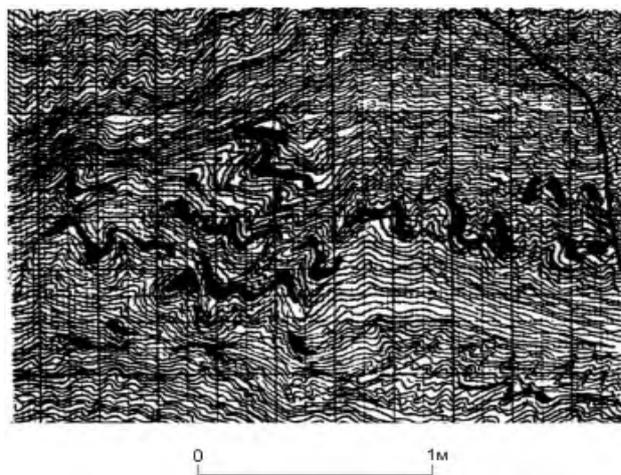


Рис. 1. Чередование областей метаморфогенного выжимания и нагнетания в субдуцированных толщах, зарисовка обнажения в левом борту р.Кубань, Северный Кавказ, А.Н.Барышев, 1962:

светлое — силурийские кварц-серицитовые сланцы, относительно плоские в областях выжимания и складчатые в областях нагнетания, черное — метаморфогенный кварц

и средним главными нормальными напряжениями. В этом случае будет наблюдаться как диссимметризация формы, так и разная скорость волокнистого нарастания граней вдоль осей алгебраически наибольшего σ_1 и среднего σ_2 главных нормальных напряжений. Такого рода явление отчетливо демонстрируется картиной катодолюминесценции пластины алмаза,

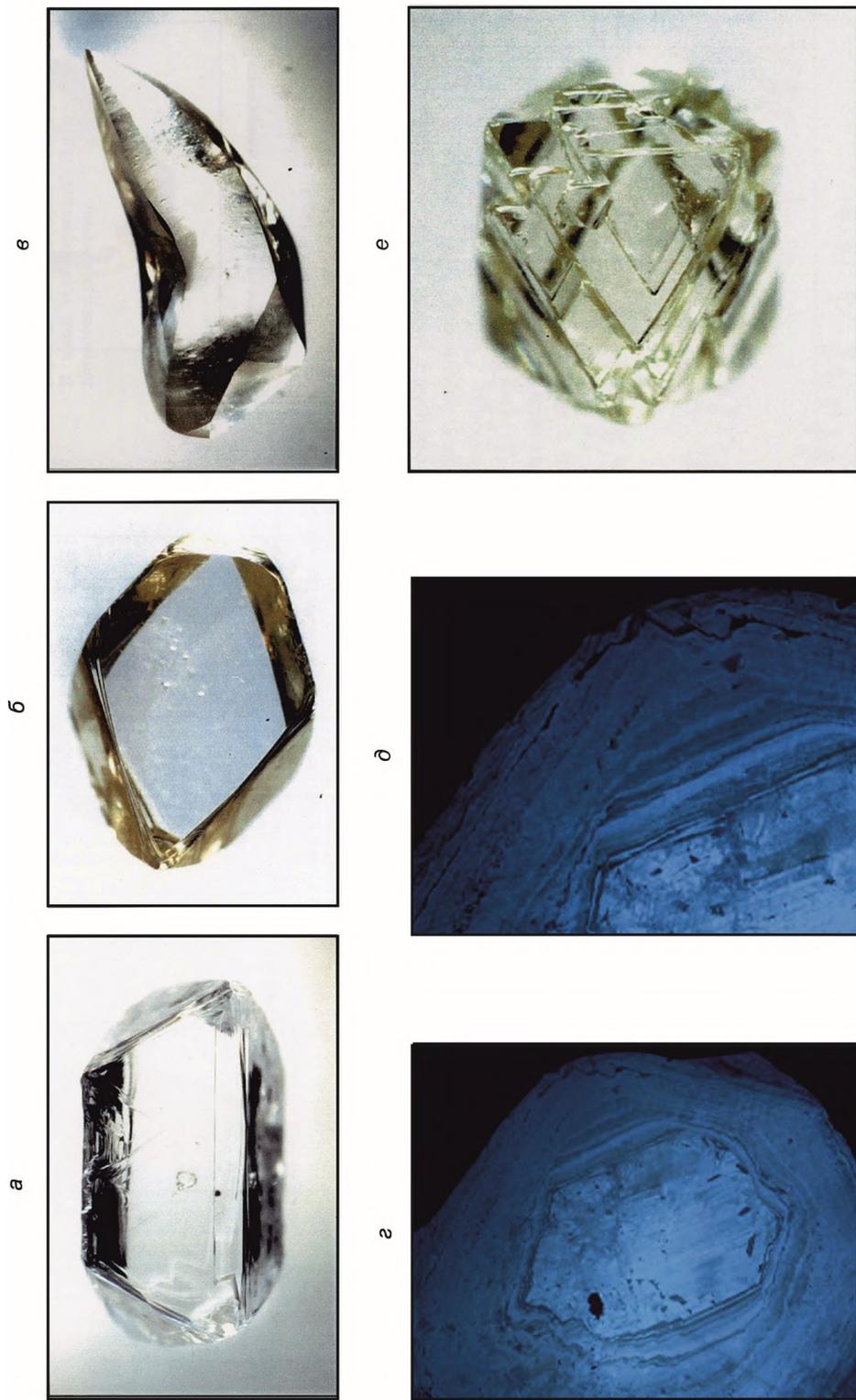


Рис. 2. Диссимметризация (удлинение, искажение формы) кристаллов алмаза при их росте:

a — октаэдр удлиненный ($7,5 \times 4$ мм), по оси $[110]$: на месте противоположных вершин образовалось ребро, параллельное направлению удлинения; *b* — октаэдр сложной искаженный ($5 \times 3,5$ мм) с неравномерным развитием граней (111) по площади и по контурам; *в* — сложной искаженный по нескольким кристаллографическим направлениям додекаэдр «собачий зуб» (13×5 мм), по работе $[10]$; *г* — *д* — картина катодолуминесценции пластины алмаза, вырезанной параллельно плоскости (110) , и ее фрагмент, по работе $[11]$; *e* — синростовое «плавное» деформации кристалла ($2,5 \times 2$ мм): пачки тригональных (дигригональных) слоев, сдвинуты друг относительно друга, словно каждая последовательная пачка «растет» из нового центра кристаллизации, по работе $[10]$

вырезанной параллельно плоскости (110), что показано на рис. 2 *з, д*. Алмаз на картине состоит из двух зон. Внутренняя зона имеет удлиненную форму, мозаично-блоковую структуру в сочетании с полосчатостью, ориентированной по удлинению. Структура внешней зоны свидетельствует о разной скорости волокнистого (нормального) роста в двух взаимно перпендикулярных направлениях.

Феномен третий — зависимость механизма роста кристаллов от нормальных и касательных напряжений. Не удивительно, что к механизмам роста в минералогии алмаза применяют те же термины, которыми пользуются для характеристики напряжений. Для октаэдров преимущественно тангенциальный механизм роста, по-видимому, обусловлен тем, что ориентировка кристалла удовлетворяла принципу минимального потенциала формы в градиентном поле напряжений. При этом удлиненный размер зерна ориентирован перпендикулярно оси алгебраически наименьшего (то есть наибольшего сжимающего) главного нормального напряжения σ_3 , а грани (111) естественно ориентированы близко к траекториям касательных напряжений τ . Каждый слой в нарастающих гранях как бы сдвигается относительно более раннего слоя, характеризуя деформацию во время роста кристалла (см. рис. 2, *е*).

В отличие от этого, кубические кристаллы часто ориентированы так, что одна из граней, например (001), расположена перпендикулярно оси σ_3 . В этом случае другие грани (100) и возможно (010) находятся в положении, которое в литературе по метаморфизму именуется «теньями давления». Это способствует нор-

мальному механизму и большей относительной скорости их роста. Очевидно, не случайно в природе имеет место картина, когда грань октаэдра алмаза растет по тангенциальному механизму, одновременно с гранью куба с нормальным ростом и большей концентрацией примесей.

Подобно тому, как в метаморфических породах вокруг кристалла в теньях давления нарастают минералы с повышенной ролью подвижных компонентов (например, конституционной воды), в нормально растущих гранях алмаза концентрируется больше водорода, по сравнению с гранями тангенциального роста. Однако может быть и иной случай, когда две пары граней куба ориентированы параллельно касательным напряжениям, рост их будет тангенциальным. В области нагнетания в изотропном поле напряжений все грани куба могут иметь нормальный механизм роста и соответственно волокнистую структуру слоев.

В более редких случаях октаэдры могут оказаться в такой позиции, когда одни их грани будут ориентированы перпендикулярно к оси наименьших сжимающих напряжений σ_1 , а другие параллельно касательным напряжениям τ . Такой позиции граней будут соответствовать разные механизмы роста. Более того, в разные периоды времени роста кристалла поле напряжений при тектоническом пластическом течении его окружения может меняться, способствуя смене механизмов роста (рис. 3). Картины катодоллюминесценции на рисунке показывают, что центральная часть кристалла характеризуется полицентрическим ростом октаэдра, не нарушавшим общей симметрии. В промежуточной

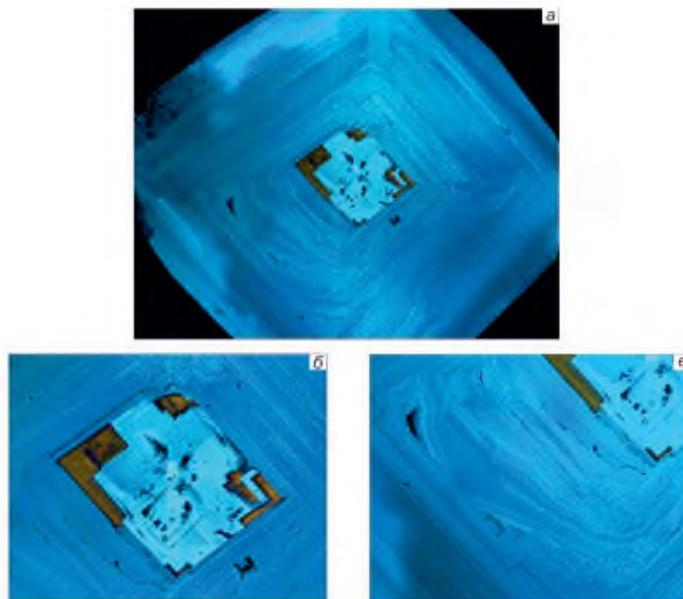


Рис. 3. Диссимметризация кристалла в отдельные фазы онтогении:

картина катодоллюминесценции пластины, вырезанной из алмаза параллельно плоскости (100): *а* — общий вид (6×6 мм), *б, в* — увеличенные фрагменты, по работе [11]

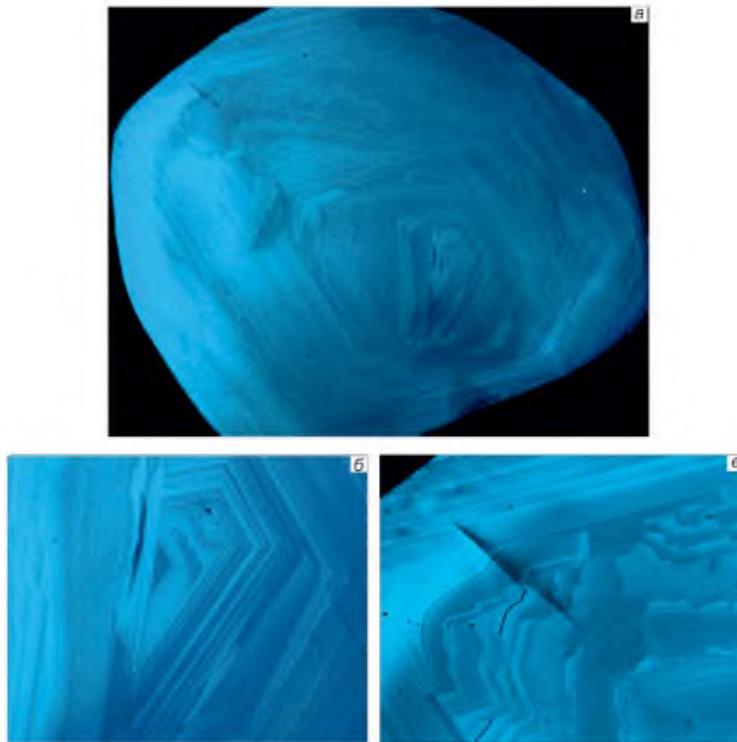


Рис. 4. Изменение внутренней структуры и механизма роста кристаллов алмаза, обусловленное резким изменением поля напряжений с образованием трещин скалывания:

картина катодоллюминесценции пластины, вырезанной из алмаза параллельно плоскости (110): *a* — общий вид (5×5 мм), *б* и *в* — увеличенные фрагменты, по работе [11]

области возникла диссимметризация: грани слева вверху и справа внизу продолжали послойный тангенциальный рост, а перпендикулярные к ним противоположные грани стали расти по нормальному механизму с разной скоростью. Внешнюю область октаэдра характеризует снова симметричный рост, который сформировал габитус острореберного октаэдра. Диссимметризация промежуточной зоны свидетельствует о временном локальном изменении поля напряжений.

Феномен четвертый — деформации во время роста алмаза с образованием трещин скалывания и отрыва в кристалле, фиксируемые как перерыв однородного роста.

Микросдвиговые деформации, не выходящие во внешнюю зону растущего кристалла, отмечались ранее А.В.Варшавским [5], В.В.Бескровановым [3], И.И.Кулаковой и А.П.Руденко [13] для алмазов из кимберлитов. Не менее яркая картина проявления подобных деформаций встречена в алмазах из россыпей Урала (рис. 4). В начальную онтогеническую фазу кристалл рос как октаэдр с послойной зональностью, но был нарушен трещиной скалывания, пересекающей зоны центральной части. Трещина не параллельна ни одной из послойных зон, из чего, в свете третьего феномена, можно заключить, что перед ее образованием произошло изменение ориентировки осей напряжений. Во вторую фазу на поверхность отколовшейся части

алмаза нарастал путем тангенциального механизма с зональностью, параллельной бывшей трещине скалывания, обусловленной тангенциальными напряжениями. В заключительную фазу онтогении произошло окислительное растворение внешней зоны алмаза, в результате чего габитус кристалла стал додекаэдрическим [11].

Существенные деформации кристаллов алмаза, подобные трещинам отрыва, встречаются редко. Тем не менее, они фиксируются по заливам алмаза второй генерации в разорванную внутреннюю часть, имеющую послойно-зональную структуру (рис. 5). В алмазе первой генерации с тангенциальным механизмом роста образовалась трещина отрыва, которая была заполнена алмазом второй генерации с включениями кристаллов граната (темное). Судя по различию $\delta^{13}\text{C}$ в алмазах двух генераций, при кристаллизации сначала имела место реакция оксидного углерода с объемом, занятым биогенным углеводородом, имеющим изотопно-легкий углерод. Далее в образовавшуюся метаморфогенную трещину отрыва в кристалле произошло нагнетание окружающей среды с большей долей тяжелого оксидного (карбонатного) углерода, реагировавшего с менее концентрированным биогенным углеводородом.

Феномен пятый — резкое изменение морфологии или механизма роста внутренних частей алмаза в процессе их роста. Это проявляется весьма часто и

описано в литературе многократно. Причиной тому может служить поворот растущего кристалла вместе с его пластически деформируемой вмещающей средой подобно тому, как это имеет место при смене областей выжимания и областей нагнетания с образованием микроскладок в процессе динамотермального метаморфизма (см. рис. 1). Изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений естественно приводит при дальнейшем росте кристалла к новой ориентировке кристаллографических осей в соответствии с принципом Кюри.

Итак, рассмотрение влияния тектонического поля напряжений на структуру, механизм роста кристаллов алмаза требует учета этих факторов при

анализе общих проблем геологии алмазов, что в сумме с минералогическими критериями, позволяет выбрать оптимальную геодинамическую модель алмазообразования.

Общая геодинамика алмазообразования.

Существующие модели общей геодинамики алмазообразования опираются, главным образом, на ту или иную геодинамическую концепцию. Современные модели, вслед за представлениями В.Шарпа, в той или иной мере признают субдукцию земной коры в качестве одного из главных геодинамических факторов алмазообразования. Подавляющее большинство моделей рассматривают субдукцию в рамках традиционной концепции

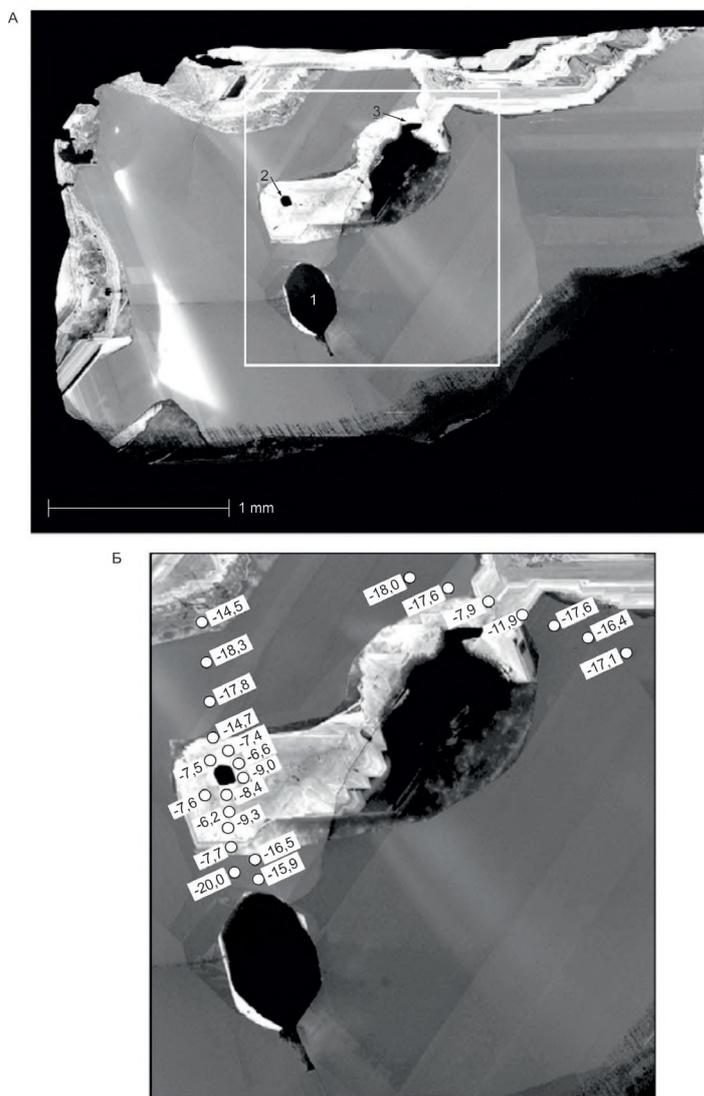


Рис. 5. Трещина отрыва в кристалле алмаза первой генерации, «залеченная» последующим образованием алмаза второй генерации:

католюминисцентная топограмма алмаза из района Гуаниамо (Венесуэла), по работе [33]: А — алмаз первой (серое) и второй (белое) генераций, 1—3 — черные кристаллы граната; Б — точки изотопных определений $\delta^{13}\text{C}$

тектоники плит, то есть как погружение океанической плиты под активную окраину континента при их столкновении. При этом в качестве главного источника углерода алмаза рассматриваются как вещество океанической земной коры, так и ювенильный.

На основе тектоники плит модель алмазообразования наиболее подробно разработана О.Г.Сорохтиным и Н.О.Сорохтиным [21]. Согласно этой модели экзогенные источники углерода в виде углеводородов и оксидов находились в океанических осадках раннего протерозоя и затягивались на глубину до 200—300 км под архейские щиты по древним зонам субдукции. Затем на глубине 150—200 км и при смене обстановки сжатия на растяжение они плавилась и извергались по трещинам с громадной скоростью (десятки м/с), обеспечивающей сохранность алмазов от окисления. Принципиально сходная модель субдукции, но до глубин порядка 660 км и более, принята большой группой известных исследователей алмазов [32]. Эта, как и подавляющее большинство других моделей алмазоносных систем с субдукцией толщ в виде плиты, не рассматривает особенности стресса на глубине. Основное внимание уделено давлению в сочетании с температурой.

Плейттектонические модели субдукции, в которых океанические толщи земной коры погружаются в виде плоской плиты под стабильные щиты, не рассматривают двустороннюю зональность групп алмазоносных структур. Кроме того подразумевается, что карбонатные шельфовые фации древнего континента, которые могли бы служить протолитом для карбонатитов и соответствующих им месторождений, были отделены от океанической плиты глубоководным желобом и субдукции не подвергались. Вместе с тем на алмазоносность карбонатитов особо обращали внимание Л.Н.Когарко и И.Д.Рябчиков [12].

Не связывая с субдукцией двустороннюю зональность алмазов и карбонатитов, в модели провинции допускал С.Хаггерти [27]. Разработки С.Хаггерти, Л.Н.Когарко, И.Д.Рябчикова и авторов данной публикации, учитывающие субдукцию [26], побуждают рассмотреть условия, определяющие двустороннюю минерагеническую зональность в алмазоносных провинциях. К этому побуждают и разработки Л.Л.Перчука о роли конвективной геодинамики в гравитационном перераспределении пород при формировании и эволюции докембрийской континентальной коры, а также его критика коллизионных плейттектонических моделей фундамента платформ [17]. Указанным требованиям удовлетворяет модель провинции на основе ячеистой адвекции (конвекции) и сопровождающей ее субдукции. Модель первоначально была разработана для фанерозойской геологии [1]. Применимость ее к докембрийскому фундаменту алмазоносной провинции вполне правомерна, так как главные факторы, определяющие геодинамику (гравитационные и ротационные силы, вязкость и прочность толщ Земли),

не менялись существенно, начиная с архея. Модель представлена на рис. 6.

В связи с тем, что перидотиты и базиты, превращенные при метаморфизме в эклогиты, принадлежали единой офиолитовой ассоциации, в которой гипербазиты первоначально находились в ее основании, в синклиналеобразной зоне субдукции эта ассоциация присутствует как в нормальном, так и в перевернутом залегании. Субдуцируемая синклиналь дает общее представление о генеральном поле напряжений: толщи весьма интенсивно сжимаются поперек осевой поверхности складки, приводя к развитию кристаллизационной сланцеватости (региональному метаморфизму) с чередованием частных областей выжимания и нагнетания. Погруженные базитовые слои в ядре субдуцированной синклинали находятся в состоянии метастабильной гравитационной неустойчивости по отношению к расположенным выше гипербазитам (например, гранатовым лерцолитам). Такая позиция и структура зоны субдукции приводит к ряду следствий не только геологии алмазов, но и других образований, что подтверждает правомерность данной модели.

После субдукции судьба разных частей толщ литосферы различна. Пологая часть может надолго остаться под наплывшими сиалическими массами — щитами в фундаменте платформ. Модели механизмов извлечения субдуцированных, в том числе алмазоносных толщ описаны ранее [2]. В предшествовании кимберлитового вулканизма подъем разуплотненных толщ берет свое начало в смыкающихся крыльях линейментных флексур, формирующихся в геотектонические циклы, не имеющие геодинамической и возрастной связи с субдукцией. Развитие флексур создает обстановку гравитационной неустойчивости. Она происходит за счет увеличения вертикальной мощности слоя меньшей плотности в смыкающем крыле флексуры от H_1 до H_2 . Такой слой может быть сложен субдуцированными осадочными (в том числе карбонатными) и вулканогенными породами. Неустойчивость реализуется в подъем алмазоносной среды в виде фрактальной системы: на крупном волнообразном поднятии вырастает серия мелких, а далее на мелком — серия еще более мелких, в конечном итоге, представляющих кимберлитовые трубки.

Среди существующих геодинамических моделей алмазообразования в свете приведенных разработок, по мнению авторов, есть больше оснований выбрать модель с субдукцией, обусловленной ячеистой адвекцией (конвекцией). Протестируем такую модель на примере алмазоносной провинции Сибирской платформы, используя также выводы авторов публикации, изложенные в работах [2, 26], и некоторые дополнения к характеристике модели, позволяющие судить о возрасте алмазообразования (рис. 7).

1. Модель удовлетворяет фактам связи источника

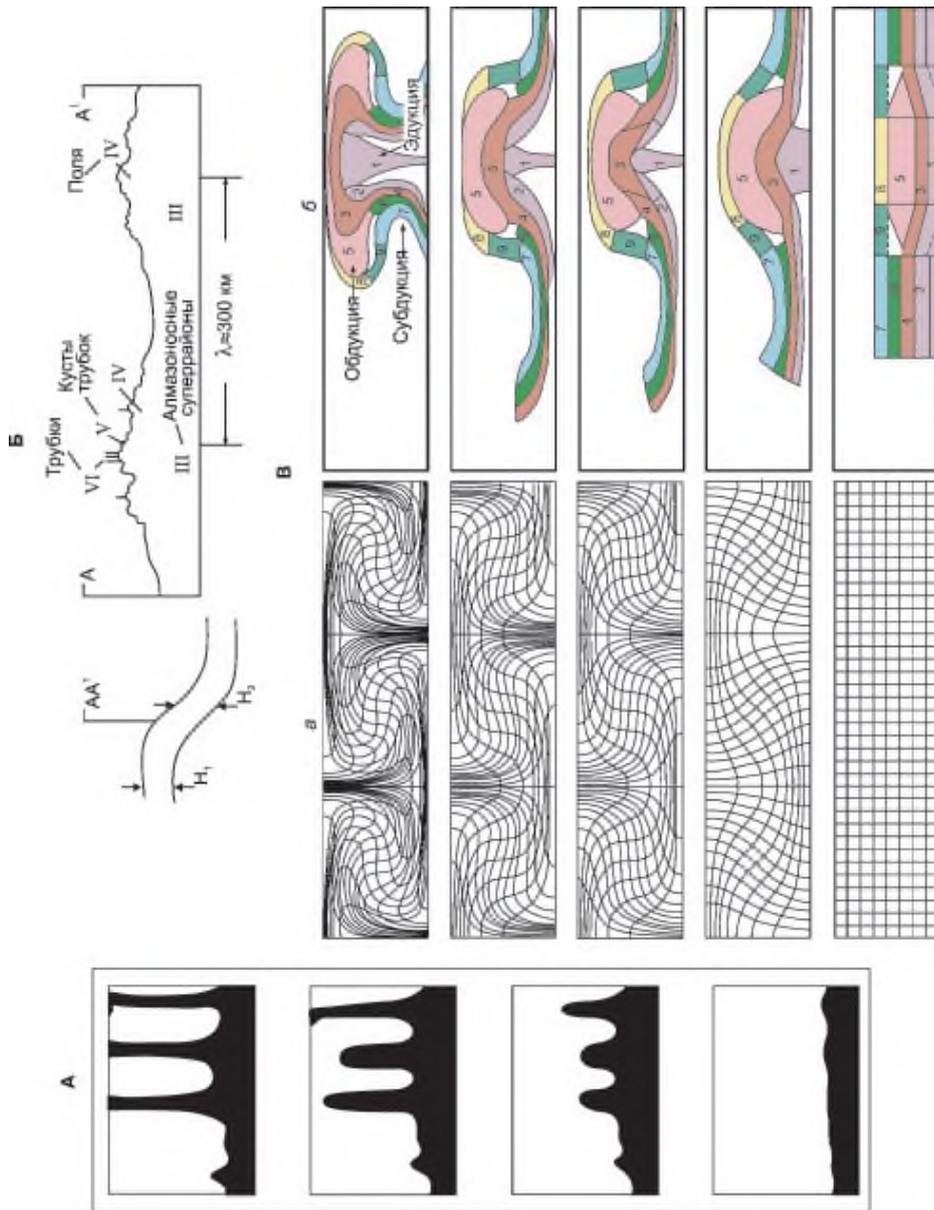


Рис. 6. Модель геодинамического развития алмазоносных структур (от поздних локальных верхних к ранним общим нижним), по работе [2] с дополнением:

А — тектонофизическая модель адвективной природы кимберлитовых трубок и их периодического размещения (эксперимент из работы [22]: последовательность перемещения под действием силы тяжести двух вязких сред разной плотности — битум под покрывающим слоем папки); Б — модель образования алмазоносных адвективных фракталов над смыкающим крылом флексуры в фундаменте размещения вдоль простирания линзеанта (размерные порядки фракталов: III — суперрайоны, группы полей, IV — поля, V — кусты трубок, VI — кимберлитовые трубки); H₁ и H₂ — вертикальные мощности; В — модель корово-мантийной геодинамики системы (II размерный порядок), образующей метаморфические толщи литосферы щитов (по краям) и фундамента платформ (в центре), обеспечивающая общую двустороннюю зональность популяций алмаза на платформе: а — математическая модель последовательного развития деформаций слоистой среды при конвекции (ячейстой адвекции), по работе [7], б — геологическая модель ячейистой адвекции: слои древней литосферы, нанесенные на математическую модель континентального (в центре) и океанического (по краям) типов: 1 и 2 — мантийные, 3 и 4 — габбро-базальтоидные, 5 — гранит-метаморфический, 6 — эффузивных базальтов, 7 и 8 — осадочные, 9 — переходных карбонатсодержащих фаций шельфа; субдукция слоев 4, 6, 7, 9 формирует зеленосланцевые толщи, а обдукция слоев 3, 5 — гранулиты щитов

алмазов с субдуцированными толщами земной коры и экзогенной (в частности биогенной) природы углерода, водорода, азота [26].

2. Ячеистой адвекции отвечает представление о развитии субдукции с разных сторон под единую ячею и соответственно установленная одним из авторов двусторонняя (концентрическая) латеральная зональность популяций алмазов (см. рис. 7).

3. Модели субдукции в виде опрокинутой сжатой синклинали, а не в виде плоского слэба, соответствуют, с одной стороны, наличие двух типов алмазоносных эклогитов, а с другой, — залегание, по крайней мере, части эклогитов (с экзогенными источниками алмаза) под гипербазитами [26].

4. Для Сибирской платформы характерно размещение карбонатитов и щелочных, в частности фосфорноносных, интрузивных пород ближе к периферии платформы относительно кимберлитов. Отмеченная закономерность не случайна. Изменение позиции и ориентировки толщ шельфовых фаций в разрезе зоны субдукции видно на модели (см. рис. 6). Шельфовые толщи обычно обогащены карбонатами, содержат фосфаты. В перевернутом залегании в зонах субдукции, будучи погруженными в плотную мантийную среду или находясь под гранулитам, они приобретают гравитационную неустойчивость, провоцируя адвекцию, выражающуюся в форме всплывающих волн, а далее трубок. Такая геологическая структура определяет то, что в природе имеются два типа латеральной зональности трубчатых тел карбонатитов и сопутствующих пород. Такие тела образуются, благодаря адвекции (всплыванию) расслоенной толщи. При нормальном первичном залегании толщи в центр трубки попадают нижние, наиболее основные по составу слои, а при перевернутом залегании — верхние, наименее основные, наиболее щелочные.

Погруженные толщи шельфовых фаций, обогащенные карбонатами и фосфоритами, могут служить протолитом для карбонатитов и фосфорноносных щелочных интрузивных пород. Опубликованные недавно данные по включениям в алмазах района Жуина (Бразилия) [30] указывают на то, что состав алмазоносной среды (это и карбонаты, и фосфаты, и фториды) носит черты более близкие к геохимическим чертам толщ шельфовых фаций, чем к глубоководным океаническим. На фториды особо обращаем внимание. В стратиформных полиметаллических месторождениях среди осадочных формаций шельфа (на границе с платформами) развит флюорит. Такая закономерность имеет место в фанерозойских образованиях Урала, Средиземноморья и других территорий. Она проявляется и в магматических формациях. Согласно исследованиям И.Н.Бушлякова [4], фторная специализация характерна для внутрикоровых S-гранитов, в отличие от хлорной специализации I-гранитов, ассоциирующих с

надсубдукционными габброидами активных окраин.

5. В латеральной зональности провинции сочетание наиболее высокотемпературной области, фиксированной глубинными алмазами, с областью наибольшей мощности осадочных толщ, обладающих пониженной плотностью в общем разрезе литосферы, отвечает адвективной ячее. В этой ячее подъем высокотемпературных плотных мантийных масс неизбежно приводит к расползанию расположенных выше слоев литосферы. Расползание и проседание верхней части литосферы изостатически компенсируется менее плотными осадочными массами. Такой ситуации соответствует позиция Верхне-Мунского кимберлитового поля [26]. Увеличение мощности земной коры при сопутствующем подъеме геотермы в литосфере (судя по степени агрегации азота в алмазе) может свидетельствовать о компенсационном подъеме плотных глубинных нагретых масс, в том числе астеносферы. Это соответствует модели мантийного диапиризма, или «плюмообразования», то есть восходящему потоку в центральной части конвективной (адвективной) ячее, что противоречит коллизионной модели.

6. Соотношение возраста метаморфических толщ фундамента платформы и возраста алмазов. Как следует из модели развития ячеистой адвекции, субдуцирование окружающих толщ под ячею, сопровождается компенсационным извлечением из глубины нагретых масс, которые стремятся обдуцировать на погружающиеся массы. Первые соответствуют зеленосланцевым («зеленокаменным»), а вторые гранулит-гнейсовым блокам на щитах и вблизи них [17]. Завершение их формирования фиксируется резкими региональными стратиграфическими и структурными несогласиями. По несогласиям и времени гранулитового метаморфизма можно, с известной долей точности, судить о возрасте древней субдукции, а отсюда о времени начала роста кристаллов алмаза.

Выявленной одним из авторов симметричной, в направлении к северо-западу и юго-востоку, двусторонней зональности популяций алмазов на Сибирской платформе соответствует окружение периферии платформы гранулитовыми поясами. Согласно работам ряда исследователей, обобщенных В.Е.Хаиным [25], гранулит-гнейсовые пояса конца раннего протерозоя, сопровождаемые гранитоидами возрастом 1,8—2,0 млрд.лет, присутствуют в Становом мегаблоке Алдано-Станового щита, в Хапчанском блоке Анабарского щита, где гранитоиды (1,9—1,85 млрд.лет) образуют серию массивов вдоль линии северо-восточного направления. В Оленёкском блоке присутствует раннепротерозойская вулканоплутоническая ассоциация (Экитский вулканоплутонический пояс), где амфиболит из кимберлитовой трубки Новинка Мунского поля имеет возраст 1,88 млрд.лет. Близкий возраст имеют

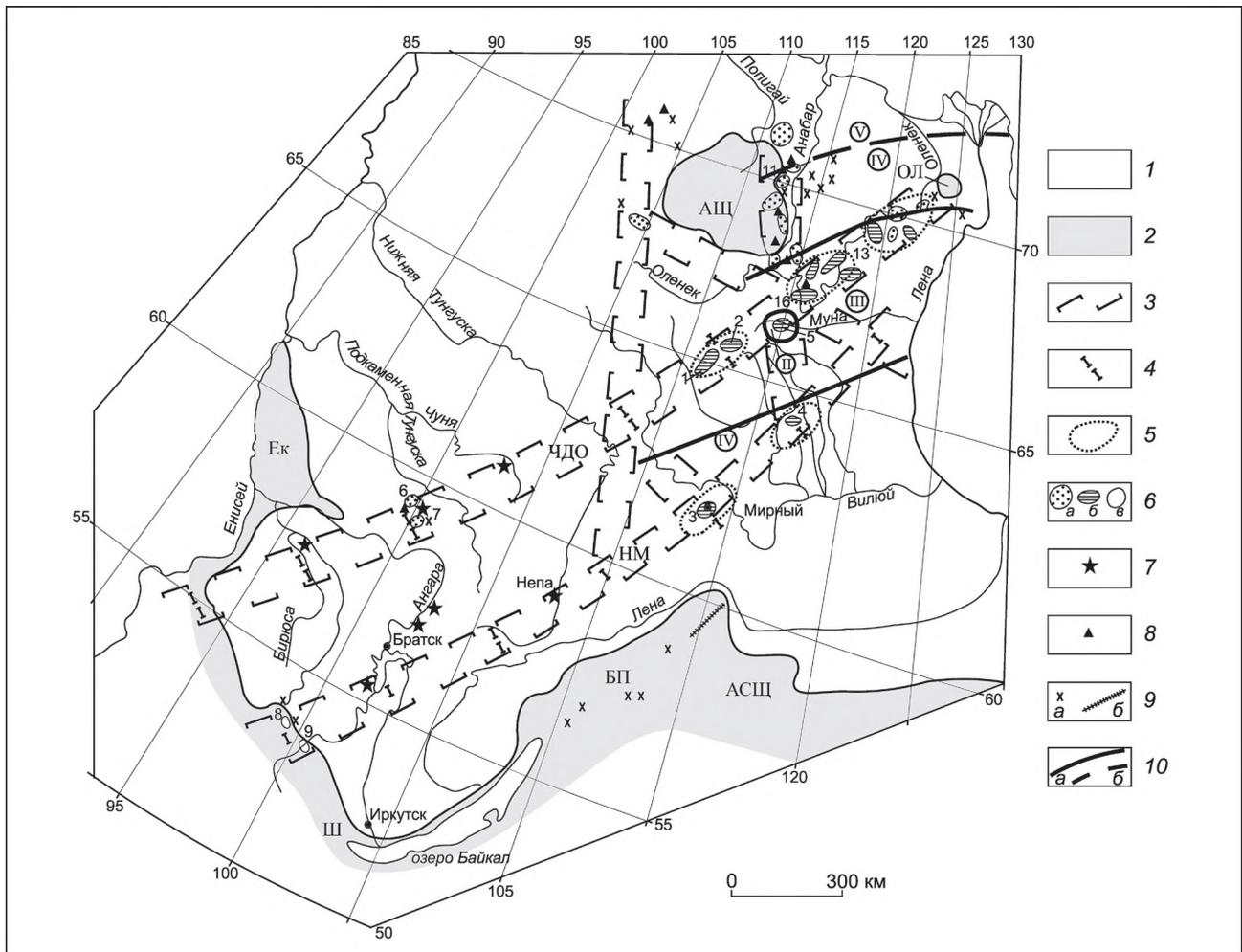


Рис. 7. Структура алмазоносной провинции Восточной Сибири. Схема составлена на основе материалов работ [2, 26] с дополнениями:

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — щиты и массивы с выходами архей-раннепротерозойских гранулитов и гранит-зеленокаменных блоков (АЩ — Анабарский, АСЩ — Алдано-Становой щиты, ОЛ — Оленёкский, БП — Байкало-Патомский, Ш — Шарыжалгайский, ЕК — Енисейского кряжа); 3 — контуры линейментов, определяющих минерагенические зоны (пояса): ЧДО — Чадобецко-Далдыно-Оленёкского, НМ — Накынско-Мирнинского; 4 — ожидаемые максимумы положительных фаз волновых корблений литосферы вдоль линеймента, обеспечивающих максимальную возможность адвекции глубинных масс в минерагенических областях (суперрайонах) при длине волны $\lambda \approx 300$ км; 5 — приблизительные контуры суперрайонов; 6 — контуры алмазоносных районов и полей с кимберлитами и родственными породами: а — мезозойского, б — палеозойского, в — допалеозойского возраста (1 — Алакит-Мархинский, 2 — Далдынский, 3 — Мирнинский, 4 — Накынский, 5 — Мунский, 6 — Тайчикуно-Нембинский, 7 — Чадобецкий, 8 — Белозиминский, 9 — Окинский, 10 — Орто-Бяргинский, 11 — Нижне-Куонамский (Старореченский), 12 — Среднекуонамский, 13 — Восточно-Укуитский, 14 — Западно-Укуитский, 15 — Куранахский (Малокуонапский), 16 — Чомурдахский, 17 — Куойский, 18 — Молодинский, 19 — Попигаийский); 7 — присутствие алмазов в аллювии; 8 — тела карбонатитов; 9 — интрузивы: а — массивы щелочного и щелочно-ультраосновного состава, б — пояс даек лампрофиров C_{2-3} ; 10 — границы зон с условными температурами агрегации азота в популяциях алмаза: от высокоагрегированных высокотемпературных II к менее агрегированным III, IV, V (цифры в кружках), определенных по образцам из трубок и россыпей (а), только из россыпей (б)

другие породы Далдынского района: эндробит 1,9, двупироксеновый плагиоклазовый мафитовый гранулит 1,8 млрд.лет (Sm-Nd метод) [20].

В юго-восточном обрамлении Сибирской платформы расположен Аkitканский вулканоплутонический пояс с видимой протяженностью 800 и шириной 100 км. Его основание представлено раннепротерозойскими гранитами, на которых залегают конгломераты и песчаники, вулканы разного состава с повышенной щелочностью. Возраст пород пояса 1,9—1,7 млрд.лет. В юго-западном обрамлении Сибирской платформы в Иркутском (Шарыжалгайском) блоке гранитоиды Саянского и Таракского комплексов имеют возраст 2,0—1,8 млрд.лет [24].

В целом, по заключению В.Е.Хаина, кратонизация Сибирской платформы завершилась во второй половине раннего протерозоя, в основном к 1,9—1,8 млрд.лет [25]. Окаймление фундамента платформы поясами метаморфизма именно этого возраста наиболее сходно в плане с картиной горизонтальной зональности популяций алмаза с разной степенью агрегации азота и соответственно температуры образования алмазов (см. рис. 7). Все вместе взятое позволяет с наибольшим основанием относить начало образования алмазов на Сибирской платформе к времени около 1,8—2,0 млрд.лет тому назад.

Рассмотрение влияния тектонического поля напряжений на структуру, механизм роста кристаллов алмаза, структурные примеси в их зонах позволяет сделать ряд выводов, касающихся общих проблем геологии алмазов.

1. Наряду со многими факторами (типы источников, температура, давление) стресс оказывает влияние на механизм роста граней, морфологию кристаллов, концентрацию примесей, входящих в структуру алмаза.

2. Кристаллизация алмаза происходит в практически твердой среде. Это относится не только к алмазам, традиционно относимым к метаморфогенным в апоосадочных метаморфических толщах (месторождение Кумды-Коль), но и к алмазам, выносимым из глубин кимберлитами. Эти алмазы правомерно считать не магматическими фенокристаллами, не метакристаллами, а фенообластами, кристаллизующимися при метаморфизме субдуцируемых толщ земной коры. Кристаллы алмаза растут как при прогрессивном, так и при регрессивном метаморфизме.

3. Метаморфогенный характер алмазов, протогенных по отношению к кимберлитам, побуждает рассматривать их минералы-спутники с позиций главным образом как показателей фаций и возраста метаморфизма. Особенности иных свойств минеральных ассоциаций спутников и их геохимии должны преломляться главным образом в аспекте соответствия геологическим формациям, характерным для фациальных зон бассейнов, в которых накапливаются толщи, имеющие разные источники углерода, и которые позже подвергаются субдукции.

4. Существующие геодинамические модели алмазообразования должны включать в себя анализ стрессовых ситуаций и компенсационную организацию тектонического течения при ячеистой конвекции масс Земли. Общая геодинамика алмазообразования наиболее обоснованно и полно описывается моделью мантийной ячеистой конвекции (адвекции), включающей субдукцию в качестве краевого эффекта, компенсирующего подъем глубинных масс в центре ячеи, с обдукцией сверху по периферии ячеи.

5. Кимберлитовый вулканизм оторван во времени от образования алмазов в глубинах Земли. Одним из главных факторов развития кимберлитового вулканизма является гравитационная неустойчивость в смыкающих крыльях линейментных флексур, осложняющих геологическую структуру субдуцированных толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеорекоkonструкций // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 50—62.
2. Барышев А.Н. Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20—35.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. —Новосибирск: Наука, 2000.
4. Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном процессе // Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. —Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, 1989.
5. Варшавский А.В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. —М.: Наука, 1968.
6. Воробьев Е.И. Об эксоллюционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 52—56.
7. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. —М.: КДУ, 2005.
8. Егоров-Тисменко Ю.К. Кристаллография и кристаллохимия: учебник. —М.: КДУ, 2005.
9. Елисеев Н.А. Метаморфизм. —М.: Недра, 1963.
10. Захарченко О.Д., Махин А.И., Хачатрян Г.К. Типоморфные свойства алмазов Восточно-Европейской платформы (месторождение им.М.В.Ломоносова) / Атлас. —М.: ЦНИГРИ, 2002.
11. Захарченко О.Д., Хачатрян Г.К., Гречинников Д.Н. Алмазы Тимано-Уральского региона. —М.: ЦНИГРИ, 2006.
12. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Алмазоносность и окислительный потенциал карбонатитов // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 350—371.
13. Кулакова И.И., Руденко А.П. Отпечатки кристаллов алмаза в кимберлитах как свидетельство его генезиса в открытых каталитических системах // Система «Планета Земля» («Нетрадиционные вопросы геологии»). XII научный семинар. —М.: РОО «Гармония», 2004. С. 59—67.
14. Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М. и др. Новый генетический тип алмазных месторождений. —М.: Научный мир, 1999.
15. Литвин Ю.А., Бутузов В.П. О росте кристаллов искусственного алмаза // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 5. С. 1123—1125.
16. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная

- тектоника (тектоника плит). —М.: Мир, 1974. С. 243—265.
17. *Перчук Л.Л.* Формирование и эволюция докембрийской коры: новые идеи и новые концепции // Смирновский сборник-2006. —М.: Фонд имени академика В.И.Смирнова, 2006. С. 23—52.
 18. *Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С.* Ксенолит катаклазированного дистенового эклогита из трубки «Удачная» // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 212—216.
 19. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. —М.: Мир, 1970.
 20. *Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д.* Коллизионная система Северо-Востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кия Якутской кимберлитовой провинции // Геотектоника. 2005. № 6. С. 42—67.
 21. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. —М.: Наука, 2004.
 22. *Сычева-Михайлова А.М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. —М.: Недра, 1973.
 23. *Титков С.В.* Ростовые дефекты в кристаллах природных алмазов и их генетическое значение // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. —М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 386—410.
 24. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Сублов С.Г.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122—137.
 25. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). —М.: Научный мир, 2001.
 26. *Хачатрян Г.К.* Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29—40.
 27. *Haggerty S.E.* Diamond genesis in a multiply-constrain model // Nature. 1986. Vol. 320. N6057. Pp. 34—37.
 28. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths // J. Geol. 1977. Vol. 85. Pp. 279—288.
 29. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. 2004. Vol. 77. № 1—4. Pp. 255—271.
 30. *Kaminsky F.V., Wirth R., Schreiber A.* Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association // Journal of the mineralogical association of Canada. 2013 Vol. 51. Part 5. Pp. 669—688.
 31. *Meyer H.O.A., Boyd F.R.* Inclusions in Diamond // Yearbook of Carnegie Institution of Washington. 1969. Vol. 68. Pp. 315—324.
 32. *Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J. et al.* Diamonds and Geology of Mantle Carbon // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2013. Vol. 75. Pp. 355—421.
 33. *Schulze D.J., Harte B., Valley J.W., Channer D.M.* Extreme geochemical variation accompanying diamonds growth, Guaniamo, Venezuela // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. Victoria. Canada. 2003. #0188. Pp. 1—3.

Геолого-геофизическое моделирование районов развития глубоководных полиметаллических сульфидов на примере рудного поля ТАГ Срединно-Атлантического хребта

Б.Д.УГЛОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1), И.В.ЕГОРОВ, (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С.Грамаберга (ВНИИОкеангеология); 190121, г.Санкт-Петербург, Английский проспект, д.1)

Показаны возможности применения комплекса геофизических и геоморфологических методов при глубинном геологическом моделировании районов развития глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) на примере гидротермального рудного поля ТАГ Срединно-Атлантического хребта. В пределах 3-го слоя океанической коры выявлена магматическая камера, инициирующая функционирование рециклинговой гидротермальной системы, под влиянием которой образуются гидротермальные рудные объекты в глубоководных частях Мирового океана. Этот факт подтверждает основную роль рециклинговых процессов при образовании глубоководных полиметаллических сульфидов.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, глубоководные полиметаллические сульфиды, геофизика, геоморфология, рециклинговая система.

Углов Борис Дмитриевич, bduglov@mail.ru

Егоров Игорь Владиленович, ieg@mail.ru

Geological and geophysical modeling of deepwater areas polymetallic sulphides the example of the ore field TAG of the Mid-Atlantic Ridge

B.D.UGLOV, I.V.EGOROV

For example of hydrothermal ore field TAG on the Mid-Atlantic Ridge shows the possibility of use of geophysical and geomorphological methods for deep geological modeling areas of deep sea polymetallic sulphides. Within the third layer of the oceanic crust revealed magma chamber that initiates the operation of recycling of the hydrothermal system, which are formed under the influence of hydrothermal ore deposits in the deep parts of the oceans. This fact confirms the major role of recycling processes in the formation of deep sea polymetallic sulphides.

Key words: Mid-Atlantic Ridge, deep polymetallic sulphides, geophysics, geomorphology, recycling system.

Одним из наиболее изученных районов проявления гидротермального рудогенеза в Мировом океане является широко известное рудное поле ТАГ (Трансатлантический геотрансект), расположенное на 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ) (рис. 1).

Это первый объект такого рода, открытый в Атлантическом океане (1985 г.) и к настоящему времени ставший своего рода эталоном при изучении проблем образования и развития объектов глубоководных полиметаллических сульфидов в Атлантике.

Эталоном этот регион является и для месторождений Российского Разведочного Района в Атлантическом океане, поскольку они располагаются в идентичной тектонической обстановке (см. рис. 1). Эталоновый статус района ТАГ связан с тем, что здесь проведено значительное количество разноплановых геолого-геофизических исследований, в числе которых, в частности,

особое место занимает глубоководное бурение по программе «Гломар Челленджер», показавшее, что мощность одного из рудных тел поля ТАГ составляет более 60 м [2]. Этот результат является практически единственным достоверным свидетельством распространения сульфидных рудных тел Атлантического океана на глубину. О глубинном строении других рудных объектов САХ можно судить, в основном, лишь по косвенным признакам или по аналогии с наземными колчеданными месторождениями [8, 9]. Определенным исключением можно считать результат единичного примера опытно-методических исследований методом ВЭЗ на рудном поле Логачёв-1 (САХ, 14°30' с.ш.), который показал примерно ту же глубину залегания нижней кромки рудного образования, что и бурение на поле ТАГ [1].

Между тем, после заключения Международным органом по морскому дну (МОМД ООН) Контракта с

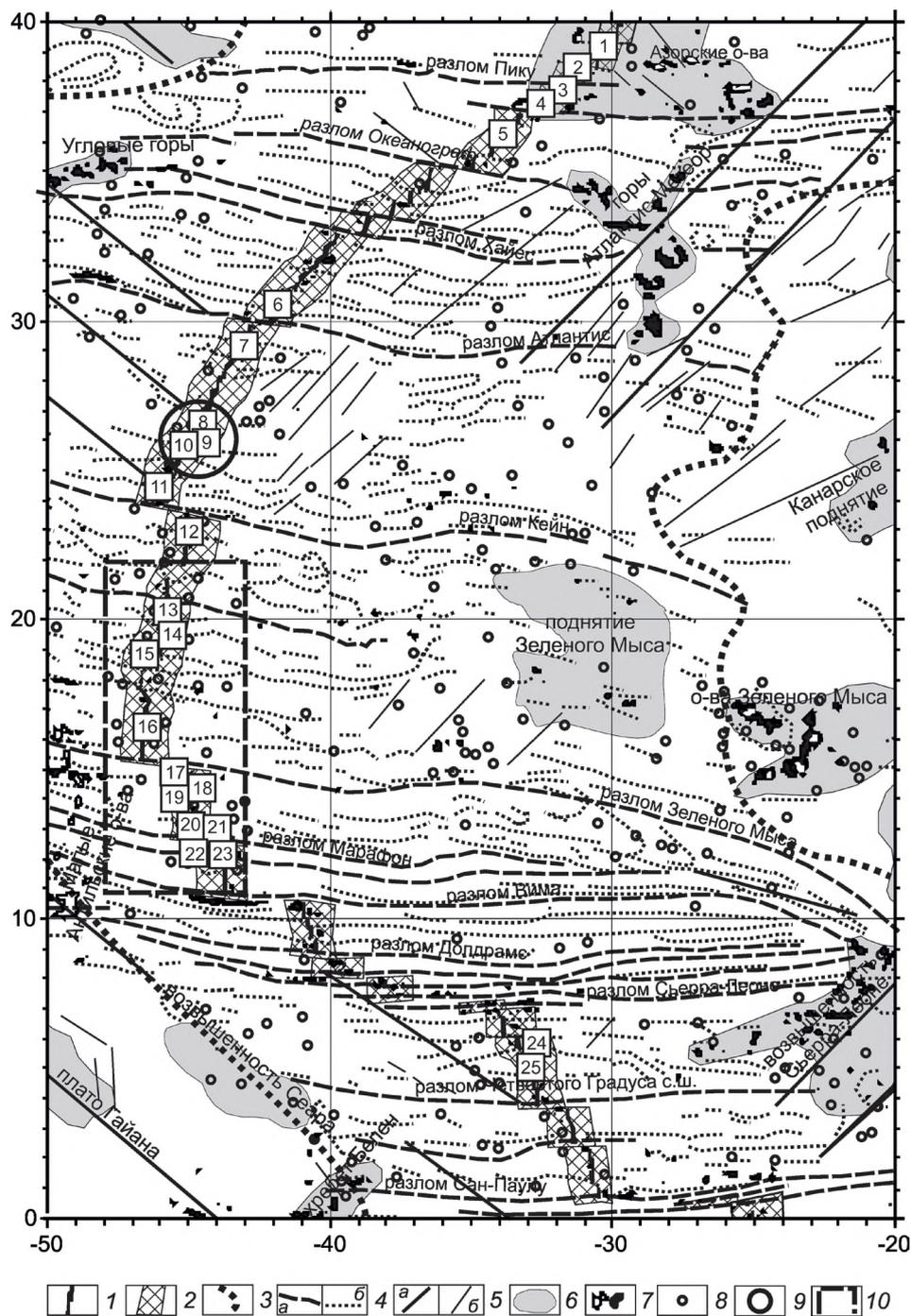


Рис. 1. Схема тектоники северной части Центральной Атлантики и расположение месторождений ГПС:

1 — рифтовая долина САХ; 2 — осевая зона САХ; 3 — внешние границы флангов САХ; разломы: 4 — трансформные: *a* — основные, *b* — второстепенные и 5 — внутриплитные диагональные: *a* — региональные, *b* — рядовые; 6 — подводные поднятия; 7 — острова и подводные горы; 8 — вулканические постройки; 9 — рудное поле ТАГ; 10 — район российских интересов; цифры в квадратах — месторождения (рудопроявления) ГПС: 1 — Менез-Гвен, 2 — Лаки-Страйк, 3 — Феймоус, 4 — Рейнбоу, 5 — Океанограф, 6 — Лост-Сити, 7 — Брокен-Спур, 8 — Алвин, 9 — Мир, 10 — Рона, 11 — 24°30' с.ш., 12 — Снейк-Пит, 13 — Пюи-де-Фолль, 14 — Зенит-Виктория, 15 — Питерское, 16 — Краснов, 17 — Логачёв 4, 18 — Логачёв 1, 19 — Логачёв 2, 20 — Семёнов, 21 — Ашадзе 1, 22 — Ашадзе 2, 23 — Ашадзе 3, 24 — Сьерра-Леоне, 25 — 5°55' с.ш.

Российской Федерацией на поиски и разведку ГПС в Российском Разведочном Районе САХ, наиболее актуальной задачей отечественных исследователей стала достоверная оценка рудной массы, и, соответственно, прогнозных ресурсов полезных компонентов как выявленных, так и вновь открываемых рудных объектов. Такая оценка невозможна без определения объема рудных тел, для чего необходимо знание их распространения как по латерали, так и на глубину. Вторая задача может быть решена лишь двумя известными способами — разведочным бурением и применением геофизических методов.

Первый способ в нашей стране находится еще в начальной стадии разработки. Кроме того, на всех этапах исследований он останется дорогим, громоздким, малопроизводительным и освещающим разрез лишь на небольшую глубину (12—15 м), соответствующую вертикальным размерам погружаемого бурового станка [5]. Поэтому такие работы являются необходимыми и эффективными главным образом на заключительных стадиях разведки.

Из геофизических методов в настоящее время в нашей стране получила применение придонная сонарная съемка, выполняемая Полярной морской геофизической экспедицией на НИС «Профессор Логачёв» и одна из простейших модификаций электроразведочного метода — придонные измерения потенциала естественной электрической поляризации (метод ЕП). Этот метод при корректных способах обработки данных и их интерпретации [9], зарекомендовал себя как надежный инструмент обнаружения залежей сульфидных руд на дне океана и определения их двумерной конфигурации на поверхности дна.

Однако на современном уровне развития метод не дает достоверной информации о вертикальных размерах рудных тел и, соответственно, о глубинном строении разреза. Для этой цели одним из наиболее подходящих геофизических методов выступает метод высокоточной придонной магнитометрии (предпочтительно в модификации градиентометрии) [8, 9]. Для исследования глубинного строения рудных полей весьма перспективными могут явиться также различные модификации метода сейморазведки. При этом широкомасштабные геофизические исследования глубинной структуры геологических обстановок развития гидротермальных глубоководных рудных полей также является весьма актуальной научной задачей.

Помимо этого, одним из привлекательных и часто используемых направлений при изучении феномена глубоководной гидротермальной деятельности является всесторонний анализ топофункции рельефа дна,

который в определенной мере дает возможность определить глубинное строение разреза. Этот метод привлекателен по вполне понятным причинам — континуальность данных и заложенная в строении рельефа информативность о геологических процессах, однозначность и воспроизводимость результатов. Ранее неоднократно предпринимались попытки получения на этой основе представлений о неоднородностях напряженно-деформационного состояния корового разреза [11, 12]. Эти работы базировались на спектральном разложении батиметрической функции, отражающей латеральную делимость жесткой части корового разреза (габброидная толща 3-го корового слоя) и положение по латерали зон дробления (преобладание высших гармоник в батиметрическом спектре), секущих весь коровый разрез. Учитывая эти обстоятельства, высокую значимость приобретает выявление взаимоотношений глубинного строения и рельефа дна.

Для анализа рельефа дна в региональном плане незаменимым источником информации являются результаты эффективной программы спутниковой альтиметрии, выполненной в США [14, 15]. Преобразование полученного гигантского массива данных о высотах водной поверхности океанов (поверхности геоида) в гравиметрические данные в редукции в свободном воздухе, последующее преобразование в другие редукции, а также в данные о рельефе океанского дна, позволяют получить целостное и достаточно подробное (хотя и в относительно сглаженном виде) представление об упомянутых видах геофизической информации в Мировом океане. Некоторые результаты, полученные при анализе этих данных в районе гидротермального поля ТАГ, показаны на рис. 2.

Поле ТАГ по современным представлениям состоит из нескольких гидротермальных объектов: активной высокотемпературной постройки Рона (1), реликтовых высокотемпературных построек Мир и Алвин (2, 3) и компактной зоны развития низкотемпературных отложений (4). Все они располагаются в пределах рифтовой долины САХ между осью долины и ее восточным бортом (см. рис. 2, А). Ось долины, представленная глубинным разломом, к которому приурочена серия неовулканических зон, а также борта долины, гребни окружающих хребтов и разломы, выраженные крутыми уступами рельефа, достаточно объективно выделяются с помощью специализированного анализа (определение положения экстремальных значений площадной двумерной функции) рельефа дна и его полного горизонтального градиента [6]. В первом случае определяется положение гребней хребтов, во втором — положение линий максимальной крутизны склонов

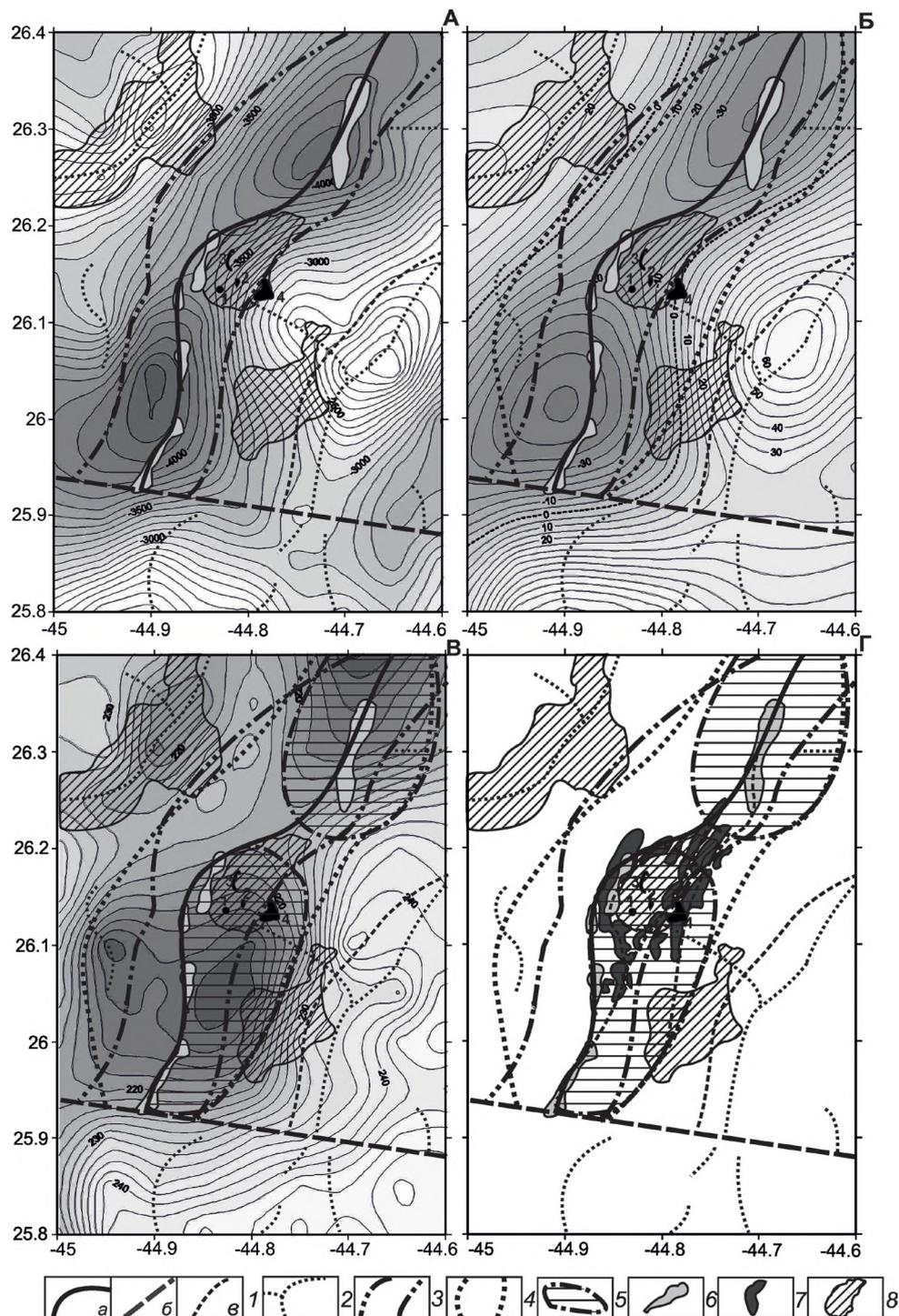


Рис. 2. Схема расположения гидротермального поля ТАГ в структуре рельефа дна и геофизических полей рифтовой долины САХ:

А — сглаженный рельеф дна (изобаты через 100 м); Б — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (изоаномалы через 5 мГал); В — аномалии силы тяжести Буге (изоаномалы через 2 мГал); Г — распределение эпицентров землетрясений (по работе [10] с изменениями); 1 — разломы: а — осевой рифтовой долины, б — трансформный, в — прочие; 2 — оси хребтов рельефа дна; 3 — борта рифтовой долины; 4 — края вершины астеносферного клина; 5 — участки разуплотненной коры; зоны: 6 — неовулканические, 7 — концентрации эпицентров землетрясений, 8 — повышенной трещиноватости земной коры; рудные объекты поля ТАГ: 1 — активная постройка Рона, 2 — реликтовая высокотемпературная постройка Мир, 3 — реликтовая высокотемпературная постройка Алвин, 4 — низкотемпературные гидротермальные отложения

(максимального горизонтального градиента) рельефа дна, соответствующего, в частности, объективному положению бортов долин и уступов рельефа (см. рис. 2).

Помимо этого, при анализе рельефа изучаемого региона путем выделения некоторого класса линейных элементов (линеаментов), отождествляемых с трещинами или разломами земной коры, выявляются зоны повышенной трещиноватости и, соответственно, проницаемости земной коры (см. рис. 2), для которых существует относительно высокая вероятность приуроченности к ним проявлений гидротермальной деятельности. Одна из таких зон, как и следует ожидать, соответствует гидротермальному полю ТАГ, а две другие, предположительно перспективные на проявления гидротермальной деятельности зоны, расположены на восточном и западном склонах рифтовой долины.

Конфигурация аномалий силы тяжести в свободном воздухе (см. рис. 2, Б), указывает на то, что к рифтовой долине хребта приурочен региональный минимум, который, очевидно, соответствует максимальному поднятию слоя вещества пониженной плотности, то есть гребню астеносферного клина. Наличие этого клина, в конечном счете, является основной причиной возникновения срединно-океанического хребта.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге (см. рис. 2, В), в свою очередь, выявляют две зоны пониженной плотности корового вещества, которые, очевидно, соответствуют областям относительно разогретой, более пластичной и менее плотной коры. Характерно, что гидротермальное поле ТАГ соответствует одной из этих областей, что, несомненно, указывает на генетическую связь этой области с процессами гидротермального орогенеза.

Исключительно важными для понимания процессов, происходящих в местах образования глубоководных колчеданных рудных полей, являются эксперименты, выполненные специалистами Вудсхолловского океанографического института (Woods Hole Oceanographic Institution, USA), в районе поля ТАГ [10].

Так, установленные вокруг активной постройки Рона (1) донные сейсмографы в течение примерно восьми месяцев регистрировали микроземлетрясения в этом районе. Всего за этот период было зарегистрировано 19 232 сейсмических события (порядка 80 микроземлетрясений в день), что позволило выявить трехмерную структуру очаговых зон до глубин 7 км, разбивающих коровый структурный ярус на блоки и фиксирующих распространение очаговых зон на глубину. Помимо этого, данный эксперимент позволил построить картину, отражающую распределение эпицентров землетрясений на поверхности дна (см. рис. 2,

Г). Зоны концентрации эпицентров землетрясений образуют подобную кольцевой структуре, окружающую поле ТАГ, которая, по-видимому, впервые зафиксировала в явном виде границы глубинного магматического очага, продуцирующего гидротермальные процессы в районе глубоководных рудных полей. Менее вязкие и более подвижные по сравнению с окружающей средой породы этого очага, очевидно, непрерывно генерируют в процессе микроподвижек на своих границах наблюдаемые микроземлетрясения.

Еще большее информационное значение имеет эксперимент, выполненный китайскими (South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences) и американскими (Woods Hole Oceanographic Institution, USA) специалистами в районе поля ТАГ [13]. В этом эксперименте донные сейсмографы были расположены на нескольких (а именно, на 5-ти субпараллельных, расположенных вдоль рифтовой долины, и одном перпендикулярном к ним) профилях в районе поля ТАГ, основные из которых (А-Б и В-Г) показаны на рис. 3. Сейсмические волны при этом возбуждались пневматическими источниками сейсмических колебаний, располагавшимися в конечных точках профилей. Такая система наблюдений позволила построить трехмерную томографическую картину распространения продольных сейсмических волн в районе наблюдений. Некоторые из наиболее характерных результатов, зафиксированных данными измерениями, представлены на рисунках 3 и 4.

На рис. 3 показаны горизонтальные срезы трехмерной картины распределения скоростей сейсмических волн на глубинах 2 и 4 км от поверхности дна (см. рис. 3, I—II). На них отчетливо видно, что начиная с глубин порядка двух километров от поверхности дна и до глубин более 4 км область в пределах упомянутого выше «кольца» гипоцентров микроземлетрясений, соответствующая гидротермальному полю ТАГ, характеризуется пониженными относительно окружающих районов скоростями сейсмических волн ($< 6,5$ км/сек), что указывает на повышенный разогрев и пластичность коровых пород в этой зоне, подтверждая наличие магматической камеры.

Существование такой камеры подтверждается также наличием отрицательных значений вертикального градиента скорости сейсмических волн внутри упомянутого кольца микроземлетрясений (см. рис. 3, III), а также инверсией скорости, наступающей на глубине порядка 1 км, начиная от которой скорость продольных волн снижается от 7 до 6 км/сек, а приращение скорости падает от 2,3 до 0 км/сек (см. рис. 3, IV) что указывает на значительный разогрев, «размягчение» и понижение плотности подстилающих рудное поле пород.

Магматическая камера, подстилающая гидротермальное поле ТАГ, отчетливо выделяется также и на скоростных разрезах по профилям А-Б и В-Г (см. рис. 4). На этих разрезах видно, что под гидротермальным

полем происходит резкое увеличение мощности относительно низкоскоростного (6—7 км/сек) слоя коры от примерно 1 км до 6 км. В центральной части этого «раздутия» на глубине порядка 3 км от поверхности

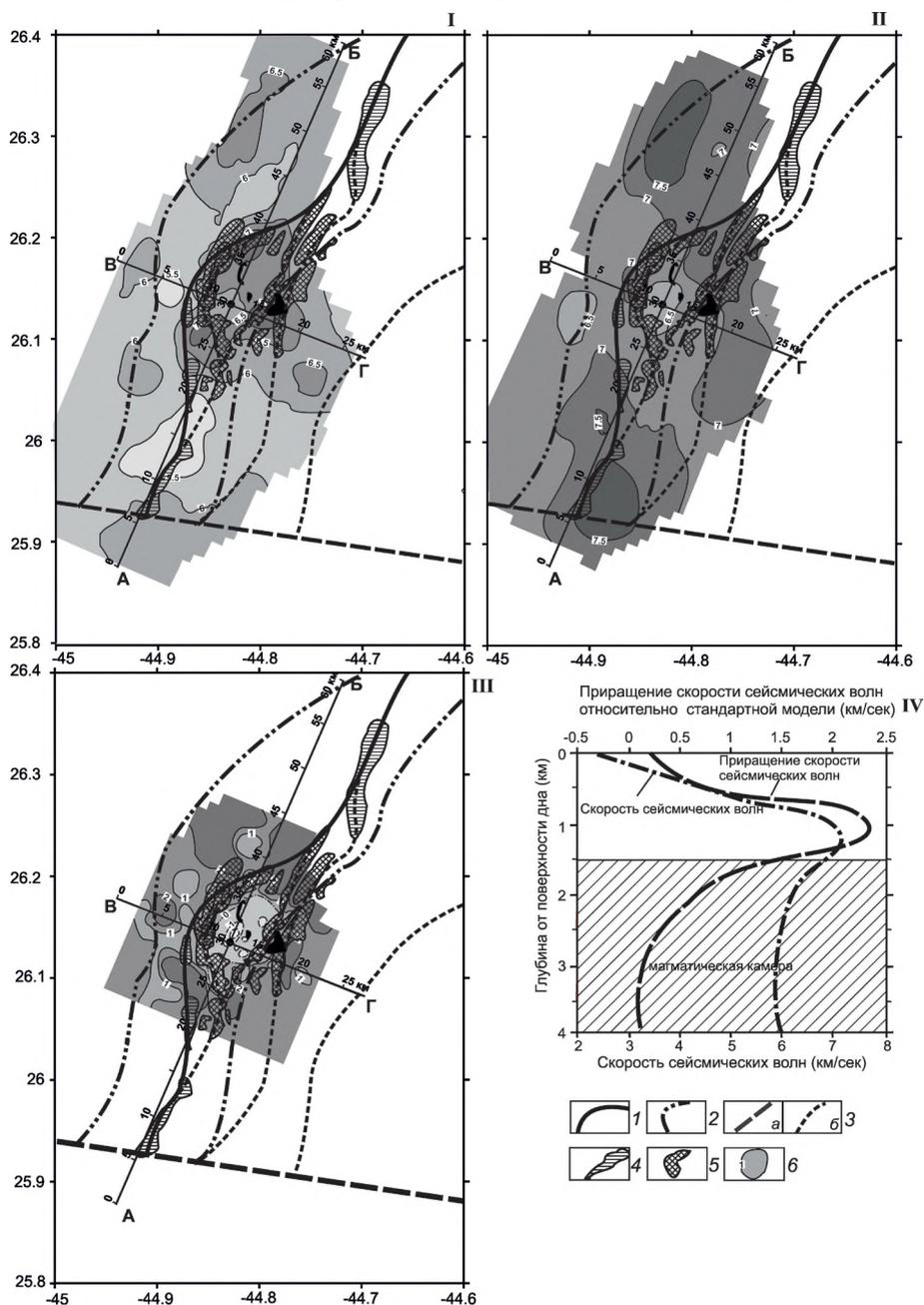


Рис. 3. Распределение скоростей сейсмических волн по латерали на глубине 2 км (I) и 4 км (II) от поверхности дна и распределение вертикального градиента скорости сейсмических волн по латерали на глубине 1,75 км от поверхности дна (III); вертикальные профили скорости сейсмических волн и приращений скорости сейсмических волн относительно стандартной модели в точке расположения активной постройки Рона (IV):

1 — осевой разлом рифтовой долины; 2 — борта рифтовой долины; 3 — разломы: а — трансформный, б — прочие; зоны: 4 — невулканические, 5 — концентрации эпицентров землетрясений; 6 — изолинии скорости сейсмических волн (в км/сек) для I и II и вертикального градиента скорости сейсмических волн (в км/сек²) для III; А-Б, В-Г — опорные профили наблюдений с донными сейсмографами, по работе [13] с изменениями и дополнениями

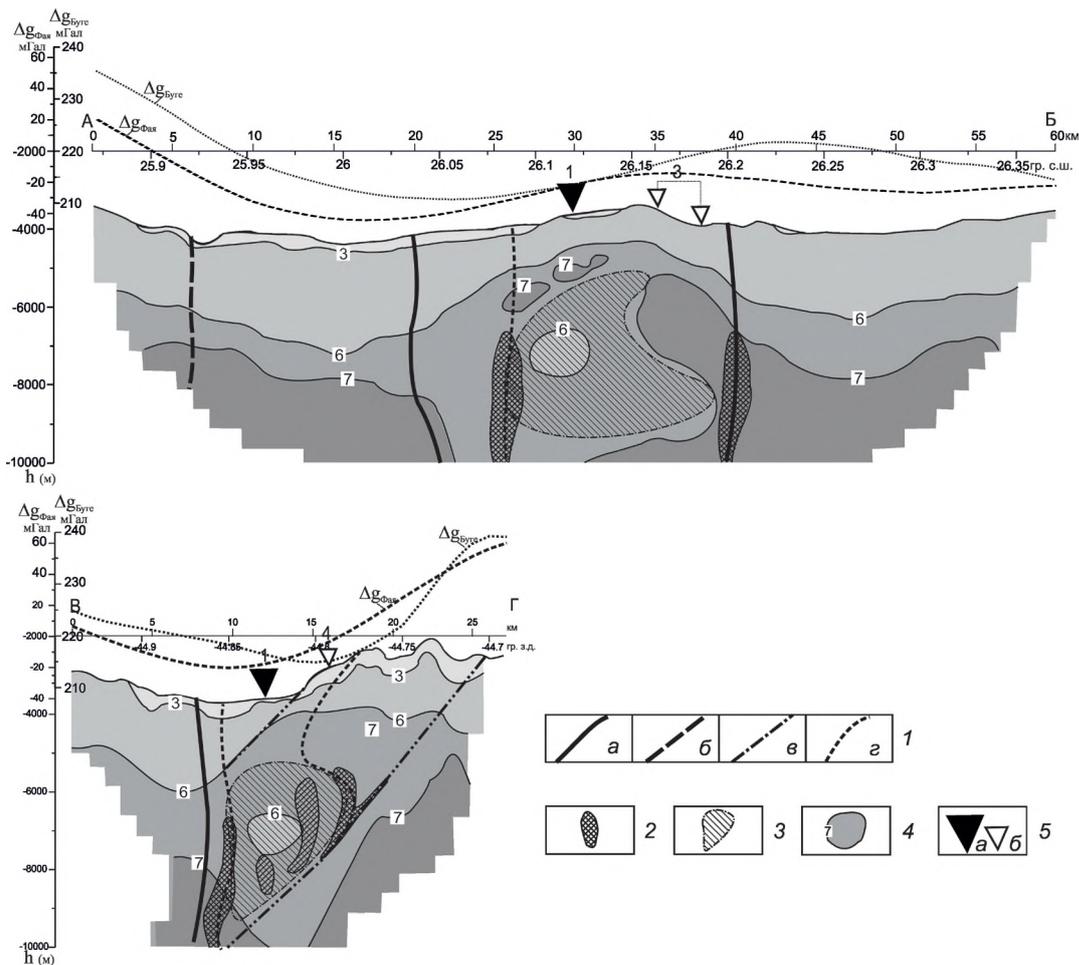


Рис. 4. Скоростные разрезы земной коры по профилям А-Б и В-Г, по работе [13] с изменениями и дополнениями:

1 — разломы: а — осевой рифтовой долины, б — трансформный, в — разделительные (детachment), з — прочие; 2 — зоны концентрации гипоцентров землетрясений; 3 — магматическая камера; 4 — изолинии скорости сейсмических волн; 5 — гидротермальные постройки: а — активная и б — неактивные

дна наблюдается область еще более пониженных скоростей (менее 6 км/сек), соответствующая, очевидно, магматическому очагу неизвестной пока природы — основному источнику тепла, образующему магматическую камеру. Указанному увеличению мощности относительно низкоскоростного слоя коры закономерно соответствует минимум силы тяжести Буге.

Сейсмотомографическая модель трехмерной структуры района ТАГ [13] требует наличия крупного пологопадающего (~20°) с востока на запад тектонического нарушения, разделяющего слои с разными скоростями сейсмических волн верхней части разреза и примерно ограничивающего сверху магматическую камеру (см. рис. 4). Другой, примерно параллельный указанному пологопадающий разлом (~25°), соответствует глубинному фронту распространения сейсмоочаговой системы и ограничивает снизу магматическую камеру (см.

рис. 4). Эти разломы, по-видимому, могут быть связаны с нарушениями типа «детachment», образующими горизонтальные или пологопадающие отслаивающиеся срывы, отделяющие относительно твердые блоки земной коры и мантии от пластичных пород магматической камеры и окружающих ее разуплотненных пород.

По изложенным материалам можно сделать следующие выводы. Результаты исследований комплексом геофизических и геоморфологических методов, выполненных в районе гидротермального рудного поля ТАГ, однозначно указывают на существование у подножья этого поля активной магматической камеры, представленной в виде низкоскоростной сейсмической аномалии (рис. 5). Эту камеру окружают области относительно разуплотненной коры, а ограничивает ее система региональных разломов, основным из которых является осевой разлом рифтовой долины (см. рис. 5, 1).

На границах камеры непрерывно происходят малые смещения разогретых и более подвижных пород камеры относительно вмещающих пород. Эти смещения и являются очагами наблюдаемых микроземлетрясений.

Камера находится в пределах 3-го слоя океанической коры, образованного двухслойной толщей со средними пластовыми скоростями сейсмических волн порядка 6,5 и 7,5 км/сек (см. рис. 5, II—III). Располагается она на глубине примерно 1,5 км от поверхности дна, погружается до глубины порядка 6 км и имеет в поперечнике около 12,5 км по направлению вдоль рифтовой долины и приблизительно по 7 км поперек нее. Таким образом, объем камеры можно приближенно оценить в 500 км³. Несомненно, что камера столь значительного объема выделяет существенное количество тепла, оценить которое ввиду недостатка данных, в настоящее время практически невозможно, но которого, очевидно, вполне достаточно для запуска рециклинговой системы — своеобразного химического реактора, ответственного за образование гидротермальных (колчеданных) рудных объектов [4].

В рассматриваемом случае камеру перекрывает зона повышенной трещиноватости, которая способствует проникновению сквозь толщу коры разогретых флюидов. Охлажденные и рабавленные в пределах придонного водного слоя, эти флюиды через окружающие магматическую камеру разломы вновь погружаются, взаимодействуют с ней, смешиваются с поднимающимися глубинными горячими флюидами и обогащают их растворенными плезными элементами. По ходу подъема через коровую толщу, обогащенные горячие флюиды отлагают растворенное в них вещество в виде колчеданных рудных объектов.

Рассматривая более детально тектоническое строение региона поля ТАГ (см. рис. 5, I), можно отметить его следующие характерные особенности:

поле ТАГ и подстилающая его магматическая камера, находящаяся у восточного борта рифтовой долины, располагается несимметрично относительно ее осевого разлома, который маркируется линейными, вытянутыми вдоль оси долины зонами неовулканических отложений;

магматическая камера и окружающая ее область разуплотненной коры образуют блок относительно пластичной коры, который сверху и снизу ограничен разделительными разломами типа детачмент и полого (под углом 20—25°) воздымается в восточном направлении, обнажаясь на поверхности дна на восточном фланге САХ;

такое несимметричное расположение важных тектонических элементов в пределах осевой зоны срединного хребта, возможно, определяет дальнейшее

асимметричное развитие и строение Срединно-Атлантического хребта в целом, что неоднократно отмечалось ранее [3, 7];

магматическая камера, как причина образования гидротермальных рудных полей, в изучаемом районе обладает своеобразными поисковыми признаками: упомянутым выше «раздутием» верхней толщи 3-го океанического слоя, специфическим скоростным сейсмическим разрезом и существенным (высотой порядка первых километров) поднятием поверхности дна в пределах рифтовой долины (см. рис. 5, II). В связи с этим подробное исследование рифтовой долины САХ методами многолучевого придонного эхолотирования и сейсмического профилирования приобретает весьма прагматичный характер, решая задачи выявления перспективных участков развития гидротермальных месторождений и изучения их глубинного строения, в том числе и в условиях наличия поверхностного слоя осадков.

Таким образом, рассмотренные геофизико-геоморфологические данные района типичного для Срединно-Атлантического хребта гидротермального рудного поля ТАГ указывают на непротиворечивость рециклинговой модели образования глубоководных полиметаллических сульфидов и позволяют рассматривать ее как основной механизм колчеданного рудообразования на дне, по крайней мере, Атлантического океана.

Такой вывод имеет важные практические последствия, так как учитывает, что для запуска реактора рециклинговой системы с образованием рудных объектов, необходимо наличие **трех основных факторов**: магматической камеры как источника тепла на подходящей глубине, морской воды и достаточно проницаемой (трещиноватой, пористой и др.) среды, через которую может осуществляться циркуляция гидротермальных флюидов с переотложением полезных компонентов в виде рудных колчеданных залежей.

В связи с этим, практически вся поверхность флангов Срединно-Атлантического хребта, занимающего, в свою очередь, практически всю площадь дна Атлантического океана (см. рис. 2) может считаться перспективной на образование глубоководных полиметаллических сульфидов, поскольку на флангах САХ имеется значительное количество вулканических образований, которые могут служить источниками тепла и генерировать рециклинговые системы (см. рис. 2).

Кроме того, если следовать концепции плитовой тектоники, образовавшиеся в рифтовой долине рудобъекты в процессе спрединга должны «отъезжать» от осевой зоны хребта и занимать значительные пространства на его флангах, образуя гигантские скопления сравнительно древних рудных образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Лисицын Е.Д., Московская Л.Ф. и др. Использование ВЭЗ для пространственного картирования и оценки прогнозных тел ГПС // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 44—47.
2. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. —М.: Наука, 2006.
3. Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза // Доклады РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 638—641.
4. Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г. и др. Месторождения колчеданного семейства. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. —М., 2002.
5. Сергеев М.Б., Иванов В.Н., Самоваров М.Л. Российские исследования глубоководных полиметаллических сульфидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: достижения, проблемы, перспективы / Тр. совещания в ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского», 19—20 января 2011 г. — М.: ВИМС, 2013. С. 15—19.
6. Углов Б.Д. Геолого-геофизические основы минерагенического районирования дна Мирового океана // Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. —М.: ЦНИГРИ, 2004.
7. Углов Б.Д. Геолого-геофизическое районирование дна Мирового океана для металлогенического анализа // Отечественная геология. 2006. № 2. С.42—51.
8. Углов Б.Д. Геолого-геофизические методы выделения обстановок, благоприятных для формирования глубоководных сульфидных руд / Тр. совещания в ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского», 19—20 января 2011 г. —М.: ВИМС, 2013. С. 25—46.
9. Углов Б.Д. Об определении формы рудных тел глубоководных сульфидных месторождений для оценки их ресурсного потенциала // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 19—29.
10. De Martin B.J., Sohn R.A., Canales J.P., Humphris S.E. Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge, Geology. 2007. Vol. 35. Pp. 711—714.
11. Escartin J., Hirth G.H., Evans B. Nondilatant brittle deformation of serpentinites: implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. JGR, 1997. Vol. 102, nb2. Pp. 2897—2913.
12. Escartin J., Lin J. Tectonic modification of axial crust structure: evidence from spectral analyses of residual gravity and bathymetry of the Mid-Atlantic Ridge flanks. EPSL. 1998. № 154. Pp. 279—293.
13. Minghui Zhao, Canales J.P., Sohn R.A. Three-dimensional seismic structure of a Mid-Atlantic Ridge segment characterized by ctive detachment faulting (Trans-Atlantic Geotraverse, 25°55'N-26°20'N) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Vol. 13. № 1, 2. November, 2012, Q0AG13, doi:10.1029/2012GC004454.
14. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences // Intl. Geophys. Series. 2001. Vol. 69. Pp. 447—457.
15. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. Pp. 10039—10054.

Структура и геологическая история квазиостроводужной системы Минахаса-Сангихе

П.Н.КУПРИН (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова; 119991, г.Москва, Ленинские горы, д.1)

Рассматриваемый тектонический элемент расположен в центре континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией. Его структура играет важную роль в оценке характера геологических связей Зондского, Индонезийского и Филиппинского архипелагов. Разнообразные данные свидетельствуют о том, что совсем недавно здесь находилась молодая эпигерцинская платформа. Структурное преобразование происходило под решающим влиянием вертикальных дифференцированных тектонических движений, в результате которых сформировалась квазиостроводужная система.

Ключевые слова: Минахаса-Сангихе, квазиостроводужная система, дифференцированные вертикальные движения, континентальная окраина.

Куприн Павел Николаевич, kuprin.paveln@gmail.com

The structure and geologic history of the quasi island arc Minahasa-Sangihe system

P.N.KUPRIN

The paper discusses a tectonic element located in the center of the Pacific Ocean continental margin between Asia and Australia. Understanding of its structure is important for the assessment of the character of geologic relationships of the Sunda, Indonesia, and Philippines archipelagos. Various data suggest that only very recently, this area was occupied by an epihercinian platform. The structural transformation was occurring under the control of vertical differential tectonic movements, resulting in the formation of the quasi island arc system.

Key words: Minahasa-Sangihe, quasi island arc system, differential vertical movements, continental margin.

В ряду крупных структурных элементов континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией находится квазиостроводужная система (КОДС) Минахаса-Сангихе [3]. Она расположена в центре орографически и тектонически разнообразных сооружений Индонезийского архипелага. На северо-западе и севере она граничит с КОДС Сулу-Басилан, со складчатыми линиями о.Калимантан и Филиппинского архипелага, на востоке — с Молуккской КОДС, на юге и юго-востоке — со складчатыми сооружениями шпоры Сула и Малой Зондской островной дуги. С юго-запада ее обрамляет впадина Макасарского пролива (рис. 1).

Таким образом, КОДС Минахаса-Сангихе включает впадину моря Сулавеси, западную половину впадины впадины Молуккского моря и разделяющий их надводно-подводный хребет Минахаса-Сангихе-Сарангани [9, 10].

В море Сулавеси островов нет, а в целом плоское дно его осложнено разнообразными понижениями и мелкими поднятиями преимущественно изометрической формы. К подножиям хребтов на п-ове Минахаса и на островах Сангихе и Сарангани прижаты глубокие асимметрического строения Северо-Сулавесский (глу-

бина >5520 м) и Котабаты (5914 м) относительно узкие и вытянутые, параллельные горным хребтам, желобатроги, относящиеся к категории суббассейнов* (рис. 2). Непрерывно тянущийся от п-ва Минахаса (о.Сулавеси) через архипелаги Сангихе и Сурангани надводно-подводный хребет разделяет впадины морей Сулавеси и Молуккского и опирается на севере в антиклинорный хребет на о.Минданао, на Филиппинах. Высота хребта Минахаса-Сангихе-Сарангани колеблется около 6000 м, если отсчитывать ее от оконтуривающей изобаты 5000 м [1, 9].

Важная черта донного рельефа — развитие по всему периметру впадины моря узких, высоких и крутых континентальных склонов. Малоамплитудные и расплывчатой формы небольшие возвышенности приурочены главным образом к подножиям этих склонов.

Орографически и генетически связанные между собой структуры п-ва Минахаса и хр.Сангихе-Сарангани являются стержнем островной вулканической дуги Минахаса-Сангихе. Радиус кривизны этой дуги около 800 км, ее вершина обращена к юго-востоку, а мак-

*Суббассейны — это аномально низкие орографические понижения дна впадин задуговых (тыловых) морей в островодужных системах.

симальный изгиб приурочен к повороту широтного отрезка п-ва Минахаса к субмеридиональному отрезку. Названные структуры осложняют и северо-восточную часть о. Сулавеси, а поверхности которого выделяются гряды тектонически активных хребтов. На п-ве Минахаса отчетливо просматриваются две такие гряды. Северная из них выклинивается в том месте, где происходит смена простираний самого полуострова, то есть еще в широтном его отрезке. Южная гряда начинается на западе широтного отрезка п-ва Минахаса горой Малино (2702 м) и тянется на всем его протяжении вплоть до пролива, отделяющего п-ов Минахаса от архипелага Сангихе [1, 9].

На п-ове Минахаса выявлено шесть действующих вулканов и пять объектов в сольфатарной стадии. Наиболее активным является вулкан Сопутан (1827 м). На архипелаге Сангихе в настоящее время действуют пять вулканов, из которых три расположены на островах, а два — под водой. Наибольшую активность проявляет вулкан Аву на о. Сангихе; его вершина воздымается над

морем на 1850 м.

Дж.Ф. Умбров и другие голландские исследователи индонезийских островов пришли к заключению, что вулканы и сопутствующие им структуры располагаются в полосе отрицательных изостатических аномалий [6].

На южной оконечности о. Минданао (Филиппины), куда близко подходит хр. Сангихе-Сарангани, навстречу ему, простирается горный кряж антиклинорного строения и высотой более 2300 м. Такие же прямые связи между геоморфологическими и структурными элементами наблюдаются повсеместно на этих территориях.

Рельеф дна моря Сулавеси по спутниковой альтиметрии и измеренным глубинам характеризует впадину этого моря как единый морфоструктурный блок с понижающимися отметками донной поверхности к цоколю островной дуги Минахаса-Сангихе. На этом фоне особенно заметным выглядит Северо-Сулавесский суббассейн, в то время как суббассейн Котабаты не имеет четких ограничений несмотря на то,

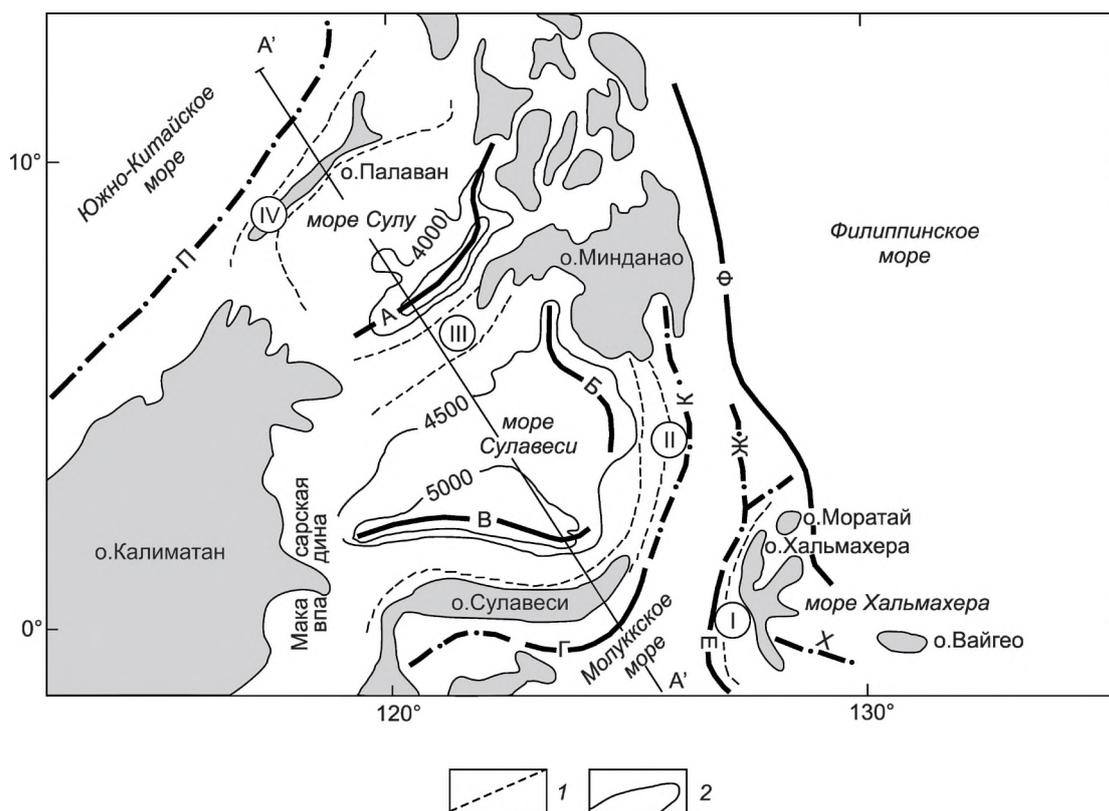


Рис. 1. Положение квазиостроводужной системы Минахаса-Сангихе в северо-восточном сегменте континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией:

1 — контуры надводно-подводных хребтов в КОДС; 2 — изобаты, м; оси: желобов-трогов КОДС (А — Сулу, Б — Котабаты, В — Северо-Сулавесский, Е — Бочан-Тарнаите) и Ф — Филиппинского глубоководного океанического желоба, наиболее глубоких частей желобов-трогов (П — Палаван, Г—К — Томини—Давао, Х — Хальмахера, Ж — Моратай); римские цифры в кружках — квазиостроводужные системы (I — Молуккская, II — Минахаса-Сангихе, III — Сулу-Басилан, IV — Палаван-Крокер); А'—А' — линия профиля

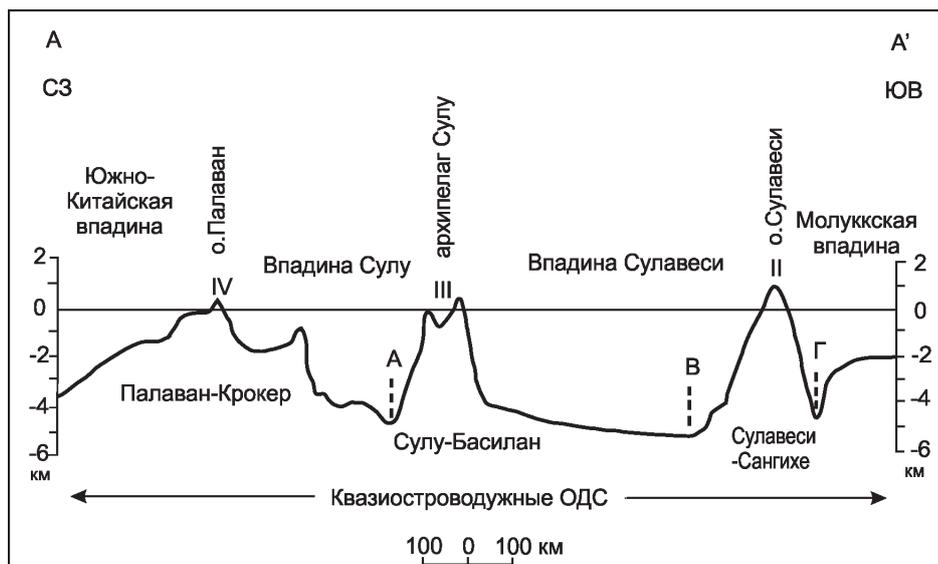


Рис. 2. Батиметрический профиль по линии А'—А' через квазиостроводужные системы Палаван-Крокер—Сулу-Басилан—Минхаса-Сангихе:

см. услов. обозн. к рис. 1

что он глубже, чем Северо-Сулавесский суббассейн.

Высоты поверхности моря Сулавеси, полученные с помощью спутниковой альтиметрии, и простираение линий равных их значений в целом согласуются с донным рельефом на подводном хребте Сангихе, где водная поверхность имеет отметку +75 м; его вершина находится вблизи крупного о.Сангихе. Над Северо-Сулавесским суббассейном поверхность моря понижается до +54 м, но простираение линий равных высот почти полностью совпадает с простираением границ суббассейна. Акватория суббассейна Котабаты выражена округлой депрессией с понижающейся к ее центру высотой поверхности моря от +69 до +62 м. Возвышенность в донном рельефе, подходящая под углом к склону цоколя хребта Сангихе-Сарангани, на поверхности моря отображена обширным валом того же простираения с превышением над смежными понижениями от +21 м на юго-западе до +7 м на северо-востоке. Отмеченные неровности водной поверхности, как и в других морях, являются указанием на неоднородную по составу и свойствам пород глубинную структуру данной квазиостроводужной системы. При слабой геолого-геофизической изученности квазиостроводужной системы Минахаса-Сангихе полученные таким путем результаты имеют важное значение.

Со стороны Молуккского моря квазиостроводужная система Минахаса-Сангихе ограничена на севере впадиной Давао, а на юго-востоке — широтно ориентированной впадиной Томини. Шарниры впадин Давао и Томини воздымаются навстречу друг другу и напротив южного окончания цоколя островов Сангихе образуют седловину. Впадина Давао начинается

в одноименном заливе о.Минданао, ориентирована согласно с простираем цоколя островов, имеет глубину 3740—3016 м, отличается расплывчатой формой дна и склонов, обусловленной появлением различных неровностей донного рельефа.

Впадина Томини (или иначе впадина Торино, прогиб Горонтало) на западе начинается в одноименном заливе Молуккского моря, в восточном направлении выходит в ее южную часть. У изгиба п-ова Минахаса, где глубина впадины увеличивается с 2232 до 4135 м, она раздваивается; одна ее ветвь идет к северу, на соединение с впа-

диной Давао, а другая, широтная — ориентирована к востоку, к морю Хальмахера, ограничивая с севера шпору Сула [1]. Вместе эти впадины образуют желоб-трог Давао-Томини, являющийся зеркальным отображением Молуккского желоба-трога. Хотя желоб-трог Давао-Томини изгибается вершиной к океану, его положение внутри Индонезийского архипелага, на значительном удалении от океана, а также геолого-геофизическая характеристика его структуры не позволяют сравнивать его с глубоководными желобами в классических островодужных системах. Да и все морфоструктурные элементы рассматриваемой области по особенностям своего строения стоят гораздо ближе к квазиостроводужному нежели к классическому их типу.

Молуккский и Давао-Томини желоба-троги разделены меридиональным подводным поднятием, осложненным на своей вершине небольшой группой островов Талауд [1, 14]. Простираясь к северу от островов Талауд, это поднятие через мелкие острова Нануса и Миангас подходит к восточному краю о.Минданао, к его узкому и длинному мысу. Острова Нануса и Миангас находятся на подводном продолжении этого мыса [1, 2, 4]. Между мысом и самым южным полуостровом о.Минданао расположены упоминавшиеся ранее залив и впадина Давао, то есть северная центрикулярная желоба-трога Давао-Томини. В южном направлении хорошо обозначенное подводное поднятие от островов Талауд следует до островов Маю и Тифоле, называемыми также островами Бадунгдуа, а за ними приобретает весьма расплывчатые очертания [5]. На самом юге от этого подводного поднятия отчленяются почти округлой формы несколько самостоятельных

донных возвышенностей с глубинами 1500—2000 м.

Эти же особенности донного рельефа и взаимоотношения его с соседними элементами выражены и на карте рельефа дна по спутниковой альтиметрии и измеренным глубинам [4]. Поднятие Талауд близко подходит к самому восточному мысу о.Миданао, ограничено с запада и востока слабо изгибающимися и неглубокими желобами-трогами, на юге распадается на ряд изометричных возвышенностей и находится в торцовом сочленении с морфоструктурным блоком-шпорой Сула.

Ось поднятия Талауд параллельна оси желоба-трога Давао-Томини и также слабо изгибается к востоку. Южным ограничением поднятия Талауд служит широтно ориентированная часть впадины Томини (Торино, Горонтало).

Из сказанного следует, что поднятие Талауд представляет собой выступающий над смежными желобами-трогами блок земной коры амплитудой от 1000 до 4000 м, осложненный по оси разноразмерными надводными островами. Он отделяет Молуккскую квазиостроводужную систему от Минахаса-Сангixe КОДС.

Орографическая позиция поднятия Талауд не позволяет сомневаться в прямой его связи с морфоструктурами восточного края о.Минданао, а также в торцовом сочленении с блоком-шпорой Сула. Такое его положение отчетливо зафиксировано в естественном гравитационном поле. Вся акватория Молуккского моря, за исключением одноименного желоба-трога, на карте аномалий силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии выражена широкой полосой отрицательных аномалий от -30 до -299 мГал [20]. Лишь наиболее высокая часть поднятия с островом Талауд на вершине отражена незначительной ($+10$ до $+50$ мГал) положительной аномалией.

Широкая, в целом отрицательная аномалия Молуккского моря является связующим звеном в цепи таких же аномалий, совпадающих на севере с Филиппинским глубоководным океанским желобом, а на юге — с Серамским, Кайским и Тиморским желобами-трогами. Вместе они образуют огромную дугу отрицательных аномалий, отделяющую Азию от Тихого океана, Новой Гвинеи и Австралии.

Близкую структуру, но не во всех чертах повторяющую описанную картину, имеет аномальное гравитационное поле в свободном воздухе. В центральной области Молуккского моря положительные аномалии характеризуют не только поднятие Талауд, но и группу островов Тифоле и Маю, а также примыкающие к ним другие мелкие элементы донного рельефа. Не столь контрастно проявляется связь полос с отрицательными величинами аномалий к югу от впадины Томини. Однако и по этим данным акватория Молуккского моря находится в единой зоне между Филиппинским глубоководным океанским желобом и желобами-

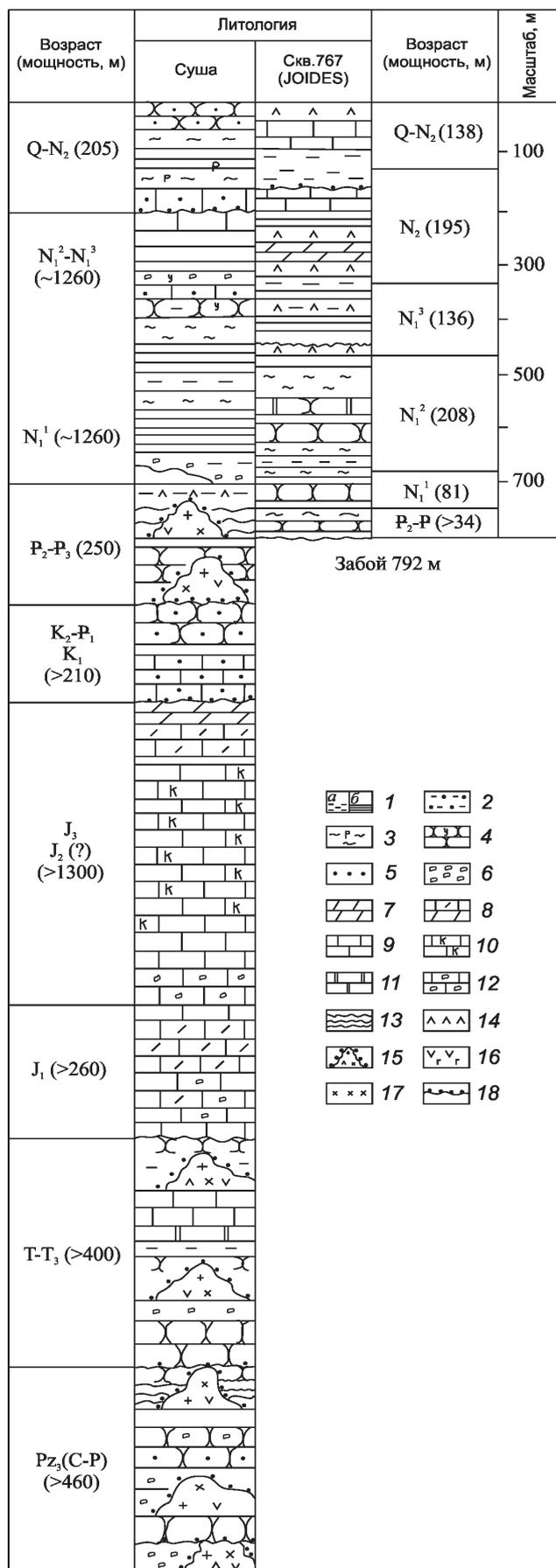
трогами Серам, Кай и Тимор.

Таким образом, по всем данным получается, что Молуккская квазиостроводужная система по отношению к Филиппинскому архипелагу располагается кулисообразно, смещаясь к востоку от о.Минданао. В то же время она орографически и структурно связана с системой морфоструктурных элементов о.Новая Гвинея, являясь ее северо-западной периклиналью.

Цельного описания геологического строения структурных элементов рассматриваемого КОДС не имеется. Разрозненные и далеко неполные геологические наблюдения на поднятии Талауд указывают на значительную его сложность. Так, отмечается, что наиболее древними отложениями, прорываемыми интрузиями основных пород, являются глинистые сланцы с радиоляриевыми кремнями домезозойского возраста (рис. 3). Этот комплекс пород несогласно перекрывается серией чередующихся песчаников и мергелей с базальными слоями брекчии. В составе брекчии доминируют обломки известняков, изверженных пород, кремней, сцементированных карбонатным материалом. Хотя никаких окаменелостей в этих породах обнаружено не было, почти все исследователи относят их к нижнему миоцену. На этом основании делается вывод об отсутствии на поднятии Талауд палеогеновых отложений. Предполагается также, что миоценовая толща прорвана интрузиями основных пород, но уже в более позднее время. Фазы внедрения интрузий и эффузии основных пород на этом поднятии, по мнению Ван Беммелена, уверенно коррелируют по времени с аналогичными процессами на островах Филиппинского архипелага [2]. Следовательно, поднятие Талауд может иметь тот же возраст, что и смежные тектонические элементы этого архипелага.

Сведения о геологическом строении п-ова Минахаса и островов Сангixe и Сарангани также незначительны.

На п-ове Минахаса наиболее древними являются кристаллические сланцы допозднетриасового возраста, обнажающиеся к юго-востоку от города Горонтало и в месте изгиба самого полуострова. М.Дж.Одли-Чарлз относит их к комплексу пород складчатого основания, к фундаменту [5]. Нижне-среднетриасовые отложения отсутствуют. На породах фундамента несогласно залегают неметаморфизированные верхнетриасовые и местами меловые осадочные образования. Верхнетриасовая толща слагается известняками, уплотненными глинами (аргиллитами?) и другими породами мелководноморского генезиса. В течение позднего триаса—юры происходил интенсивный размыв всех домеловых отложений (см. рис. 3). Меловая система представлена на западе полуострова мелководными, а на севере и востоке — относительно глубоководными пелитоморфными известняками и кремнистыми отложениями. В позднем мелу—эоцене эти породы



подверглись метаморфизму и в эоцене—олигоцене в них внедрились гранодиоритовые интрузии. В эоцене также активизировались вулканические процессы. В период от среднего эоцена до раннего миоцена широкое развитие получили различные по составу известняки, в том числе и такие их разновидности, которые обычно связаны с глубокими понижениями дна в периферийной области шельфа. Среднемиоценовые осадочные образования, по-видимому, отсутствуют. Предполагается, что в это время проявились складчатость и орогенез. Обнаруженные редкие надвиги были направлены в сторону шпору Сула.

Среднемиоценовая складчатость, захватившая многие районы Индонезийского архипелага, не минула и рассматриваемую территорию и положила начало значительной вертикальной дифференциации и формированию структур квазиостроводужного типа. Отражением этого процесса является практически повсеместное образование в позднем миоцене—плиоцене как мощных, так и тонкослойных молассовых толщ, содержащих вулканогенные породы. Одновременно в неглубоких морских бассейнах отлагались типичные для них смешанные терригенные и карбонатные осадки небольшой мощности. В конце плиоцена все накопившиеся до этого вулканогенно-терригенные образования подверглись новой складчатости, разрывным нарушениям, в них внедрились гранодиоритовые интрузии. С этим временем связана дальнейшая вертикальная дифференциация сформировавшихся ранее морфоструктурных элементов п-ова Минахаса и цоколя архипелагов Сангихе и Сарангани, достигшая максимума в четвертичное время. Повсеместно постплиоценовые отложения с разрывом и угловым несогласием залегают на более древних отложениях, на разных гипсометрических и батиметрических уровнях. В это время образовались суббассейны во впадинах моря Сулавеси и возник в качестве единого тектонического элемента надводно-подводный хребет Сангихе. В их пределах наметилось большое число более мелких структурных осложнений,

Рис. 3. Схематический геологический разрез отложений КОДС Минахаса-Сангихе и разрез скважины 767 в море Сулавеси:

1 — илы глинистые (а) и глины (б); 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты (р — растительные остатки); 4 — песчаники (у — прослой углей); 5 — песчаники и пески с кремнями; 6 — конгломераты, галька, гравий, дресва; 7 — мергели; 8 — известняки и мергели; известняки: 9 — чистые, 10 — с кремнями, 11 — рифогенные, 12 — с обломками известняков другого типа; 13 — филлиты и другие сланцевые породы; 14 — вулканиды (туфы, туффиты, тефра и др.); 15 — интрузии гранитоидов; 16 — лавы базальтовые; 17 — гнейсы; 18 — поверхности несогласия

влияние которых заметно проявилось в распределении мощностей неогеновой толщи осадков.

Интересные данные, подтверждающие вывод об интенсивной вертикальной дифференциации морфо-структурных элементов рассматриваемой области получены при бурении скважин 767 и 770 (проект ОДР) в северной части моря Сулавеси [13, 15, 16].

Хотя скважины расположены недалеко друг от друга, их разрезы отличаются структурой, литолого-петрографическим составом и мощностью разновозрастных отложений, стратиграфической полнотой и тектонической позицией [18].

Скважина 767 при глубине моря 4905 м вскрыла 787-метровую толщу слоистых, существенно глинистых пород. Ее разрез начинается бурыми уплотненными глинами среднего эоцена—олигоцена видимой мощностью не более 67 м. На этих глинах согласно залегает толща миоценовых, плиоценовых и четвертичных алевритистых глин с тонкими слойками кварцевых алевролитов, песчаников и обломочных карбонатов, чередование которых в отдельных интервалах приобретает турбидитовую текстуру. В двух интервалах верхней части алевритистых глин обнаружены слойки тонкозернистых пеплов и туфов (см. рис. 3).

Скважина 770 при глубине моря 4505 м вскрыла 530-метровую толщу, в которой нижние 109 м представлены типичными для коры океанического типа пиллоу-базальтами с прослоем брекчии из массивных базальтов. Верхняя часть разреза (421 м) сложена монотонной толщей алевритистых глин без четко обозначенного присутствия литологически отличных прослоев. На пиллоу-базальтах осадочная толща ложится с размывом [16, 17, 19].

Различия в структуре разрезов этих двух скважин свидетельствуют о неровной, значительно расчлененной поверхности базальтового основания, о наличии признаков вертикальных подвижек неровностей, контролировавших как размывы и перерывы в накоплении осадков, так и неравномерное распределение мощностей разновозрастных отложений, их текстуры.

Характер распределения мощностей и наблюдаемые изменения структуры разрезов отложений указывают на длительное проявление режимов конседиментационного и унаследованного формирования выявленных здесь структурных форм. Масштабность таких режимов развития зафиксирована результатами площадного сейсмического профилирования, построенными на его основе геологическими разрезами и картой мощностей неогеновых отложений (рис. 4) [14, 15, 18, 19].

Структурные формы, осложняющие осадочные образования как на островной линии, так и во впадине моря Сулавеси, возникли за счет взбросов, надвигов и сбросов, внедрений магматических интрузивов и вертикальных подвижек блоков «акустического»-базальтового фундамента. О размерах, амплитудах и ориентировке осей локальных тектонических

элементов можно судить лишь по результатам совместного рассмотрения карты мощностей кайнозойских (неогеновых) отложений (см. рис. 4), схемы распределения осадочных образований и магматических пород плиоцен-четвертичного и неогенового возраста на п-ове Минасаха и хребте Сангихе и геолого-геофизических разрезов [12, 13, 14]. Из анализа этих документов видно, что новейший структурный план выражен разно-ориентированными поднятиями и прогибами различного масштаба, причем блоки «акустического» фундамента облечены слоями осадков и пород, толщина которых возрастает от вершин на склоны и к днищам смежных прогибов. Видны выклинивающиеся отдельные слои и целые пачки их в направлении от прогибов к поднятиям. Особенно наглядно на карте мощностей неогеновых отложений (см. рис. 4) показано увеличение их мощности в направлении от склонов архипелагов и п-ова Минахаса к центру впадины моря Сулавеси. Этим самым четко и однозначно выражено конседиментационное развитие прежде всего крупных морфо-структурных элементов рассматриваемой квазиостроводужной системы. Характер распределения мощностей свидетельствует о длительном геологическом развитии ее элементов в течение по крайней мере всей кайнозойской эры. Длительность геологического развития п-ова Минахаса и хребта Сангихе подчеркнута многообразием и разновозрастностью проявления пород осадочного и магматического происхождения в течение этого времени (см. рис. 3). Из анализа рассмотренных геологических документов нельзя сделать вывод об одноактном образовании тектонических структур рассматриваемой квазиостроводужной системы и о доминировании горизонтальных движений над вертикальными.

Сложность структуры и геологической истории Минахаса-Сангихе КОДС подчеркивает и сложность естественных геофизических полей.

Гравитационное поле отличается большими контрастами [4, 20]. Линейные субширотные аномалии силы тяжести в свободном воздухе величиной от 0 до +150 мГал оконтуривают цоколь п-ова Минахаса. Более значительными (до +200 мГал) они становятся на хр.Сангихе и его продолжении — островах Сарангани. Впадина моря Сулавеси представлена двумя различными типами аномальных полей. Центральная ее область имеет вид мозаичного маловыразительного поля с величинами аномалий от +25 до +50 мГал. По ее периметру прослеживаются узкие линейные отрицательные аномалии от 0 до –75 мГал в Северо-Сулавесском суббассейне и до –75...100 мГал в суббассейне Котабаты. Северо-западное ограничение представлено небольшим числом изолированных отрицательных до –50 мГал и слабopоложительных линейных +50 мГал аномалий, четко сменяющих друг друга по простиранию этого ограничения. Такая картина обычно встречается

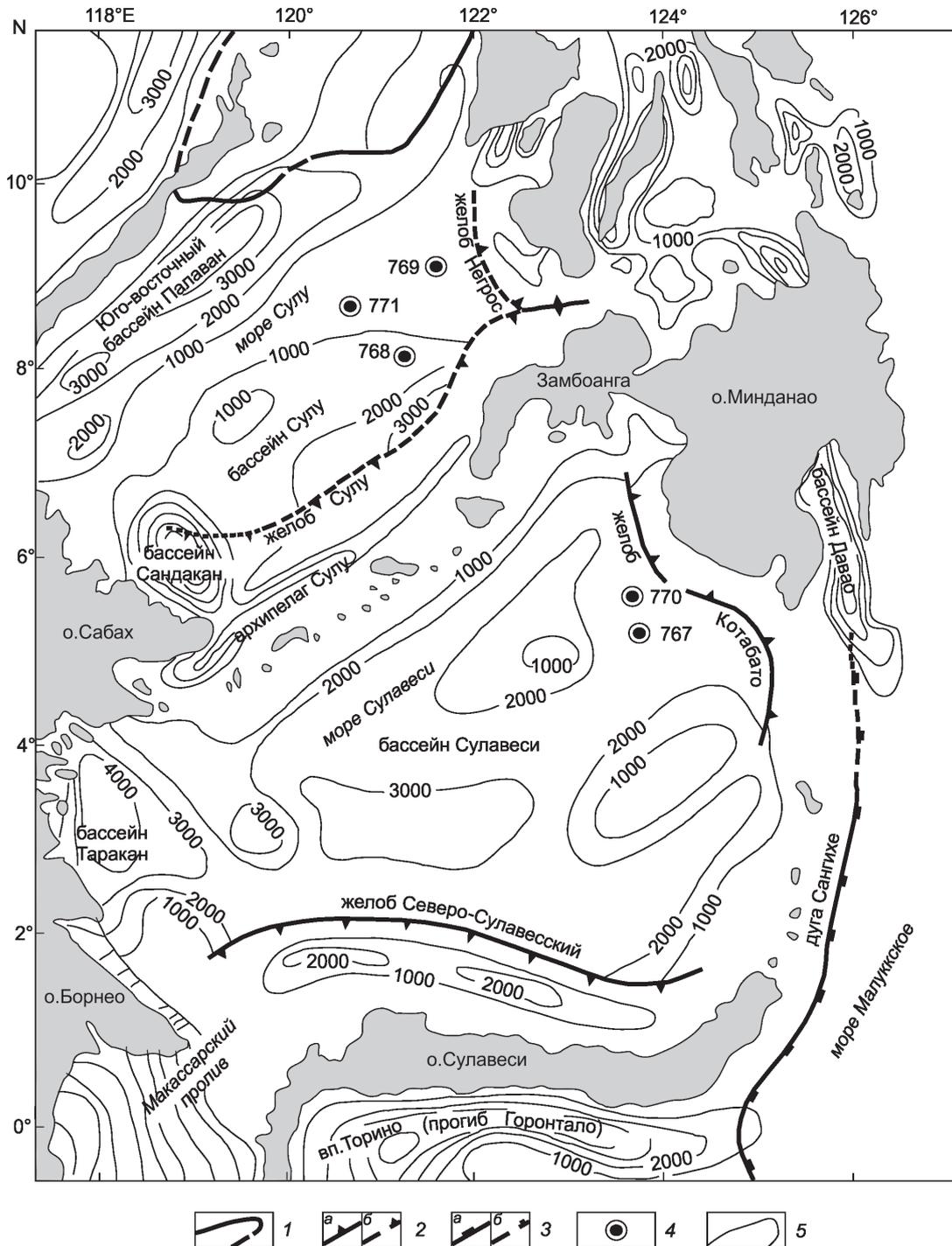


Рис. 4. Схематическая карта мощностей кайнозойских отложений в морях Сулавеси, Сулу и окружающих территориях, по работе [17]:

1 — граница положительного морфоструктурного элемента; 2 — оси желобов-трогов: а — достоверные; б — предполагаемые; 3 — граница между КОДС Минахаса-Сангihe-Молуккская: а — достоверная, б — предполагаемая; 4 — скважины проекта ОДР глубоководного бурения; 5 — изопахиты, м

в блоках молодых платформ, испытавших постумный диастрофизм.

Контуры аномалий в свободном воздухе по знаку и форме хорошо совпадают с рисунком аномалий силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии. Здесь также отчетливо проявились мозаично-блоковая структура центральной области впадины, линейные аномалии склонов п-ва Минахаса и хр.Сангихе-Сарангани с максимальными величинами на вершине этого хребта.

Аномалии Буге (σ 2,67 г/см³) по периметру впадины моря Сулавеси имеют величины от +80 до +160 мГал и линейно-концентрическую форму. Центральная область впадины охарактеризована аномалией +320 мГал. Она является однородной, включает несколько локальных расплывчатой формы аномалий с более высокими значениями [4].

Сочетание отмеченных параметров аномальных полей в свободном воздухе и в редукции Буге может отражать результат наложения на изолированный блок коры континентального типа более позднего по времени процесса интрузивно-эффузивной переработки его гранитоидной основы и существенного «добавления» в нее пород основного состава. При этом общие контуры и размеры преобразованного блока не претерпели значительных изменений.

Аномальное магнитное поле охарактеризовано редкой сетью профилей [4]. В пределах вулканической линии Минахаса-Сангихе преобладают положительные аномалии. На склоне цоколя п-ова Минахаса их амплитуды достигают в некоторых местах 550—600 нТл. Однако на большей площади их величина лишь немного превышает +100 нТл. Общей же является тенденция к уменьшению этой величины в северном направлении до +75 нТл.

Во впадине моря Сулавеси все аномалии малоамплитудные, преобладают положительные аномалии до +50...+75 нТл. Кое-где в поле их распространения вклиниваются и отрицательные аномалии -50...-75 нТл. Взаимное расположение аномалий мозаично-блоковое, хаотичное. Это можно интерпретировать как результат сохранения в структуре центральной области впадины моря Сулавеси контуров локальных структур изометричной формы, составлявших изначальную основу ее фундамента. Разрез его обладал качествами коры континентального типа.

На небольшом участке в юго-западном углу впадины моря Сулавеси выявлены полосовые магнитные аномалии океанского типа с трендом 65°—70° на северо-восток. С.С.Лее и R.McCabe [11] показали здесь четыре линии с аномалиями от № 30 на северо-западе до № 33 на юго-востоке и определили их возраст в 65—72 млн.лет, то есть позднемеловой, от кампана до дания. В более ранней работе (Д.Хейс, 1984) и в более поздней, обобщающей коллективной работе S.C.Cande с соавторами [7] отмечены в этом

же углу впадины скорее всего те же линии магнитных аномалий, но уже не четыре, а только три и при этом их величины (и номера) с северо-запада на юго-восток не возрастают, как в работе [11], а уменьшаются от № 20 до № 18 [8]. Согласно легенде этой карты, возраст аномалий составляет соответственно 46, 44 и 42 млн.лет, то есть они образовались в среднем эоцене. Наличие небольшого участка с полосовыми аномалиями, заключенного внутри магнитного поля с мозаично-блоковой структурой, можно объяснить, например, перерождением континентальной коры в кору переходного типа. Появление полосовых аномалий за счет образования спредингового механизма на данном участке в данной тектонической обстановке впадины моря Сулавеси не находит подтверждения в имеющемся фактическом материале. Однако неоднозначность в определении номера линейной аномалии и, следовательно, их возраста может навести на мысль о некорректности выполненного исследования.

Тепловой поток определен в небольшом числе точек. Повышенные его значения приурочены к районам вулканической деятельности. Неоднократные замеры теплового потока в двух таких районах на п-ове Минахаса показали его возрастание до >1,41 ЕТП при фоновой величине около 0,61—0,8 ЕТП (от 61 до >141 мВт/м²). Во впадине моря Сулавеси плотность теплового потока обычно не выходит за этот же уровень [4].

Площадь Минахаса-Сангихе КОДС характеризуется неравномерным, контрастным полем тектонических напряжений. Например, за время 1960—1980 гг. в западной части впадины моря Сулавеси не было землетрясений, в то время как в ее восточной половине и на хр.Сангихе-Сарангани их было множество. Исключительно интенсивные и глубокие очаги землетрясений свойственны вулканической линии Минахаса-Сангихе и прилегающим к ней нешироким зонам морей Сулавеси и Молуккского. Наиболее глубокие (>100—300 км) и высокоинтенсивные (от $\geq 4,5$ до $\geq 7,5$ магнитуды) очаги землетрясений последовательно сменяют друг друга с востока на запад [8]. Следовательно, и сейсмофокальная зона здесь наклонена с востока на запад, от вулканической линии под центральную область впадины моря Сулавеси. Поверхность сейсмофокальной зоны изображена изогипсами с значениями от 100 до 600 км. Подсчитанный по этим изогипсам угол наклона этой зоны достигает 55°—50°. Установлено также возрастание частоты проявления землетрясений с юга на север вдоль восточного склона впадины моря Сулавеси примерно от о.Сангихе до о.Минданао.

Разрезы земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования определены в трех точках профиля, пересекающего впадину моря Сулавеси с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2). По своей структуре и мощности твердой коры они близки между собой. В двух крайних разрезах выделено 5, в среднем

разрезе — 4 слоя с близкими характеристиками волновой картины и мощностей. Поверхностный слой толщиной от 0,22 до 0,43 км имеет скорости от 1,75 до 1,77 км/с. Это неуплотненные осадки новейшего времени. Второй слой со скоростями от 2,09 до 2,23 км/с также, очевидно, сложен осадочными, но уже уплотненными образованиями мощностью от 0,57 до 1,29 км. Ниже лежащий слой со скоростями 3,44—3,47 км/с выделен в крайних разрезах профиля, его толщина изменяется от 0,94 до 1,6 км. Он может быть представлен как консолидированными терригенно-карбонатными, так и вулканогенно-терригенными образованиями. В средней точке зондирования такой слой не обнаружен. Третий слой подстилается сравнительно маломощным 1,02—1,1 км четвертым слоем со скоростями 5,07—5,12 км/с. Его литолого-петрографический состав может толковаться по-разному. В основании разрезов залегает мощная 5,3—7,51 км толща безусловно базальтовых пород со скоростями от 6,44 до 6,90 км/с. Ее основание совпадает с границей Мохоровичича. Толщина твердой коры по профилю этих точек с северо-запада на юго-восток, от периферии к центру впадины моря Сулавеси возрастает от 8,98 до 10,39 км, а глубина поверхности Мохоровичича от 13,51 до 15,31 км [4]. Разрезы земной коры в целом и твердой коры в частности мало чем отличаются от хорошо изученных разрезов в блоках с корой переходного типа.

В заключение следует отметить, что анализ рассмотренного фактического материала рисует достаточно полную картину формирования квазиостроводужной системы Минахаса-Сангихе. Важнейшей чертой ее структуры являются изолированные блоки, в которых дислоцированные позднепалеозойские-раннемезозойские (?) породы перекрываются относительно полого залегающими мелководноморскими отложениями. Такие блоки являются остатками молодой эпигерцинской платформы, на которой заложилась и сформировалась КОДС Минахаса-Сангихе. Вскрытый скважинами на суше и в море Сулавеси фундамент платформы имеет возраст от позднего карбона до раннего триаса. В течение позднего триаса-плиоцена здесь существовали морские бассейны разных размеров, глубины и интенсивности седиментогенеза. Изменение их конфигураций и темпов развития было связано с тектоническими движениями, которые временами были, с одной стороны, деструктивными, а с другой — обуславливали появление крупных новообразований. Так, в конце мела—начале палеогена обозначилась интенсивная вертикальная дифференциация существовавших ранее и вновь образованных за счет разрывов и магматических интрузий тектонических элементов на дне этих бассейнов. В первую очередь это произошло с теми из них, которые унаследовали положительный знак и тенденции развития складчатых структур в ослабленных зонах эпигерцинского фундамента. Этот процесс сопровождался внедрением огромных масс

пород основного состава, что вызвало существенную перестройку тектонического плана и за счет главным образом механической замены — новообразование коры переходного типа. Именно вследствие этой замены в юго-западном углу впадины моря Сулавеси мог сформироваться блок несколько другого свойства. Активизация тектонических движений отразилась на процессах седиментогенеза в морских бассейнах последующего, миоцен-плиоценового, этапа развития. В морских бассейнах от олигоцена до четвертичного времени распределение типов осадков и их мощностей зависело от характера унаследованного и конседиментационного развития как локальных, так и региональных структурных форм, осложнявших их дно. Равномерный ход этого процесса нарушился в среднем миоцене, когда проявились значительные по амплитуде вертикальные дифференцированные тектонические движения. Они были причиной накопления молассовых толщ большой мощности. Вместе с такими же интенсивными движениями в плиоцен-плейстоценовое время они сформировали современный структурный план квазиостроводужной системы Минахаса-Сангихе.

Возникновение дугообразной формы и линейной ориентировки локальных элементов структуры п-ова Минахаса и хр.Сангихе-Сарангани скорее всего было определено кривизной края очень крупного и тектонически стабильного платформенного блока, занимавшего центральную область впадины моря Сулавеси. Эти структурные элементы испытали в конце кайнозоя разные по знаку вертикальные движения: на п-ове Минахаса и хр.Сангихе блоки земной коры поднимались, а в центре впадины — опускались. Определенную, но не главную роль при этом могли играть и глобальные тангенциальные движения западного направления, отражением которых является тот же азимут наклона сейсмофокальной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас океанов. Проливы Мирового океана* // Отв. ред. В.Н.Чернавин. —Минск: Главное управление навигации и океанографии. Военно-Морской флот, 1993.
2. *Ван Беммелен Р.* Геология Индонезии. —М.: Изд-во. иностр.лит-ры, 1957.
3. *Куприн П.Н.* Континентальные окраины (переходные зоны) островодужного и альтернативного типов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 88. Вып. 4. 2013. С. 36—54.
4. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана* // Под ред. Г.Б.Удинцева. —М.—С-Пб, МОК (ЮНЕСКО),РАН, ФГУП ПКО «Картография»; ГУН и О, 2003.
5. *Одли-Чарлз М.Дж.* Сулавеси // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. —М.: Мир, 1977. С.437—452.
6. *Умбгров Дж.Ф.* Соотношение между геологией и гравитационным полем в Ост-Индском архипелаге. —М.: Изд-во ГУГК, 1940. С. 203—215.
7. *Cande S.C., La Brecque J.L., Larson R.L. et al.* Magnetic lineations of the world's Oceans basins. Map

- (1: 27 400 000). AAPG. 1989.
8. *Espinosa A., Rinehart W., Tharp M.* Seismicity of the Earth, 1960—1980 // United States Navy Through the office of Naval Research (Horizontal scale 1: 46 460 600), 1981.
 9. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* // Publ. by the Canadian Hydro-geographic Service. Ottawa, Canada, 1984.
 10. *Jolivet L., Huchon P., Rangin C.* Tectonic setting of western Pacific Marginal Basins // *Tectonophysics*. 1989. 160: 23—47.
 11. *Lee C.S., McCabe R.* The Banda-Celebes-Sulu Basin: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust. 1986. *Nature*. 322: 51—54.
 12. *Pubellier M., Spadea P., Pouclet A., et al.* Correlations of tephra in Celebes and Sulu sea basins: constraints on Geodynamics // *Proc.ODP, Scientific Results*. 1991. Vol. 124. Pp. 459—465.
 13. *Rangin C., Silver E.* Geological setting of the Celebes and Sulu seas // *Proc ODP. Init. Repts.* Vol. 124. College Station. TX. 1990. Pp. 35—42.
 14. *Rangin C., Silver E.A.* Neogen Tectonic evolution of the Celebes-Sulu basins: new insights from Leg 124 drilling // *Proc.ODP, Scientific Results*. Vol. 124. 1991. Pp. 51—63.
 15. *Shipboard Scientific Party Site 767; Site 768.* In: Rangin C., Silver E., von Breymann M.T., et al. // *Proc.ODP; Init. Repts.* Vol. 124. College Station. TX. 1990. Pp. 121—126, 195—199.
 16. *Shipboard Scientific Party. Summary of Shipboard Results* // In: Rangin C., Silver E., von Breymann M.T., et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* Vol. 124, College Station. TX. 1990. Pp. 415—419.
 17. *Shipboard Scientific Party. Summary of Shipboard Results* // In: Rangin C., Silver E., von Breymann M.T., et al., *Proc.ODP. Init. Repts.* Vol. 124. College Station. TX. 1990.
 18. *Silver E.A., Rangin C.* Leg 124 Tectonic synthesis // Silver E.A., Rangin C. von Breymann M.T. et al., *Proc. ODP. Scientific Results*. Vol. 124. 1991. Pp. 3—9.
 19. *Silver E.A., Rangin C.* Development of the Celebes basin in the context of Western Pacific marginal basin history // Silver E.A., Rangin C., von Breymann M.T., et al., *Proc. ODP. Scientific Results*. Vol. 124. 1991. Pp. 39—49.
 20. *Smith W., Sandwell D.* Measured and Estimated Seafloor Topography (version 4.2), world Data Center A for Marine Geology and Geophysics research publication RP-1. Poster 34×53. 1997 (Scale 1:31 270 000) (Mercator Projection).

Вулканогенные полициклические окраинно-континентальные пояса Япономорского региона: палеозоны перехода континент—океан

Л.А.ИЗОСОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43), В.И.ЧУПРЫНИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский институт географии (ТИГ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Радио, д.7), Н.С.ЛИ, К.Ю.КРАМЧАНИН, А.А.ОГОРОДНИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43)

В Япономорском регионе имеются многочисленные палеозойско-мезозойские линейные полициклические вулканогенные зоны окраинно-континентального типа. Наиболее протяженными из них являются близкие по строению Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса, которые отчетливо накладываются на все континентальные структуры обрамления океана и являются типичными представителями вулканоплутонических поясов. Они фиксируют палеозоны перехода континент—океан, эволюционировавшие в течение длительного времени.

Ключевые слова: окраинно-континентальные вулканические пояса, металлогеническая специализация, палеозоны.

Изосов Леонид Александрович, izos@poi.dvo.ru

Чупрынин Владимир Иванович, chuprynin@tig.dvo.ru

Ли Наталья Сергеевна, lee@poi.dvo.ru

Крамчанин Константин Юрьевич, altair@poi.dvo.ru

Огородний Александр Александрович, bravobis@mail.ru

Volcanogenic polycyclic Margin-Continental Belts of Japan Sea Region: Continent—Ocean paleozones

L.A.IZOSOV, V.I.CHUPRYNIN, N.S.LEE, K.YU.KRAMCHANIN, A.A.OGORODNY

In the Japan Sea Region there are numerous PZ—MZ linear polycyclic volcanogenic zones of marginal-continental type. Most extended of them are relatives on a structure Eastern-Sikhote-Alin and Western-Sikhote-Alin volcanic belts, which are distinctly imposed on all continental structures of a frame of the ocean and are typical representatives of volcano-plutonic belts. They fix the Continent—Ocean transitional paleozones, evolving for a long time.

Key words: marginal-continental volcanic belts, metallogenic specialization, paleozones.

В пределах Япономорского региона, охватывающего Приморье, Северо-Восточный Китай, Корейский полуостров, Япономорскую впадину и Японские острова, имеются многочисленные палеозойско-мезозойские линейные полициклические вулканогенные зоны окраинно-континентального типа [14, 15]. Наиболее крупными и протяженными из них являются близкие по строению Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса [5, 19 и др.], которые отчетливо накладываются на все континентальные структуры обрамления океана и являются типичными представителями вулканоплутонических поясов (рис. 1). Они протягиваются вдоль границ подвижных систем и областей ранней консолидации (платформ или остаточных массивов). Такие структуры закладываются на материковой коре как в зонах постепенного, так и контрастного перехода ее в океаническую, поэтому в них развиваются пестрые по составу вулканические комплексы

с различной металлогенической специализацией. Авторы фундаментальной монографии [5] отмечают, что окраинно-континентальные вулканические пояса тесно связаны с развитием океанического ложа. Они, вероятно, представляют собой продукты единого процесса эволюции тектоносферы Западно-Тихоокеанского сегмента.

Применительно к Тихоокеанскому сегменту Земли эти вопросы детально рассмотрел М.И.Ицксон [26], увязав типы планетарных вулканических поясов с характером зональности коры и верхней мантии: 1) внутритрокеанические излияния и цепи вулканических островов; 2) окраинно-океанический пояс («андезитовая линия»), обрамляющий океаническую впадину, который приурочен к разделу между тектоносферами океанического и переходного типов и трассирует мобильную периокеаническую зону Беньофа-Заварицкого; 3) окраинно-континентальные вулканогенные пояса («риолитовая линия»), фиксирующие границу между тектоносферой переходного

типа и континентальной; 4) внутриконтинентальные вулканические цепи, связанные с рифтогенезом в процессе тектоно-магматической активизации.

В классификации вулканических поясов [5], как особый тип выделены окраинно-континентальные вулканические пояса, которые располагаются на границе блоков с корой континентального, океанического или переходного типов и контролируются глубинными

разломами, сходными с зонами Беньюфа-Заварицкого. В связи с широким распространением концепции тектоники литосферных плит в значительной мере изменились и уточнились представления о происхождении вулканических поясов. Одним из основных прогрессивных методических приемов, основанном на формационном анализе [37], стала реконструкция палеогеодинамических обстановок:

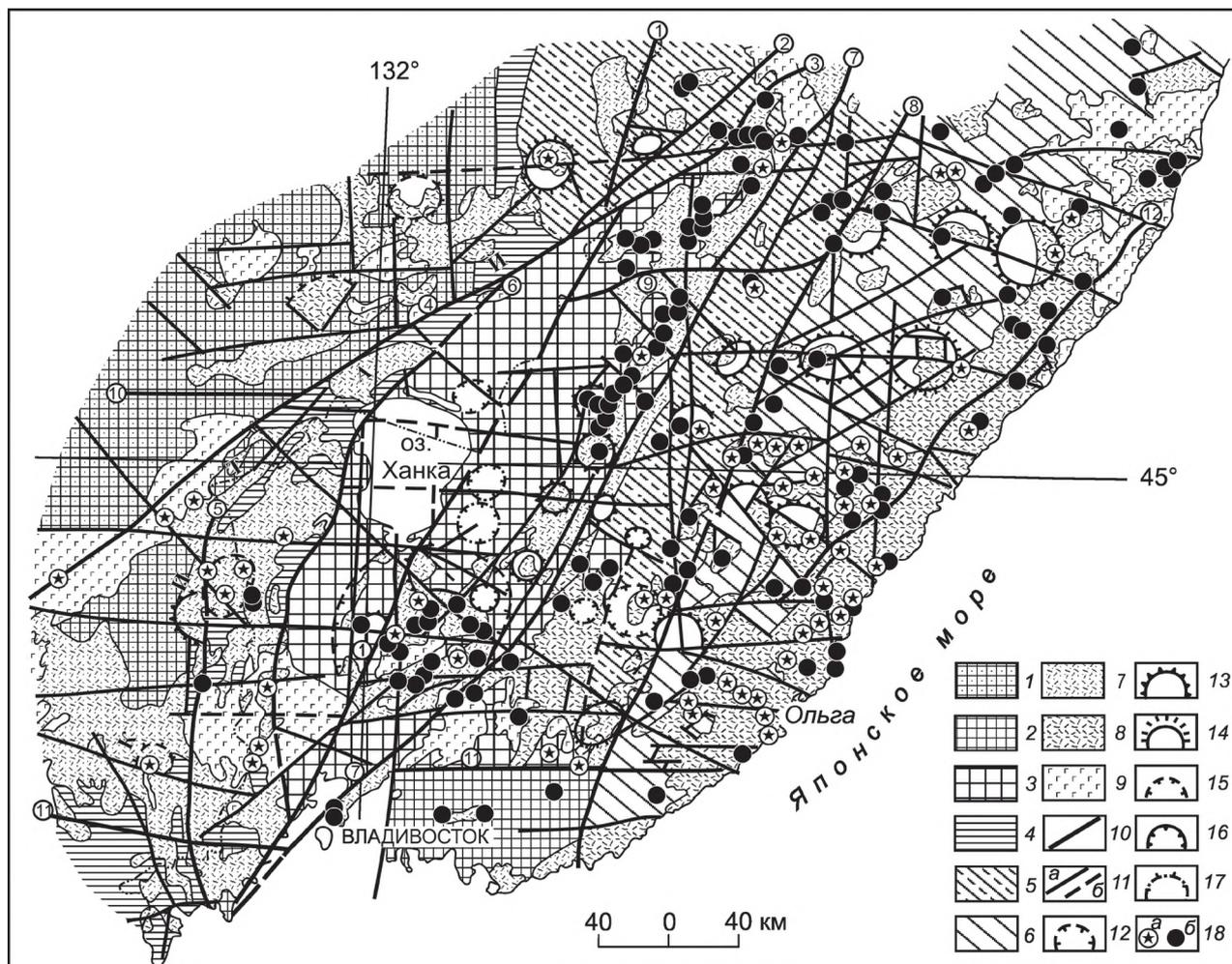


Рис. 1. Вулканические пояса Приморья и прилегающих территорий Северо-Востока Китая, по работе [19], с изменениями:

дорифейский фундамент: 1 — Кэнтэйского, Фэншуйлинского и Дахэчжэнского массивов, 2 — Сино-Корейской параплатформы и 3 — Ханкайского массива; 4 — каледонско-яньшаньские образования Туманган-Лаоэлин-Гродековской покровно-складчатой зоны; яньшаниды: 5 — Наданьхада-Алинской покровно-складчатой зоны и 6 — Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы; вулканогенные образования: 7 — Западно-Сихотэ-Алинского и 8 — Восточно-Сихотэ-Алинского поясов; 9 — неогеновые базальтоиды; 10 — тектонические швы и региональные разломы (1 — Уссурийско-Наданьхада-Алинский, 2 — Алчанский, 3 — Улиткинский или Култухинский, 4 — Дуньхуа-Мишаньский, 5 — Зарубинский, 6 — Западно-Приморский, 7 — Арсеньевский или Даубихинский, 8 — Центральный Сихотэ-Алинский, 9 — Дальнереченский или Иманский, 10 — Синкайский, 11 — Северо-Яньцзинский или Чонли-Чэндэ, 12 — Прибрежный); 11 — разломы: а — установленные и б — предполагаемые; 12—17 — границы: 12 — полигенных тектонических депрессий, 13 — щитовидных базальтовых вулканов, 14 — вулканогенно-интрузивно-купольных поднятий, 15 — те же предполагаемые, 16 — локальных структур кальдерного типа, 17 — те же предполагаемые по данным дешифрирования космофотоснимков масштаба 1:1 000 000; 18 — вулканические аппараты центрального типа: а — установленные и б — отдешифрированные на космофотоснимках

I. а — на границах литосферных плит, б — во внутренних частях самих плит [7].

II. Дивергентные и конвергентные обстановки, вне зависимости от места их проявления [33].

III. Обстановки океанических бассейнов, активных и пассивных окраин континентов, а также внутренних частей континентов [6].

Окраинно-континентальные вулканогены в этой системе понятий относятся к субдукционным структурам и представляют вулканоплутонические пояса андийского типа (континентальные магматические дуги). Основными индикаторными признаками рассматриваемых структур являются: общегомодромное развитие вулканизма; обилие риолитов и их эксплозивных фаций (игнимбритов); интенсивный гранитный магматизм; очень пестрый состав магматических формаций. Здесь следует заметить, что многие исследователи, в частности, Б.И.Васильев [4], позицию которого поддерживают авторы, считают представления о субдукционных процессах, в известной мере, умозрительными. Структуры, выделяемые как субдукционные, представляют, на взгляд авторов, планетарные зоны поддвига океанической коры под континентальную. В рассматриваемом случае, вулканические пояса андийского типа относятся к коллизионным образованиям.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс прослеживается по восточной периферии Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы, консолидированной в юре—раннем мелу. Его становление происходило в процессе заложения Японского окраинного моря, формирование которого приходится, по мнению большинства исследователей в основном, на интервал 15—20 млн. лет (миоцен). В его строении участвуют позднемеловые-палеогеновые вулканогенные формации кислого, среднего и основного составов. Западно-Сихотэ-Алинский полициклический вулканоген, развивавшийся от позднего кембрия до позднего мела, обрамляет дорифейский Ханкайский остаточный массив [31 и др.] и фиксирует зону сочленения Евразийского палеоконтинента и силурийско-девонского окраинного моря. Как известно, в Сихотэ-Алинской покровно-складчатой зоне установлены обширные выходы силурийско-девонских морских и позднедевонских океанических образований [13, 14, 36].

Геология и история формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена достаточно подробно описаны в фундаментальной монографии [5] и в многочисленных работах Г.М.Фремда, В.И.Рыбалко, С.А.Щеки, А.А.Вржосека, В.А.Михайлова и других исследователей. Что же касается Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, то он имеет более сложное строение, по сравнению с Восточно-Сихотэ-Алинским, а его тектоническая позиция в Япономорском регионе сильно нарушена в процессе гималайского текто-

генеза [5, 16, 19] и реконструируется с большим трудом. Поэтому авторы данной публикации и рассмотрели роль этой структуры как пример индикатора полициклических палеозон перехода континент—океан.

Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген в планетарном масштабе расположен в зоне торцового сочленения двух гигантских складчатых поясов — Центрально-Азиатского, который протягивается от Аральского моря на западе до Японского моря на востоке [10] и Тихоокеанского [32]. Авторы разделяют взгляды М.И.Ицксона [26], который рассматривает огромные окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (Восточно-Азиатский и Западно-Американский) как области тектономагматической активизации. Активизированным областям свойственно вздутие «базальтового» слоя и двухэтапный характер развития: в первый в условиях сжатия возникают складчато-глыбовые структуры и проявляется кислый вулканоплутонизм, а во второй происходит заложение континентального рифта и базификация земной коры.

Рассматриваемый вулканический пояс, в котором широко представлены силурийские и девонские магматиты, входит в систему поясов, четко фиксирующую среднепалеозойскую Западно-Тихоокеанскую активную континентальную окраину [13, 14, 19]. Ее типичными представителями, кроме него, являются такие вулканогены, как Кедонский на Северо-Востоке России, Уогга и Хилл-Энд в Восточной Австралии и др. [27, 35]. По масштабам и геодинамическому типу эта система может быть сравнена с позднемезозойским Восточно-Катазиатским вулканическим линеamentом [5]. Судя по имеющимся данным [19], Западно-Сихотэ-Алинский пояс заложился еще в позднем кембрии и развивался вплоть до позднего мела в Западном обрамлении Тихого океана, представляющего собой древнее сооружение, сохранившее свою первичную симатическую природу [31].

В строении Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена выделяются следующие магматические формации: позднекембрийская гранит-риолитовая; раннесилурийская—раннедевонская базальт-андезит-риолитовая (с ультрабазитовой ассоциацией); позднедевонская—раннекарбоновая базальт-андезит-дацит-риолитовая; раннекарбоновая габбро-габбро-сиенит-трахириолитовая; раннепермская риолит-андезитовая; позднепермская базальт-риолит-андезитовая (с габбро-диорит-гранитовой ассоциацией); раннемеловая андезит-риолит-гранодиоритовая; позднемеловая андезит-дацит-риолитовая.

В зарубежной части исследованной территории в западной ветви пояса по материалам мелко- и среднемасштабных геологических съемок российских и китайских исследователей могут быть дополнительно намечены пять магматических формаций [19]:

- 1) позднедевонско-каменноугольная дацит-риолит-гранитовая (с гипербазитами);
- 2) позднетриасовая андезит-дацит-риолит-гранитовая;
- 3) раннеюрская дацит-андезитовая;
- 4) раннеюрская гранитных батолитов;
- 5) средне-позднеюрская дацит-андезит-гранитовая (с гипербазитовой ассоциацией).

Эти разновозрастные, но, в основном, стандартно построенные непрерывно дифференцированные серии довольно пестрого состава, как правило, относятся к известково-щелочной и щелочной сериям калиево-натриевой линии, и нередко отличаются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей (калия и натрия) и глинозема. Несколько особняком в этом отношении стоит позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс, представляющий собой образования «горячих точек». Плутонические фации в нем представлены литий-фтористой разновидностью субщелочных гранитов и лейкогранитов, в которых калий господствует над натрием. Покровные и экструзивные вулканы калиево-натриевой и калиевой (K_2O до 5,49%) линий весьма высокоглиноземистые, сильно перенасыщены кремнеземом (до 78,4%), как и граниты, и отличаются резким дефицитом извести и магнезии. Известным исключением является также и раннесилурийско-раннедевонский комплекс, в котором довольно широко распространены натриевые вулканы (спилиты, шальштейны и др.) и встречаются наиболее основные породы (трахибазальты и габброиды). Такие петрохимические особенности связаны с тем, что данная магматическая ассоциация накопилась в начальный этап среднепалеозойского рифтогенеза, когда происходила деструкция континентальной коры с разрывом ее сплошности, и в результате на поверхность поступали мантийные расплавы.

Характерной петрохимической особенностью палеозойских магматитов Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса является то, что около 30% из них обладают повышенной щелочностью. При этом среди последних выделяются: щелочные (без фельдшпатоидов) разновидности — позднекембрийские трахириолиты, лейкогранит-порфиры и лейкограниты, раннедевонские трахириолиты, раннекарбонатные гранит-порфиры и сиениты, позднепермские трахиандезитбазальты; субщелочные породы — позднекембрийские ортофиры, раннесилурийские трахибазальты (с содержанием K_2O до 4,78%), раннедевонские гранофиры, позднедевонские трахиандезитбазальты, раннекарбонатные габброиды, ранне- и позднепермские трахиандезитбазальты, раннемеловые трахиандезитбазальты и ортофиры.

Особое место среди магматитов Западно-Сихотэ-Алинского пояса занимают родственные кимберлитам породы, среди которых можно достаточно уверенно выделить предположительно раннесилурийские образования [17, 30]. Примечательно, что в южной части

дорифейского Ханкайского массива — в Вознесенском вулканогенно-интрузивном куполе [14, 19] — часто встречаются дайки базитов и ультрабазитов, среди которых могут присутствовать и раннесилурийские образования, сходные с магматитами, несущими признаки алмазности [17]; по данным работы [9] некоторые из них имеют кимберлитовый эволюционный тренд.

Для выявления формационной принадлежности всех магматических комплексов Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, а также для определения его геодинамического типа была использована авторская методика Ю.И. Коновалова, основанная на классическом методе многомерной статистики — методе главных компонент [19]. На диаграмме ареал точек вулканитов Западно-Сихотэ-Алинского пояса практически совпал с трендом типичных комплексов окраинно-континентальных вулканических поясов.

Большинство из названных формаций представляют собой вулканоплутонические ассоциации, в строении которых широко распространены кольцевые структуры различной иерархии. Они представлены вулканотектоническими опусканиями (полигенными депрессиями, кальдерами проседания и др.) и вулканогенно-интрузивно-купольными поднятиями (экструзивно-интрузивные купола, лакколиты и др.) [18]. Эти структуры четко фиксируются на космофотоснимках различного масштаба и на картах геофизических полей. В частности, вулканогенно-интрузивные образования центрального типа впервые выделены авторами в южном звене Западно-Сихотэ-Алинского пояса — на островах залива Петра Великого, которые отличаются исключительно хорошей обнаженностью [22]. Они являются типовыми структурами для выходящих в данном районе позднепермских габбро-базальтовой (муравьевской) и гранит-риолитовой (седанкинской) формаций.

Древний комплекс основания Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, имеющий блоковое строение, обнажается в пределах Ханкайского остаточного массива, где он представлен глубоко метаморфизованными архейско-нижнепротерозойскими кристаллическими породами (дорифейский фундамент) и верхнепротерозойско-среднекембрийскими карбонатно-терригенными толщами (активизированный чехол), на которых с резким угловым несогласием залегают позднекембрийский и раннесилурийский вулканические комплексы. Кроме того, в фундаменте пояса существенную роль играют батолиты ордовикских гранитоидов, в ряде случаев образующие тектонические покровы [21]. Заложение локальных вулканогенных зон в пределах пояса контролировалось «сквозными» разломами фундамента северо-западного и широтного простирания. Эти долгоживущие тектонические активные зоны, обусловившие поперечную зональность и внутреннее строение вулканогена,

обычно выражаются мощными гравитационными и геоморфологическими аномалиями типа «над ступенью», а также четко фиксируются поясами интенсивной трещиноватости и роями даек. В свое время авторы высказали предположение [11], о том, что структуры центрального типа формируются не только за счет вертикальных движений (общепринятая точка зрения), но и в результате горизонтальных подвижек, связанных с развитием вращательного сдвига. Позднее была предложена [23—25, 38] гипотеза возникновения и вращения структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит (например, Евразийской и Тихоокеанской). Имея в виду, что подложьем крупных тектонических плит может служить верхняя мантия, последняя при их перемещениях должна вовлекаться в движение, в результате чего будут возникать литосферные вихри [28, 29]. К ним относятся структуры типа литоциклон, литоантициклон, тектоносферные воронки восходящие и нисходящие различного размера с глубокими корнями, проникающими в мантию, и формирующиеся в зонах перехода континент—океан [1, 12, 18, 23—25]. Механизм приведения плит в движение может быть связан с крупными горизонтальными перемещениями объемных тектонических масс, обусловленными ротацией Земли, конвекцией или приливными явлениями [2, 34 и др.].

В пределах Корейского полуострова, Япономорской впадины и Японских островов размещены локальные вулканогенные зоны, сложенные средне- и позднепалеозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, а также раннемеловыми вулканоплутоническими ассоциациями (рис. 2), которые могут представлять собой фрагменты «растращенного» в результате гималайского тектогенеза Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [19]. К самому западному фрагменту этой структуры может быть отнесена Имджинганская зона Корейского полуострова с выходами девонских базитов и кератофилов [8]. Недостающий отрезок вулканогена был, по-видимому, деформирован и разорван при раскрытии в миоцене Японского окраинного моря, и его фрагменты выступают в современной диспозиции на подводных возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато [20], а также на Японских островах, где выделяются средне-верхнепалеозойские толщи кислых и средних вулканитов [40, 41] и раннемеловые вулканоплутонические образования среднего-кислого составов [45].

Если принимать во внимание палеобиогеографические и палеомагнитные реконструкции японских исследователей [39, 43, 44], то перед раскрытием окраинного моря Японские острова представляли собой практически единое целое с Азиатским континентом. При этом, так называемый Наданьхада-Западно-Сихотэ-Алинский террейн, в терминологии японских геологов (покровно-складчатая структурно-

формационная зона, в понимании авторов), сложенный верхнепалеозойско-юрскими отложениями, четко коррелируется с террейном Тамба-Мино, который разделяет ареалы развития среднепалеозойских формаций Юго-Западной Японии.

В Западной Японии — в тектонической зоне Циркум-Хида, обрамляющей докембрийский блок Хида, распространены верхнесилурийские, нижне-, средне- и верхнедевонские сравнительно мелководные терригенно-карбонатные толщи с редкими прослоями кислых и средних вулканитов, в формационном отношении сходные со средним палеозоем Северо-Восточного Китая и Корейского полуострова. Восточная Япония (тектоническая зона Титибу—Южный Китаками) отличается весьма своеобразными мощными среднепалеозойскими (нижнесилурийско-верхнедевонскими) вулканогенно-терригенно-карбонатными разрезами, отражающими смену глубоководных (океанических) обстановок мелководными (шельфовыми) и наземными. Начиная со среднего палеозоя, рассматриваемый регион представлял собой активную континентальную окраину, вдоль которой формировались среднепалеозойские, позднепалеозойские, юрские и мел-палеогеновые аккреционные комплексы [3, 46].

В данном случае можно достаточно уверенно сделать вполне определенные выводы, учитывая, в первую очередь, формационный состав среднего палеозоя, и на основании этого определяя геодинамические обстановки, существовавшие в то время [13, 14]. Мы уже не раз указывали на структурно-формационное сходство среднепалеозойских бассейнов Западного Приморья, Корейского полуострова, Япономорской впадины и Японских островов. Поэтому можно сделать следующее основное заключение: названные зоны представляют собой разрозненные фрагменты южной части западной ветви Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, представлявшего в начальной стадии своего развития протяженную эпиконтинентальную рифтогенную систему.

Гетерогенное строение окраинно-континентальных вулканогенных зон Япономорского региона обуславливает неравномерность пространственной локализации и многоэтапность эндогенной минерализации (дискретное, узловое размещение рудных проявлений) и, в конечном итоге, выражается в сложной иерархической металлогенической зональности. Для поясов этого типа характерны, прежде всего, трансрегиональные близповерхностные месторождения Au и Ag, а также Mo, Cu, Pb, Zn; выступают они и как особые плавиковошпатовые провинции [5].

В металлогеническом отношении [42] значительный интерес представляют магматические формации базитового ряда, несущие промышленное колчеданное полиметаллическое оруденение (Японские острова),

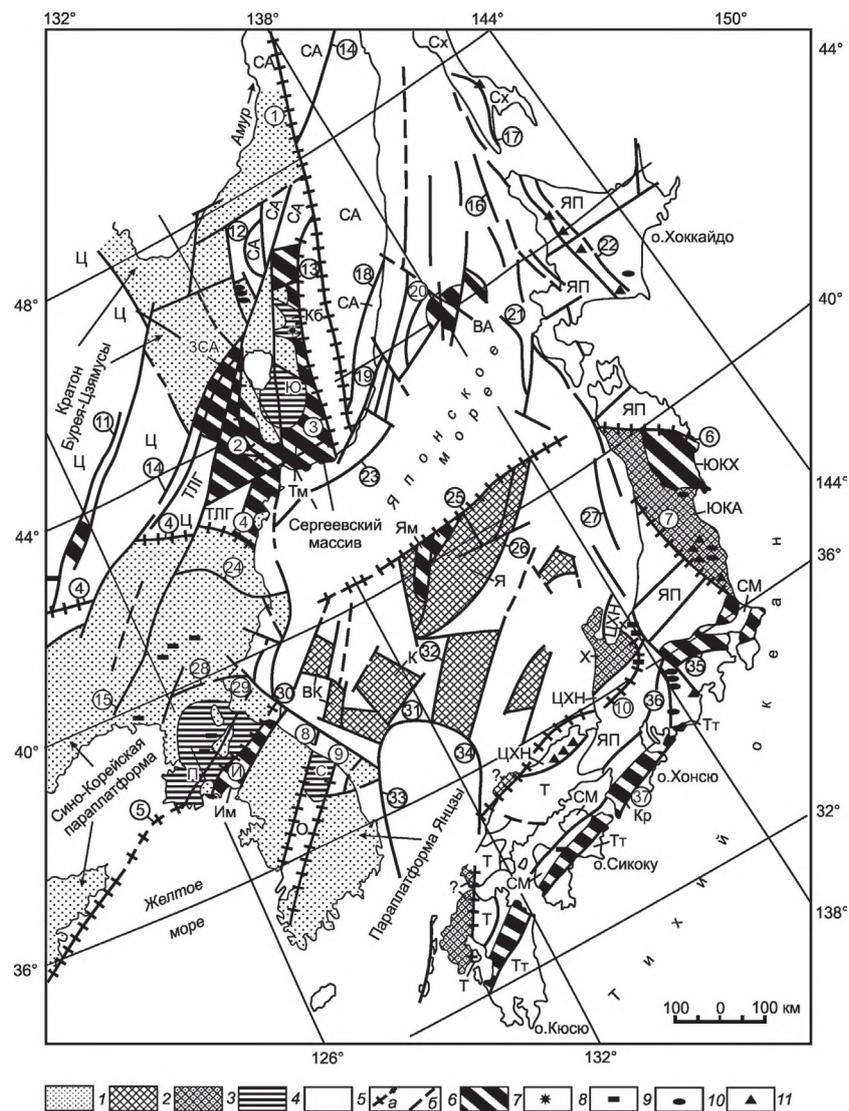


Рис. 2. Схема размещения окраинно-континентальных полициклических вулканогенных зон в Япономорском регионе [19]:

1—3 — докембрийские структуры: 1 — континентальное обрамление Японского моря, блоки; 2 — Япономорской впадины, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы (ВК — Восточно-Корейский, К — Криштофовича, Я — Ямато и др.), 3 — комплекса основания Японских островов (ЮКА — Южный Китаками—Абукума и Х — Хида); 4 — платформенные прогибы и дива-структуры (Кб — Кабаргинский, П — Пхеннамский, С — Самчхокский и Ю — Южно-Синегорская дива-впадина); 5 — полициклические покровно-складчатые системы (Ц — каледонско-яньшаньская Цзилинь-Хэйлунцзянская с зонами Цзилиньской и ТЛГ — Туманган-Лаоэлин-Гродековской, или Яньбяньской, СА — яньшаньская Сихотэ-Алинская, И — Корейская с зонами индосинийской Имджинганской и О — раннеяньшаньской Окчхонской, ЦХН — Японская с зонами каледонской Циркум-Хида-Нагато, Т — герцинской Тюгоку, раннеяньшаньскими и гималайскими, в том числе: См — Самбагава, Тт — Титибу и Сх — Сахалинской; 6 — тектонические швы (а) и региональные разломы (б), установленные и предполагаемые; 7 — средне-позднепалеозойские вулканогенные зоны (ЗСА — Западно-Сихотэ-Алинская, Тм — Туманганская, Им — Имджинганская, Ям — Ямато, ВА — Витязя—Алпатова, ЮКХ — Южный Китаками—Хаячине, Кр — Куросэгава); 8—11 — локальные выходы среднепалеозойских базит-гипербазитовых формаций: 8 — кимберлитовой (S), 9 — габбро-троктолит-кортландитовой (S, D, PZ₂), 10 — оливинит-верлитовой (S), 11 — дунит-гарцбургитовой (S); цифры в кружках: 1 — Центральный Сихотэ-Алинский, 2 — Западно-Приморский, 3 — Арсеньевский, 4 — Северо-Яньцзиньский или Чонли-Чэндэ, 5 — Таньлу—Циндао, 6 — Хаячине, 7 — Танакура, 8 — Окчхонский, 9 — Собэжский, 10 — Циркум—Хида, 11 — Илань—Итун, 12 — Западный Наданьхада-Алинский, 13 — Дальнереченский, 14 — Таньлу—Мишань—Сюркумский, 15 — Ялуцзян—Циндао, 16 — Рисири—Монерон, 17 — Центрально-Сахалинский, 18 — Прибрежный, 19 — Находка—Ольгинский, 20 — Восточно-Приморский, 21 — Восточно-Япономорский, 22 — Хидака, 23 — Южно-Приморский, 24 — Чхончжинский, или Сусончхонский; 25 — Центрально-Япономорский, 26 — Ямато, 27 — Садо, 28 — Кучжан—Кымя, 29 — Сивон—Осан, 30 — Канхва—Косон, 31 — Уллындэ, 32 — Северо-Окийский, 33 — Западно-Цусимский, 34 — Восточно-Цусимский, 35 — Итоигава—Шизуока, 36 — Медианная тектоническая линия, 37 — Бутсузо

и гранит-риолитовые ассоциации, с которыми связаны промышленные флюоритредкометалльные и непромышленные урановые месторождения (Западно-Сихотэ-Алинский пояс), а также промышленные оловянно-полиметаллические месторождения

(Восточно-Сихотэ-Алинский пояс). Следует подчеркнуть, что базит-гипербазитовые ассоциации Западно-Сихотэ-Алинского пояса имеют определенные перспективы в отношении алмазности: во-первых, в связи с ними установлены коренные и россыпные проявления алмазов и их минералов-индикаторов [17, 30 и др.], во-вторых, некоторые базит-гипербазитовые ассоциации имеют кимберлитовый петрохимический тренд [9]. Следовательно, для краевых вулканических поясов Япономорского региона характерна рудная и нерудная минерализация, свойственная как платформенным, так и океаническим формациям. Это, со своей стороны, подтверждает «пограничный» характер магматизма и рудообразования в исследованных структурах.

Таким образом, формирование и развитие окраинно-континентальных полигенных вулканических поясов [19 и др.] связано с взаимодействием континентальных и океанических плит. Они отмечают палеозоны перехода континент—океан, эволюционировавшие в течение длительного времени: каждая формация, входящая в состав того или иного вулканогена, фиксирует вспышку тектономагматической активности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Тектоносферные воронки Земли // Вестник ДВО РАН. 1994. № 1. С. 40—48.
2. *Берсенева И.И.* Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. —М.: Наука, 1964. С. 194—200.
3. *Вакита К.* Донеогеновая тектоническая структура Японских островов // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. —Хабаровск: ДВО РАН, 1992. Ч. I. С. 18—31.
4. *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. —Владивосток: Дальнаука, 2009.
5. *Вулканические пояса Востока Азии.* —М.: Наука, 1984.
6. *Геодинамические исследования при геологической съемке.* —С-Пб: Недра, 1992.
7. *Геодинамические реконструкции.* Л.: Недра, 1989.
8. *Геология Кореи.* —Пхеньян: Изд-во книг на иностр. языках, 1993.
9. *Говоров И.Н., Благодарова С.Н., Журавлев Д.З.* Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье), по данным Rb-Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60—69.
10. *Зонениайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. —М.: Недра, 1972.
11. *Изосов Л.А.* О комбинированных структурах Юго-Западного Синегорья // Тез. докл. XXIV науч.-техн. конфер. —Владивосток: НТО Горное, 1977. С. 12—13.
12. *Изосов Л.А.* Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Тез. докл. XXXII тектонического совещания. —М., 1999. Т. 1. С. 278—281.
13. *Изосов Л.А.* Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. —Владивосток: Дальнаука, 2002.
14. *Изосов Л.А.* Геологические формации и среднепалеозойская эволюция Япономорской окраины Азии // Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. —Хабаровск, 2003.
15. *Изосов Л.А.* Полициклические вулканогенные зоны Япономорской окраины Азии // Вулканизм и геодинамика / Мат-лы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. —Улан-Удэ: Изд-во бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. С. 19—22.
16. *Изосов Л.А., Врублевский А.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Перспективы алмазности Востока Азии и окраинных морей // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 78—96.
17. *Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Проблемы геологии и алмазности зоны. —Владивосток: Дальнаука, 2000.
18. *Изосов Л.А., Горошко М.В.* Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 33—41.
19. *Изосов Л.А., Коновалов Ю.И.* Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент—океан. —Владивосток: Дальнаука, 2005.
20. *Изосов Л.А., Леликов Е.П.* Средний палеозой Япономорского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. —Хабаровск: ДВО РАН, 1992. Ч. I. С. 62—67.
21. *Изосов Л.А., Мельников Н.Г.* О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 47—53.
22. *Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А.* и др. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. —М.: ГЕОС, 2008. С. 355—378.
23. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И.* О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент—океан // Геотектоника. 2012. Т. 46. № 3. С. 70—92.
24. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И.* Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15. № 1. Ч. 1. С. 15—26.
25. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И.* Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15. № 2. Ч. 2. С. 12—20.
26. *Ицксон М.И.* Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли // Тр. Первого всесоюз. палеовулканологического симпозиума «Эволюция вулканизма в истории Земли». —М.: Наука, 1974. С. 360—368.
27. *Колодезников И.И.* Среднепалеозойский магматизм и рифтогенез востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы // Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. —Иркутск, 1993.
28. *Ли Сы-гуан.* Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. —М.: Госгеолтехиздат, 1958.

29. Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. —М.: Наука, 1979. С. 125—155.
30. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазоносная диаграмма Северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 46—59.
31. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. —М.: Наука, 1963.
32. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. 1946. № 2.
33. Типовые условные обозначения для тектонических карт. —М., 1997.
34. Филатьев В.П. Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацификой (с позиций ротационной тектоники). — Владивосток: Дальнаука, 2005.
35. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. —М.: Недра, 1979.
36. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Препр. —Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1988.
37. Хераскова Т.Н. Формационный анализ и современная геодинамика // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16—33.
38. Чупрынин В.И., Изосов Л.А. Формирование и движение структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит // Современное состояние наук о Земле / Мат-лы междунар. научн. конф., посвященной памяти В.Е.Хаина. —М.: Геологический факультет МГУ, 2011. С. 2043—2045.
39. Chinzei K. Opening of the Japan Sea and Marine Biogeography during the Miocene // J. Geoelectr. 1986. 38. Pp. 487—494.
40. Ehiro M. Relationships in tectonic framework among the South Kitakami and Hayachine Tectonic Belts, Kurosegawa Belt, and «Paleo-Ryoke Belt» // Mem. Geol. Soc. Japan, 2000. 56. Pp. 53—64.
41. Ehiro M., Kanisawa S. Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during Early–Middle Palaeozoic // IGGP 321 Final Results Volume. Rotterdam: A.A. Balkema Publishers, 1999. Pp. 283—295.
42. Izosov L.A. Paleotectonics and paleometallogeny of Japan Sea continent–ocean transitional zone // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. —Vladivostok: Dalnauka, 2004. Pp. 105—107.
43. Kojima S. Mesozoic Terrane accretion in North-East China, Sikhote-Alin and Japan regions // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. B. V., 1989. Vol. 69. Pp. 213—232.
44. Otofuji Y., Matsuda T. Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. 62. Pp. 349—359.
45. Tsuchiya N., Kanisawa S. Early–Cretaceous Si-rich silicic Magmatism by stab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan // Journ. Geophys. Research. 1994. Vol. 99. N B. 11. Pp. 22,205—22,220.
46. Wakita K. Accretionary tectonics in Japan // Bull. of Geol. Surv. of Jap. 1989. Vol. 40(5). Pp. 251—253.

К генезису травертиноподобных баритов впадины Дерюгина (Охотское море)

Г.Г.АХМАНОВ, И.П.ЕГОРОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»); 420097, Республика Татарстан, г.Казань, ул.Зинина, д.4), П.Е.МИХАЙЛИК (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН; 690022, г.Владивосток, проспект 100 лет Владивостоку, д.159), В.А.ГРЕВЦЕВ, Н.И.НАУМКИНА, Г.М.СЕМЕНОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»); 420097, Республика Татарстан, г.Казань, ул.Зинина, д.4).

Комплексом физико-химических методов исследованы травертиноподобные бариты, условия образования которых в настоящее время вызывают дискуссию. Выявлены типоморфные признаки, информативные для определения генезиса барита: содержание изоморфного Sr, концентрация ион-радикала SO_3^- , объем и параметры элементарной ячейки. Характер проявления этих признаков в образцах травертиноподобных баритов позволяет отнести последние к гидротермальным образованиям.

Ключевые слова: барий-стронциевый, барит, генезис, гидротермальный, ион-радикал SO_3^- , концентрация, модуль, параметры, радиоактивность, типоморфный, элементарная ячейка.

Ахманов Георгий Григорьевич, root@geolnerud.net
Егорова Ирина Петровна, irna65@yandex.ru
Михайлик Павел Евгеньевич, mikhailik@fegi.ru
Гревцев Валерий Афанасьевич, root@geolnerud.net
Наумкина Наталья Ивановна, naumkina-n@rambler.ru
Семенова Галина Михайловна, root@geolnerud.net

To genesis of travertinopodobnye barites of Derugin basin (Okhotsk sea)

G.G.AKHMANOV, I.P.EGOROVA, P.E.MICHAILIK, V.A.GREVTSEV, N.I.NAUMKINA, G.M.SEMENOVA

The travertinopodobnye barites were studied complex physico-chemical methods. At present deposition condition of these barites cause discussion. Informative for genesis of barite typomorphic features: Sr content, concentration of the ion- radical SO_3^- , volume and unit cell parameters were revealed. Character of manifestation this signs in the samples of travertinopodobnyh barites allows us to consider it are products of hydrothermal activity.

Key words: barium-strontium, barite, genesis, hydrothermal, ion-radical SO_3^- , concentration, modulus, parameters, radioactivity, typomorphic, unit cell.

Баритовая минерализация в северо-восточной части впадины Дерюгина впервые была обнаружена в начале 1980-х годов (15-й рейс НИС «Каллисто», 1981). Впадина представляет собой приподнятую по краям и плоскую в центральной части абиссальную равнину глубиной 1500 м, расположенную в западной части Охотского моря у северной оконечности о.Сахалин. В прибортовых частях впадины отмечаются цепочки невысоких гор, отдельные из которых могли быть в сравнительно недавнее время подводными вулканами [10]. Впадина делится глубинным разломом на две части: западную и восточную. Первая представляет собой структуру типа вулканотектонической депрессии, где мощность осадочного чехла составляет 6—8 км, в восточной части — приподнятом блоке фундамента — мощность осадочного чехла незначительна.

Изучение барита впадины продолжилось в рейсах: 31 НИС «Пегас», 1986; 25 НИС «Академик А.Несмеянов», 1993 г.; 28 и 29 НИС «Академик Лаврентьев» и 1 ГС «Маршал Геловани», 1999; 178 НИС «Sonne». В результате проведенных исследований были установлены морфологические типы проявления баритовой минерализации [1, 2, 11, 18], среди которых:

1. Травертиноподобные образования, представляющие собой рыхлые, легко разрушающиеся баритовые агрегаты размером до 30 см белого, слегка желтоватого и серого цветов, часть поверхности которых покрыта тонкой (1—2 мм) коркой гидроокислов марганца. Иногда тонкие прослои марганца встречаются внутри образца. На свежем изломе фиксируется пористая текстура этих образований с отдельными участками концентрического строения. Концентры образова-

ны тонкими пластинками, сложенными сросшимися кристаллами барита. На стенках пор и на пластинках наблюдаются многочисленные кристаллы и друзы дендровидной формы. Размер кристаллов 0,03—0,3 мм, сростков — до 1 мм. Куски травертиноподобного барита практически мономинеральны. Содержание заносных терригенных примесей не превышает десятых-сотых долей процента. Примеси представлены кварцем, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом, спикулами губок, обломками раковин фораминифер. Травертиноподобные образования слагают массивные баритовые постройки, которые формируют на площади в 22 км² серию бугров и холмов высотой до 30 м, с диаметром основания до 300 м [2].

2. «Трубчатые» тела диаметром от 0,1 мм до 3 см, длиной от 10 мм до 10 см, извилистой, ветвистой, веретенообразной, грушевидной, изогнуто-червеобразной форм, пронизывающие вмещающий осадок серого цвета. Трубки сложены агрегатами кристаллов барита разного морфологического облика (друзы, шаровидные скопления, ажурные хрупкие сети; изогнутые колонны, столбы, перемычки из цепочек тесно сросшихся кристаллов) серого, белого, желтоватого цвета, часто прозрачные.

3. Жеоды, конкреции, микроконкреции, сферические стяжения, гнезда, прожилки и псевдоморфозы по органическим остаткам (раковинам бентосных и планктонных фораминифер) в осадке. «Своеобразный морфологический облик имеют бариты, образовавшиеся в межгранулярном поровом пространстве осадков. Они представлены баритовыми шариками идеальной сферической формы размером 0,1—0,8 мм, иногда до 2 мм (микроконкрециями). ... Изучение под микроскопом срезов микроконкреций и данные электронной микроскопии показали, что они представлены сферолитами тесно сросшихся между собой игольчатых и пластинчатых кристаллов барита ... в качестве ядер выступают бесформенные глинистые комочки, обогащенные, вероятно, органическими остатками, и скелеты радиолярий ... встречаются агрегаты тесно сросшихся сферолитов с несколькими центрами кристаллизации, внутри которых находятся скопления фрамбоидов пирита. Часть сферолитов имеют концентрически-зональную структуру» [11, с.577].

4. Кристаллы барита и их сростки размером 0,01—0,2 мм (иногда больше) ластообразной, крылообразной, чечевицеобразной, клиновидной, дендритовидной форм мутно-белого или бледно-желтого цвета в светло-коричневых алевро-пелитовых илах.

5. Белый кристаллический барит, цементирующий плохо сортированный песчано-алевритовый терригенный материал с примесью гальки разного размера.

Вопрос о происхождении баритовой минерализации в настоящее время является дискуссионным. Одни исследователи считают, что формирование баритов во

впадине Дерюгина связано с низкотемпературной гидротермальной деятельностью [1, 2], другие — связывают их образование с холодными газово-флюидными эманациями [11, 18].

Согласно первой точке зрения, циркулирующие в осадочном чехле по разломным зонам и флюидопроводящим горизонтам, барийнесущие гидротермальные растворы смешивались на поверхности дна (выше раздела вода—осадок) с морскими богатыми сульфатом водами, что приводило к осаждению травертиноподобного барита. Постепенно подводящие каналы заполнялись кристаллическим баритом, образуя «трубчатые» тела, выход растворов на поверхность дна становился затрудненным, и излияние растворов не происходило. Циркуляция растворов в толще осадка и взаимодействие их с сульфатом иловой воды приводило к образованию других вышеупомянутых форм проявления барита: мелких гнезд, прожилков, микроконкреций [1]. В доказательство своей точки зрения на происхождение баритовой минерализации эти авторы приводят следующие факты:

приуроченность баритовой минерализации к наиболее тектонически активной области морского дна — зоне сочленения вулканотектонической депрессии и восточного приподнятого блока фундамента;

повышенные значения теплового потока, свидетельствующие о наличии гидротермальной деятельности в этом районе;

отсутствие барита в донных осадках Охотского моря, за исключением осадков, отложенных в четвертичное время вблизи баритовых построек;

положение баритовой минерализации на вершинах холмов, напоминающих гидротермальные холмы Галапагосского спредингового центра;

травертиноподобный облик образцов, их мономинеральность и хрупкое пористое внутреннее строение, свидетельствующие о том, что барит рос не в осадке, а на поверхности дна.

Сторонники второй точки зрения в качестве гипотезы происхождения барита принимают механизм ремобилизации биогенного бария и последующей его миграции с поднимающимся флюидным потоком в верхние слои осадочной толщи. По их мнению первоначальным источником являлся барий, присутствующий в составе органического вещества (преимущественно кремнистых биогенных организмов), при захоронении которого и дальнейшем его разложении растворенный барий накапливался в формационных водах осадочной толщи. Непосредственное образование самого барита, по мнению этих авторов [11], происходило в результате взаимодействия последних с сульфат-ионом поровых вод.

Авторы данной публикации предприняли попытку найти решение дискуссионного вопроса о происхождении баритов впадины Дерюгина путем сравнения их с «континентальными» баритами установленного гене-

зиса, используя при этом термин «континентальные» условно, включая в это понятие бариты, располагающиеся в настоящее время на континенте.

Ранее [3—6, 8, 9, 12—14], изучая типоморфные особенности барита в образцах, представляющих руды месторождений разных морфогенетических типов, сформированных в возрастные эпохи от рифея до мезозоя, в различных геодинамических условиях, расположенных в 11-и удаленных на значительные расстояния регионах авторы пришли к выводу, что из множества присущих бариту типоморфных признаков наиболее информативными, практически однозначно указывающими на генезис барита, являются: содержание изоморфного стронция в барите, радиоактивность, дефекты кристаллической структуры, обусловленные наличием электронно-дырочных (парамагнитных) центров и параметры элементарной ячейки.

При определении генетической принадлежности барита успешно используется барий-стронциевый модуль (соотношение замещающих друг друга катионов Ba^{2+} и Sr^{2+}) [7—9, 17]. Применение его основано на явлении изоморфизма Ba и Sr, которое в различных термодинамических условиях протекает с разной степенью интенсивности. Установлена зависимость растворимости сульфата бария и стронция от давления и температуры — в областях низких температур они значительно разнятся, при повышении же давления и температуры сближаются, достигая равенства при температуре 350°C [21, 22]. Бариты, образующиеся в условиях низких температур характеризуются более низкими содержаниями Sr, чем бариты, выпавшие из горячих гидротермальных растворов.

Радиоактивность барита обусловлена присутствием урана и тория и продуктами их распада. Ежегодно в океан выносятся около 104 т урана, который оседает в донных отложениях. При кристаллизации барита происходит автолизия от посторонних компонентов, в том числе от урана и тория, причем от урана в большей степени. Подвижность урана зависит от окислительно-восстановительных условий среды, и если среда становится восстановительной, то его подвижность ограничивается. Поэтому в осадочных баритах, для образования которых восстановительные условия более характерны по сравнению с гидротермальными, наблюдается относительно и повышенная радиоактивность. Для гидротермальных баритов восстановительные условия менее типичны, поэтому для них характерны низкие значения радиоактивности.

Кристаллическая структура барита обычно несовершенна. К ее дефектам относятся электронно-дырочные центры, представленные ион-радикалами: O^- , SO_3^- , SO_4^- . Набор и концентрация этих ион-радикалов свидетельствуют об особенностях условий минералообразования. В условиях гидротермального процесса при кристаллизации происходит автолизия — «очищение» структуры барита от дефектов, при седименто-

генезе этот процесс выражен в значительно меньшей степени, поэтому бариты осадочного происхождения отличаются от гидротермальных более широким спектром электронно-дырочных центров и более высокой степенью интенсивности их проявления. Наиболее информативными в баритах являются парамагнитные центры ион-радикала SO_3^- . Гидротермальные бариты характеризуются низкими концентрациями SO_3^- , осадочные — высокими.

Индикатором процессов, в которых происходило формирование барита, служат и параметры его элементарной ячейки. Установлена антибатная анизотропная зависимость параметров ячейки (a_0 , b_0 , c_0) барита от содержания в нем изоморфной примеси Sr [16]. Параметры решетки барита закономерно уменьшаются с возрастанием содержания Sr в минерале, при этом шаг изменения составляет: $a_0' = a_0 - 0,0036$; $b_0' = b_0 - 0,0018$; $c_0' = c_0 - 0,0020$ Å. Поскольку содержание изоморфного Sr в гидротермальных баритах выше, чем в осадочных, то гидротермальные бариты по сравнению с осадочными имеют меньшие объем и размеры элементарной ячейки.

В настоящей работе представлены результаты исследований образцов травертиноподобных баритов (табл. 1), слагающих баритовые постройки впадины Дерюгина, отобранных в 2011 г. в 54-м рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев», осуществленном при поддержке Президиума ДВО РАН (проект, 12-А-III-08-152).

Травертиноподобные бариты были изучены комплексом физико-химических методов в Аналитико-технологическом сертификационном испытательном центре ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» в лабораториях физико-химических методов анализа, фазового минералогического анализа и радиационной оценки на предмет проявления в них информативных признаков, указывающих на генезис барита.

Проводилось сопоставление характера проявления типоморфных признаков в образцах травертиноподобных баритов с данными, опубликованными в литературе по морским и континентальным баритам (табл. 2).

Обсуждение результатов и выводы. Барий-стронциевый модуль. Содержание бария и стронция в барите (барий-стронциевый модуль) определялось на ICP спектрометре OPTIMA 2000 DV атомно-эмиссионным методом (см. табл. 1). Полученные значения Ba/Sr модуля травертиноподобных баритов впадины Дерюгина сопоставимы с установленными числовыми характеристиками для «континентальных» баритов гидротермального генезиса, а баритовых конкреций из диатомовых аргиллитов Японского моря — для «континентальных» осадочных баритов (см. табл. 2).

Радиоактивность образцов травертиноподобных баритов определялась на спектрометрическом комплексе УСК «ГАММА-ПЛЮС» гамма-спектроскопическим методом. Было установлено, что радиоактивность тра-

1. Типоморфные признаки травертиноподобных баритов впадины Дерюгина

Номер пробы	Содержание, в %		Типоморфные признаки					Параметры элементарной ячейки, Å			
	BaO	SrO	Ba/Sr моль	Удельная активность радионуклидов, Бк/кг			ЭДЦ SO_3^- и 10^{14} сп/мг	Объем элементарной ячейки, Å ³	a	b	c
				²³² Th±абс.погр.	²²⁶ Ra±абс.погр.	⁴⁰ K±абс.погр.					
LV 54-1	59,91	2,17	29,24	66,0±9,9	1031±101	<20	He обн.	343,40	8,8378	5,4443	7,1370
LV 54-2	61,97	1,58	41,54	20,0±3,5	552±56	<20	0,22	344,52	8,8521	5,4492	7,1423
LV 54-3	59,75	1,53	41,36	57,9±7,8	1689,8±150	152,8±25,5	He обн.	344,31	8,8548	5,4447	7,1416
LV 54-4	60,50	1,11	57,73	114,6±12,5	1673,4±150	<20	He обн.	343,97	8,8546	5,4377	7,1440
LV 54-5	60,18	2,11	30,21	9,7±2,0	250,5±25,4	<20	0,28	343,81	8,8463	5,4453	7,1374

вертиноподобных баритов вызвана 3-мя природными радионуклидами: Ra²²⁶, Th²³² и K⁴⁰, с преобладанием Ra²²⁶ (см. табл.1). Искусственных радионуклидов не обнаружено. Вероятно, барийсодержащие растворы обогащались ураном и продуктами его распада (мобилизуя последние), проходя через осадки по зонам разлома. На обогащенность тяжелыми металлами, в том числе и ураном, металлоносных осадков поверхностных слоев впадины указывалось в работе [19].

Однако полученные значения радиоактивности баритов (суммарная α-активность, выраженная в процентах эквивалентного U) превысили даже величины, присущие осадочным баритам (см. табл. 2). На данном этапе этому явлению авторы не находят иного объяснения, как наличие аномалии, характерной исключительно для района исследований. Последнее требует проведения дополнительного изучения.

Концентрация ион-радикала SO_3^- . Методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) определялось наличие и концентрация ион-радикала SO_3^- . Анализ проводился с использованием радиоспектрометра РЭ-1306, работающего в диапазоне СВЧ-3 см; в качестве вспомогательной аппаратуры — измеритель магнитной индукции, частотомер типа ЧЗ-54, а также внешний эталонДФПГ для определения загруженности резонатора. Режим съемки: частота 9370 МГц, ΔH=10⁻¹–10⁻² Тл; ΔH=0,35–2·10⁻² Тл; T=300К.

Парамагнитные центры (ПЦ) ион-радикала SO_3^- , характеризующиеся низкой концентрацией, проявились только в двух образцах. В трех образцах ПЦ обнаружены не были (см. табл. 1). Это делает бариты впадины Дерюгина сопоставимыми с «континентальными» гидротермальными баритами (см. табл. 2).

Объем и параметры элементарной ячейки. Рентгенографические исследования образцов травертиноподобных баритов были выполнены на аппаратурно-программном комплексе на базе рентгеновского дифрактометра D8 Advance (Bruker Axs, Германия) в геометрии Брега-Брентано. Съемка проводилась при монохроматизированном Cu-Kα излучении, напряжении на трубке 40 кВ, силе тока 30 мА, с шагом сканирования 0,01°2θ, с экспозицией 1°2θ/мин. Для расчета структурных параметров был использован метод полнопрофильного рентгеновского анализа, реализованный в программе TOPAS (Bruker Axs, Германия). В качестве исходной модели для описания дифракционного спектра изучаемых проб была выбрана структура барита, пространственная группа № 62 (Pnma), профильная функция FP. Полученные результаты приводятся в табл. 1.

Анализ полученных результатов показывает, что объем и параметры элементарной ячейки травертиноподобных баритов (см. табл. 2) близки параметрам ячеек образцов барита из гидротермальной группы, в том числе и баритов, образовавшихся путем осаждения из термальных вод в русле р.Кипящая у подножья конуса

Осадочные	Пласты и линзы в кремнисто-сланцевых толщах PR—MZ	Серый, темно-серый до черного тонко-мелкозернистый, массивный, полосчатый, конкреционный	$\frac{107,89—895}{365,62 \pm 5,6}$ (43)	$\frac{13,5—254}{92,08 \pm 1,61}$ (49)	$\frac{1,0—9,9}{3,61 \pm 0,04}$ (56)	346,49	8,881	5,452	7,156
						346,60	8,880	5,454	7,156

Примечание. Значения: числитель — минимальные, знаменатель — максимальные, в круглых скобках — средние; в круглых скобках — число образцов.

вулкана Баранского на о.Итуруп. Эти воды по составу практически тождественны сульфатно-хлоридным и хлоридно-сульфатным термам вулкана Менделеева на о.Кунашир и многим другим ультракислым вулканогенным водам, относящимся к группе «фумарольных терм глубинного формирования» [15].

Изучение травертиноподобных баритов комплексом современных физико-химических методов и сопоставление полученных результатов с имеющейся информацией по «континентальным» баритам установленного генезиса (см. табл. 2) позволяет со значительной долей уверенности считать, что травертиноподобные образования, слагающие баритовые постройки впадины Дерюгина, обязаны своим происхождением гидротермальным процессам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). — Владивосток: Дальнаука, 2008.
2. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.В. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 212—215.
3. Ахманов Г.Г., Васильев Н.Г., Егорова И.П. и др. Новый тип месторождений барита Хакасии // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 65—70.
4. Ахманов Г.Г., Гревцев В.А., Тюрин А.Н., Харитонова Р.Ш. Генетическая классификация баритовых руд Ансайского месторождения методами ЭПР и радиометрии // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. — Сыктывкар, 1985. С. 153—154.
5. Ахманов Г.Г., Егорова И.П. Информативность типоморфных свойств барита при определении генезиса оруденения // Руды и металлы. 2011. № 3—4. С. 16—17.
6. Ахманов Г.Г., Харитонова Р.Ш. О возможности использования радиоактивности барита для определения его генезиса // Экспресс-информация ВИЭМС. Лабораторные и технологические исследования и обогащения минерального сырья. 1977. № 6. С. 14—18.
7. Бадалов С.Г., Рабинович А.Б. К геохимии бария и стронция в эндогенном рудообразовании Кармазара // Узбекский геологический журнал. 1968. № 2. С. 45—50.
8. Блоха Н.Т., Ахманов Г.Г., Кузнецовский А.Г. и др. Бариты Каратау // Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. Обзор. — М.: ВИЭМС, 1988.
9. Ведерников Н.Н., Ахманов Г.Г., Арцинеков А.Г. Бариты Кузнецкого Алатау // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений неметаллических полезных ископаемых. Обзор. — М.: «Геоинформмарк», 1990.
10. Гнибиденко Г.С. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск: Наука, 1977. С. 206—211.
11. Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт Й., Можеровский А.В. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 568—585.
12. Егорова И.П. Типоморфные особенности барита как индикаторы генетического типа баритового оруденения // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Казань, 2011.

13. *Егорова И.П., Ахманов Г.Г., Булаткина Т.А.* Типоморфные особенности барита // Отечественная геология. 2010. № 2. С. 3—8.
14. *Егорова И.П., Наумкина Н.И., Ахманов Г.Г., Власов В.В.* Структурные особенности барита как индикатор процесса формирования различных генетических типов баритовых месторождений // Мат-лы XI съезда Российского минералогического общества «Современная минералогия: от теории к практике». —С-Пб, 2010. С. 181—183.
15. *Знаменский В.С., Диков Ю.П., Дмитриева М.Т.* и др. Условия образования, состав и структура барита в осадках речки Кипящей // Барит. —М.: Наука, 1986. С. 45—64.
16. *Кривовичев В.Г., Галибин В.А., Старова Г.Л.* Геохимия стронция в низкотемпературных гидротермальных месторождениях (на примере Белореченского месторождения барита) // Минералогия и геохимия. Вып. 6. —Л., 1979. С. 130—140.
17. *Кулинич В.В., Муканов К.М.* Генетические типы и геохимия баритов Атасуйского рудного района (Центральный Казахстан) // Барит. —М.: Наука, 1986. С. 168—182.
18. *Aloisi G., Wallmann R., Bollwerk S.M.* et al. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. Vol. 68. № 8. Pp. 1735—1748.
19. *Kobylyansky V.V., Domanov M.M., Svininnikov A.L.* The geochemistry of heavy metal enrichment in surface sediments of Derugin Basin (Okhotsk Sea) // *Climate Variability and Sub-Arctic Marine Ecosystems*, Victoria, B.C., Canada, 16—20 May. 2005. Pp. 79.
20. *Okada K., Kato S., Kobayashi S.I.* The barite nodules from the Sin-Guri Bank, Japan Sea // *Minning and Mat. Inst. Jah.* 1971. Vol. 87. № 1002. Pp. 594—598.
21. *Strübel I.* Die hydrothermale Löslichkeit von Coelestin im system $\text{SrSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. —*N.Jb.Mineral. Abh.* 1966. Pp. 99—108.
22. *Strübel I.* Zur Kenntnis und genetischen Bedeutung des system $\text{BaSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. — *Neues.Jahrb.Mineral.* 1967. 718. Pp. 223—233.

Источник углеводородов месторождений нефти и газа

Н.И.БЕЛОЗЕРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Амурский научный центр (АмурНЦ) ДВО РАН; 675000; г.Благовещенск, пер.Релочный, д.1), И.Ф.САВЧЕНКО, И.В.ГИРЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Геологии и Природопользования ДВО РАН; 675000, г.Благовещенск, пер.Релочный, д.1)

Белозеров Николай Иванович, nibic@rambler.ru

Савченко Илья Федорович, sav@ascnet.ru

Гиренко Ирина Витальевна, sav@ascnet.ru

Источник органического вещества в формировании месторождений нефти и газа является одной из дискуссионных проблем. Авторы статьи являются сторонниками биогенного происхождения нефти и газа, которое обосновывают эволюционной теорией поступательного развития жизни на Земле и формирования биосферы.

Ведущая роль в формировании биосферы принадлежит фотосинтезирующим организмам, использующим для фотосинтеза энергию света. Так как первые фототрофы возникли в океане, заняв так называемую фотическую зону глубиной до 200 м от поверхности океана, еще 3,5 млн. лет назад [9], а наземные фотосинтетики развивались с силура, роль органических осадков океана в эволюции осадочных толщ и в процессах конвективного теплообмена между оболочками Земли является преобладающей как при метаморфизме органического вещества осадков, так и по влиянию продуктов термического разложения органического вещества на процессы рудогенеза и миграции флюидов. Органическое вещество (ОВ) континентальных осадков не подвергалось воздействию достаточно высоких температур метаморфизма из-за малых глубин доинверсионного погружения. Исследования С.Г.Гагарина и Ю.М.Королева [3] показали, что графитоподобная фаза каменных углей преобладает (75—80%) при температуре около 280—300°C, что соответствует глубинам погружения не более 7 км при геотермальном градиенте около 43°C/км. С.Ф.Труфанова и Р.Н.Мурогова [13] допускают начало генерации нефти из органического вещества в интервале температур 460—650°C. Сравнение энергий разрыва связей в органическом веществе природных энергоносителей [1] приводит к выводу о возможной генерации жидких углеводородов из органического вещества осадков при температуре значительно выше 300—380°C.

Вышесказанное не исключает генерацию незначительного количества газообразных углеводородов при более низких температурах метаморфизма, в том числе и образование их в результате метанового брожения.

Свое участие в дискуссии о генезисе углеводородов авторы публикации намерены ограничить расчетами массы депонированного органического вещества за «хлорофилловую» историю Земли. В недрах, в усло-

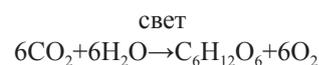
виях *T* и *P*, возможен термический метаморфизм органического вещества осадков с выделением твердых (графит), жидких (нефть, вода), газовых (H_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , HCN , CO_2 , CO , NH_3 и др.) составляющих.

В депонировании (захоронении) органического вещества основную роль авторы отводят осадконакоплению и литогенезу. Особое значение в судьбе органического вещества осадков океана имеют субдукция и коллизия, обусловившие явления конвекции и теплообмена. Следует добавить, что в определении прихода и расхода продуктов деятельности фотосинтетиков авторы использовали балансовый метод.

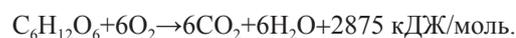
Процесс накопления органического вещества. Органическое вещество, в основном углеводы, в природе является продуктом жизнедеятельности хлорофиллсодержащих организмов, использующих в реакциях синтеза органики углекислый газ и воду. Для синтеза углеводородов организмы используют энергию света, являясь фототрофами.

Первые фототрофы появились в Мировом океане и со времени своего возникновения дали начало всем автотрофам в водной среде и на суше.

Общее уравнение фотосинтеза имеет следующий вид:



Процесс, обратный фотосинтезу — дыхание. Общее уравнение дыхания:



Процесс дыхания обеспечивает внутренний метаболизм организмов энергией.

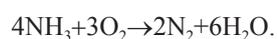
Из этих уравнений следует, что кислород в молекулярной форме может накапливаться в атмосфере, гидросфере и литосфере только в случае депонирования части синтезированного органического вещества в условиях, недоступных для окисления. Такие анаэробные условия создаются в толщах осадочных пород, причем на первых стадиях превращения погребенного органического вещества. Организмы, разлагающие органическое вещество используют непрочно связанный кисло-

род органического вещества осадков. Так, в низинном торфе массовое содержание O_2 составляет 31,0—35,2%, а в целлюлозе торфообразователей до 53,3%.

Молекулярный кислород — химически активный элемент и в природе расходуется, кроме разложения отмершей массы растений и животных, также на другие окислительные реакции.

Используя эволюционную концепцию развития биосферы и оболочек Земли, путем палеорекострукции событий, связанных с фотосинтезом, авторы оценили в количественном выражении (с известной степенью точности) массу депонированного органического вещества в недрах. С этой целью были привлечены сведения о возможных значимых статьях расхода фотосинтетического O_2 , а также известные временные рамки этих процессов. Время в биологической эволюции является важнейшим фактором, поэтому геологическому возрасту в дальнейших обобщениях придается определяющее значение.

Появление фотосинтеза относят ко времени 3,5 млрд. лет назад, а формирование кислородной атмосферы закончилось 2,6 млрд. лет [9]. Отправной точкой накопления органического вещества в осадках можно считать накопление малоактивного свободного N_2 в атмосфере, который образовался путем окисления аммиака по реакции:



Соответствующее затраченному кислороду ($203,32 \cdot 10^{15}$ т) депонирование в недрах органического вещества должно составить $190,6 \cdot 10^{15}$ т. Скорость депонирования ОВ (осадконакопления) в океане за 200 млн. лет будет равна $0,95 \cdot 10^9$ т органического вещества в год.

С учетом фазы гумификации, при которой исходное органическое вещество теряет 45% массы, а органическая масса сапропеля приобретает свойства горючих сланцев, в недрах формируется кероген со средним элементным составом (в %): С 69, Н 9 и О 22. Ежегодное депонирование $C_{орг}$ керогена составляет $0,36 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$ /год. Эта скорость накопления $C_{орг}$ в океане близка данным Р.Н. Нигматулина [7] $0,3 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$ /год.

Принимая период накопления с докембрия (2,1 млрд. лет) до начала кайнозоя (65 млн. лет) и среднюю скорость накопления в акватории океана $0,36 \cdot 10^9$ т, получим массу ресурсов керогена, способного быть источником нефти и газа при благоприятных условиях генерации углеводородов.

Общие ресурсы $C_{орг}$ равны $732,6 \cdot 10^{15}$ т, а соответствующие ресурсы керогена (сапропеля в фазе гумификации и диагенеза) $1061,7 \cdot 10^{15}$ т. В пересчете на 1 км^2 акватории Мирового океана плотность ресурсов керогена будет равна $2,94 \cdot 10^9$ т/км².

Эти, на первый взгляд, баснословные цифры имеют в основе расчета реальные процессы и требуют интер-

претации в рамках эволюционного подхода к динамике геосфер. Прежде всего, средняя толщина сланцеподобного керогена при объемном весе около $1,4 \text{ г/см}^3$ должна быть равна около 2,1 км, чего на океаническом дне не встречено.

Ответ, по мнению авторов публикации, следует искать в истории геотектонических событий при конвективном теплообмене.

Конвективный теплообмен. Т.Н. Хераскова и др. [14] отмечают стадии развития Палеоазиатского океана и распад суперконтинента Родиния, которые имели место в период 950—550 млн. лет назад. Суша была представлена 15—18 континентами, которые «дрейфовали» по поверхности Земли по индивидуальным траекториям. В результате этих геотектонических процессов сформировалось 5 континентов, образовавшихся путем слияния ранее удаленных на значительное расстояние более мелких, которые являлись частями Родинии. Такие события в геологической истории Земли происходили неоднократно и сопровождались коллизией, рифтогенезом, конвективными течениями в виде субдукции и спрединга.

Скорость перемещения палеоконтинентов по приводимым палеокоординатам составляла в разные эры докембрия от 1,4 до 7,7 и даже 23,0 см/год [14]. Так как процессы субдукционного и коллизионного поглощения литосферных плит компенсируются ростом плит в районах срединно-океанических хребтов (СОХ), то, зная длину СОХ и скорости раздвигания континентов, можно найти ежегодную скорость поглощения океанических плит. При скоростях 1,4—5,0 см/год и длине СОХ 80 тыс. км эта площадь составит 1,1—4,0 км²/год. Так как кора субдуцируется в глубоководных желобах, то верным было бы считать, что в субдукции участвует только глубоководная океаническая область (268 млн. км²). Это значит, что за принятый авторами расчетный период 2035 млн. лет глубоководная область океана могла осуществить от 8,5 до 29 ротаций, а цикл ее поглощения (288 млн. км²) длиться от 70 до 245 млн. лет. Среднюю продолжительность одной ротации можно принять за 200 млн. лет. Действительно, биологических остатков древнее юры на дне Тихого океана пока не обнаружено [2].

Океаническая плита погружается в районе глубоководных желобов вместе со слэбом, содержащим ОВ осадков. На трассе следования в зону Беньюфа слэб достигает глубин с температурой и давлением, достаточным для глубокого метаморфизма, начиная с температур генерации нефти и газа выше 460°C [13], то есть на глубинах 12—15 км. Синтез графита может происходить при $T > 800^\circ\text{C}$, что соответствует глубинам 19—22 км [19]. В интервале глубин погружения 12—28 км (460—1000°C), осуществляется метаморфизм основной массы керогена. При температуре свыше 900°C, при наличии графита, воды и оливина, эффективно генерируется метан.

В схемах субдукционного и коллизионного поглоще-

ния литосферных плит уникальным по последствиям является пододвигание океанической коры под континентальные и субконтинентальные блоки. Это дает основание считать эти области литосферной оболочки чрезвычайно насыщенными органическим веществом океанических осадков на глубинах ниже подошвы континентов окраин, континентальной коры островных дуг.

Например, минимальная концентрация органического вещества керогена при 29 ротациях глубинной океанической области с продолжительностью ротации 70 млн. лет составит $101,4 \cdot 10^6$ т/км². Эти ресурсы керогена могут при термическом разложении быть источником $30,5 \cdot 10^6$ т/км² протонефти, $33,5 \cdot 10^9$ м³/км² природного газа, $8,2 \cdot 10^6$ т/км² пирогенетической воды и $6,38 \cdot 10^6$ т/км² высокоуглеродистого остатка.

Концентрация этих ресурсов углеводородов удовлетворяет коммерческим требованиям к глубокозалегающим (>6 км) месторождениям нефти 1 млн. т/км² и газа 1,7 млрд. м³/км² [6].

В отличие от приведенного расчета, концентрацию органического вещества исходного керогена можно восстановить путем палеорекострукции по содержанию графита в рециклированных слоях. Этот подход применим для складчатых областей, имеющих эксгумированные выходы графитоносных пород в шовных зонах пород аккреционного клина бывших АКО континентов.

Суть этого подхода заключается в том, что по известному содержанию графита в породах и выявленной мощности графитоносных толщ, а также экспериментальным или промышленным результатам выхода высокоуглеродистого остатка при термическом разложении горючих сланцев (керогена) находят исходную доколлизийную концентрацию органического вещества. Авторы [10] провели расчеты концентрации ресурсов керогена на 1 км² по содержанию $C_{орг}$ в проявлениях графита для Восточной Азии. Полученные результаты ($150—1003$)·10⁶ т керогена на 1 км² по содержанию графита ($55,8—372,0$)·10⁶ т близки расчетам по условиям осадконакопления.

Из вышесказанного становится очевидным, что для оценки перспектив нефтегазоносности погребенных океанических осадков можно применить оба эти подхода.

Существуют и другие мнения на возможность генерации нефти и газа при субдукции океанических литосферных плит в районе глубоководных желобов. Так, А.Г.Пилицын и А.А.Кременецкий [8] на примере субдукции Индийской литосферной плиты в Яванском желобе под острова Ява и Суматра отдают приоритет механизму растяжения континентальной коры в задуговом пространстве. В зону растяжения, по их мнению, должны поступать мантийные углеводородные флюиды, а субдуцируемый слэб с органическим веществом осадков к генерации углеводородов не имеет отношения.

Такая точка зрения авторов [8] противоречит изложенным выше расчетам, которые дают концентрацию протонефти $30,5 \cdot 10^6$ и воды $6,38 \cdot 10^6$ т/км², а также $33,5 \cdot 10^9$ м³/км² газа при условии длительности накопления органического вещества слэба 70 млн. лет. Кроме того, механизм субдукции может обеспечить «поставку» пирогенетической воды на глубину 12—15 км (T 460—550°C). Этот источник воды может дать при реакции с карбидом кальция массу ацетилена, равную 1,44 массы воды, и увеличить ресурсы углеводородов. Абиогенный, на первый взгляд, механизм: $CaC_2 + H_2O \rightarrow C_2H_2 + CaO$ может иметь глубокие биогенные «корни».

Другой взгляд на генерацию углеводородов при субдукции Тихоокеанской плиты в Курило-Камчатском желобе и следовании ее под Курильские острова, о.Сахалин, Татарский пролив и к Сихотэ-Алиню приведен в работе [5].

Здесь авторы также принимают ведущим фактором поступления ОВ мантийный флюидный поток, возникающий в разломной зоне Носсапу при субдукции Тихоокеанской плиты в Курило-Камчатском желобе под о.Сахалин и Сихотэ-Алинь, результатом которого является формирование нефтегазовых залежей и газогидратов.

В отличие от авторов работы [8], которые вообще не допускают участия органического вещества слэба в генерации углеводородов, С.А.Касаткин и А.И.Обжиров [5] отводят слэбу роль флюидопора для мантийных флюидов, причем на глубинах свыше 200 км они считают слэб устойчивым к термическому разложению, а следовательно относительно холодным. Образование же нефтегазоносных месторождений происходит, по их мнению, благодаря наличию в слэбе трещин.

По глубокому убеждению авторов публикации ОВ слэба, находящегося на глубинах с предполагаемыми температурами 1200—1250°C, не может служить флюидопором, так как участвует в термальных преобразованиях.

Резюмируя проведенные расчеты и изложенные взгляды на теорию формирования нефтегазоносных отложений можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее вероятным источником накопления органического вещества, необходимого для формирования месторождений нефти и природного газа, являются океанические осадки.

2. Необходимыми условиями для формирования из океанических осадков месторождений газообразных, жидких и твердых полезных ископаемых является участие их в процессах субдукции и коллизии. Для коллизионных обстановок, когда поглощаются осадки акваторий, разделяющих конъюгирующие континенты и островные дуги, может быть использована схема образования континентальной коры, предложенная И.Ю.Сафоновой [12].

3. При рассмотрении вопросов эволюции земной коры и участия в термодинамических процессах ОВ океанических осадков необходимо учитывать существенную роль органики и ее производных химически

активных газов в рудогенезе большинства полезных ископаемых. Так, авторы работы [11] подсчитали, что в Джелтулакской шовной зоне Монголо-Охотского орогенного пояса химически активные газы пиролиза захороненных океанических осадков только с 1 м² субдуцируемой плиты могут участвовать в переотложении до 573 кг металлического Ni, который может быть рассеян в толще кровли 40—70 км и дать начало богатым никеленосным породам с содержанием Ni до 11—15 мг/см³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухаркина Т.В., Дигуров Н.Г. Химия природных энергоносителей и материалов. —М.: РХТУ им.Ломоносова, 1998.
2. Власов И.А. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы // Тихоокеанская геология. 1994. № 5. С. 3—16.
3. Гагарин С.Г., Королев Ю.М. Моделирование преобразования фазового состава ископаемых углей в недрах // ХТТ. 2003. № 6. С. 6—19.
4. Дж.Ла-Берж. О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. —М.: Мир, 1975.
5. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Разломная зона НОСАППУ и условия формирования газогидратов (охотоморский район) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Восточной Азии. VIII Косыгинские чтения. —Хабаровск—Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 510—513.
6. Коротков С.Б. Новые подходы к поискам глубокопогруженных залежей углеводородов // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь / Мат-лы Всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию П.Н.Кропоткина, 18—22 октября 2010 г. —М.: ГЕОС, 2010. С. 247—249.
7. Нигматулин Р.Н. Океан: климат, ресурсы, природные катастрофы // Вестник РАН. 2010. Т. 80. С. 675—687.
8. Пилицын А.Г., Кременецкий А.А. Прогноз месторождений нефти и газа восточной части острова Ява по данным дистанционного зондирования // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: I-Кудрявцевские чтения / Всерос. конф. по глубинному генезису нефти, 22—25 октября 2012 г. —М.: ООО «НПО Глубинная нефть», ОАО «ЦГЭ», 2012. С. 451—454.
9. Розанов А.Г. Когда появилась жизнь на Земле // Вестник РАН. 2010. Т. 80. № 5—6. С. 533—541.
10. Савченко И.Ф., Белозеров Н.И. Путь органического углеорода океанических осадков в процессе формирования геологических структур Восточной Азии // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 50—56.
11. Савченко И.Ф., Мельников А.В., Гиренко И.В. О возможности совмещенного глубинного рудогенеза и генерации углеводородов в Джелтулакской шовной зоне Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии. —Улан-Удэ: ИД «ЭКОС», 2013. С. 313—316.
12. Сафонова И.Ю., Зальтман Р.М.Сун. Новый проект JGSP № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения / Мат-лы IV междунар. конф. 27—31 августа 2012. —Улан-Удэ: ИД «ЭКОС», 2012. С. 136—139.
13. Труфанова С.Ф., Мурогова Р.Н. Газогеохимические критерии глубинности процессов нефтеобразования // Дегазация Земли: Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь / Мат-лы Всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию П.Н.Кропоткина, 18—22 октября 2010 г. —М.: ГЕОС, 2010. С. 580—583.
14. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5—8.

Геолого-геофизическая модель строения земной коры северной части восточного Урала и Западной Сибири

В.П.ШАТРОВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН; г.Екатеринбург, Почтовый пер. д.7)

Шатров Владимир Петрович, shatrov@igg.uran.ru

В настоящее время Урал является регионом, наиболее хорошо и разнообразно изученным геофизическими методами, которые широко используются при проведении геологических исследований.

Знаменательным событием явилось издание Институтом геофизики УрО РАН монографии*, в которой подведены итоги многолетних геофизических исследований по созданию надежной модели глубинного строения Урал-Сибирского региона.

Появление этой компактной и весьма насыщенной фактологическим материалом монографии пришлось очень кстати. Поспешное принятие закона о реформе Академии наук, упреки в отсутствии реальных результатов и отрыве от практической геологии глубоко задело научную общественность. Во-первых, в вину академической науке ставят ее низкую научную эффективность: денег выделяется много, а результатов нет, во-вторых, говорят о невостребованности результатов работ академических разработок.

На взгляд автора, ознакомившись, например, с этой монографией, любой читатель убедится в полной несправедливости этих упреков со стороны официальных лиц России и новых реформаторов от науки. В данном конкретном случае, с практической точки зрения — **связь академической науки с практической геологией** — монография уральских геофизиков полностью отвечает поставленной задаче.

Предложена новая сейсмологическая модель континентальной земной коры, созданная на основе совместного анализа обширных данных ГСЗ, сверхглубокого и глубокого бурения, а также геологических сведений. Авторами монографии создана геолого-геофизическая модель глубинного строения верхней части литосферы северной части Урала и Западной Сибири масштаба 1: 2 500 000. Особенно важным является составление карты перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирского геоблока масштаба 1: 1 000 000, выделение конкретных перспективных областей. В пределах этих областей намечены участки для проведения детальных геофизических работ и поисково-параметрического бу-

рения с глубиной скважин до 5 км. Разработана технология создания разномасштабных геолого-геофизических моделей, которая может быть адаптирована в Урало-Сибирском регионе и в других регионах России. Указанные технологии чрезвычайно важны сегодня в связи с началом практического освоения Арктического нефтегазового бассейна, а именно с получением промышленной высококачественной нефти в акватории Карского моря — месторождение «Победа».

В палеотектоническом отношении авторами на основании данных сейсморазведочных профилей ОГТ надежно установлена восточная граница Уральского складчатого пояса, которая довольно уверенно подтверждается и прямыми геологическими данными. Это является одним из главных достижений авторского коллектива. Уральские структуры разного возраста консолидации — байкалиды, тиманиды и собственно уралиды — продолжают далеко на восток.

Установлено продолжение основных складчатых структур Урала восточнее (более 200 км от восточной границы Тагильского блока) по отношению к преобладающему субмеридиональному простиранию Уральского кряжа до 68—70° в.д. (меридиан г.Ханты-Мансийск).

Примерно где-то в этих пределах и даже восточнее, границу уралид проводят некоторые ученые (С.В.Воробьева, Б.И.Чувашов). Есть даже такое выражение в геологической литературе — «Омский Урал», отражающее как далеко на восток распространены уральские структуры. Такая картина указывает на существование в прошлом единой Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы.

На ранней истории развития базовая модель единой геологической общности Урала и Сибири — «Урало-Сибирская геосинклинальная область» — состояла из трех частей. Урал составлял западную часть, восточный ее край образовывала Енисейская геосинклиналь, имеющая многие сходные черты с Уральской. Центральное положение в области занимала Западно-Сибирская плита, представлявшая собой древний массив длительной стабилизации, и, игравшая в палеозое роль средин-

*Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. — Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014.

ного массива. Плита являлась областью размыва, и за ее счет происходило накопление терригенных толщ во внутренних частях окружающих геосинклиналей.

Как видим, имеющиеся сейсморазведочные материалы МОВ ОГТ и геологические данные (глубокие скважины, результаты абсолютной геохронологии пород фундамента Западной Сибири) доказывают широкое распространение уралид с завершением главной складчатости в период 245—250 млн. лет (верхний возрастной уровень складчатости). Уралийская эпоха складчатости охватывает Урал, Пай-Хой, Новую Землю, Таймыр и Карское море.

Авторами разработаны основные элементы нового тектонического районирования с выделением мегазон: Центрально-Уральская (Тагильский прогиб), Восточно-Уральская (Восточно-Уральское поднятие), Западно-Сибирская. Основные мегазоны и их составляющие разделены пограничными структурами — глубинными разломами, которые прослеживаются на различных уровнях в земной коре и имеют субвертикальное, западное или восточное падение. Указанные особенности тектонических макроструктур и их разграничений категорически не соответствуют основным положениям плитотектонической парадигмы! Особенно наглядно это видно при рассмотрении результатов геолого-геофизических исследований по широтному профилю через сверхглубокую скважину СГ-4.

Красноуральский профиль ГСЗ и скважина СГ-4. Этот сегмент земной коры Урала является наиболее выразительным в среднем палеозое по интенсивности вулканической деятельности, ее длительности и разнообразию вулканических продуктов. Данные геофизических и геологических исследований разреза скважины СГ-4 и прилегающих участков различаются очень мало. Под осадочно-вулканогенными образованиями палеозой в районе бурения распространена кристаллическая кора с тем же строением и скоростными параметрами, как в обрамляющих выступах докембрия, при этом утоненная до 30—33 км, в то время как в упомянутых структурах обрамления до 32—42 км (В.С. Дружинин, 2005; Рогожин, 2000). Это принципиально важный вывод, из которого следует, что и в районе скважины, и во всей зоне Тагильского палеорифта, и под ним места ни шарьяжам, ни тектоническим пластинам не остается.

Отметим, что многие исследователи связывали большие надежды с результатами бурения скважины, ожидая в скором будущем важные научные открытия: *подтвердить или опровергнуть чешуйчатое строение Уральского складчатого пояса, обеспечив таким образом проверку альтернативных моделей геотектонического развития.*

Разрез скважины СГ-4 с началом ее проходки изучался многими организациями. Были использованы известные методы исследований: комплексные геофизические, томографические, петролого-геохимические,

литолого-фациальные, геотермические и др. В итоге палеотектонические реконструкции сводились к различным аспектам концепции тектоники плит, а выводы распространялись, как правило, на всю структуру Тагильской зоны. В таких исследованиях обычно повторяется представление о Тагильской зоне как структуре покровно-надвигового строения, состоящей из пластин разной мощности.

Главным «знатоком» геологии Тагильского прогиба и куратором скважины СГ-4 является известный уральский ученый Ю.С. Каретин, который, образно выражаясь, посвятил скважине большую часть своей научной деятельности — от выбора места заложения устья скважины и до последних дней жизни. Вместе с В.С. Дружининым, выполнявшим работы на профиле ГСЗ, Ю.С. Каретин как геолог-интерпретатор детально изучил литолого-петрографический и петрохимический разрез скважины (Ю.С. Каретин, 2000). Им же впервые было доказано отсутствие глубоководных океанических осадков в разрезе скважины СГ-4 и всего Тагильского прогиба, то есть признаков существования виртуального Уральского палеоокеана. На взгляд автора данной публикации, Ю.С. Каретина вполне можно считать виртуальным соавтором монографии, по крайней мере для геолого-геофизической модели Центрально-Уральской (Тагильской) мегазоны.

Таким образом, геофизическая информация, обособившая геолого-геофизическую модель обширного Красноуральского тектонического блока, проверена глубоким бурением и является объективной геологической реальностью, вплоть до древнего кристаллического фундамента данной части Урала.

Как известно, любой результат геофизических исследований не может претендовать на однозначное решение. А с 1960—1970 гг., с появлением концепции тектоники плит и бурным темпам развития идей мобилизма, перед каждым геофизиком (новая концепция сугубо геофизическая!) возник обязательный выбор: принять или отвергнуть новую плитотектоническую парадигму. На Урале многие ученые считают палеомагнитный метод единственным историческим методом геофизики, позволяющим получать независимые данные о горизонтальных перемещениях литосферных блоков и давать им количественную оценку.

Например, опровергая данные тюменских геологов, предлагают иную трактовку геологической истории Урало-Сибирского региона, основанную на палеомагнитных данных *о вращении Сибирского домена относительно Европейского по часовой стрелке.* То есть геотектоническое районирование Урало-Сибирского сегмента земной коры рассматривается с позиций тектоники плит.

Авторы монографии не приняли новой концепции и не признают хаотических перемещений блоков земной коры в геологическом прошлом. Комплексное исследование района скважины СГ-4, показало, что нельзя

реконструировать события по палеомагнитным или каким-либо другим результатам. События геологической истории реконструируются в первую очередь по структурным, формационным и вещественным данным.

Но давно уже стало очевидным, насколько гипотетичны данные, основанные на палеомагнитных реконструкциях. Палеомагнитный метод крайне ненадежен и обязательно должен подтверждаться прямыми геологическими данными, что убедительно доказали наши авторы в своей монографии. Сейчас крайне необходимо продолжать геолого-геофизические исследования Урало-Сибирского сегмента земной коры и дальше. Пусть эти работы на новом уровне знаний и научно проверенных фактах будут своеобразным *геолого-геофизическим импортозамещением* трофейной концепции тектоники литосферных плит.

Со временем сам А.В.Пейве стал критически относиться к концепции тектоники плит. В итоге это выразилось в том, что от *классического варианта* у А.В.Пейве и его сторонников от плит (гигантских сегментов коры),

как таковых практически ничего не осталось. Перемещение литосферных блоков — это только один элемент в сложном процессе тектогенеза, и сводить к нему все разнообразие тектонических явлений, как это делается в тектонике плит, недопустимо.

В обозримой геологической истории рассматриваемая территория Урала и Западной Сибири не была вовлечена в процесс крупной реорганизации континентальных масс, не претерпела никаких широтных перемещений. Тектогенез Урала в фанерозое имел автономную природу, не связанную с латеральными перемещениями гипотетических литосферных плит. Урал представлял собой огромный рифт, выжатый из глубины вверх под давлением мантийного вещества и расходящийся в стороны на запад и восток.

Нет сомнений, что монография В.С.Дружинина, П.С.Мартышко, Н.И.Начапкина, В.Ю.Осипова является базой для решения новых комплексных научно-прикладных проблем северной части Урала и особенно территории Западной Сибири, включая Арктическую зону.

75-летие Георгия Владимировича Ручкина

13 февраля 2015 года исполнилось 75 лет Георгию Владимировичу Ручкину — доктору геолого-минералогических наук, профессору, лауреату премий Правительства Российской Федерации, академику РАЕН, известному ученому в области металлогении и геологии рудных месторождений.

Одним из основных направлений научно-практической деятельности Г.В.Ручкина является изучение проблемы генезиса, метаморфизма и регенерации руд колчеданных месторождений, начиная с исследований колчеданных месторождений Южного Урала и защиты в 1968 г. кандидатской диссертации «Геология и особенности генезиса медно-колчеданных месторождений Блявинского рудного поля». По итогам изучения докембрийских образований Карелии, Прибайкалья и Юго-Восточной Якутии им были разработаны основы прогноза, поисков и оценки древних месторождений колчеданного семейства. Значительный вклад Г.В.Ручкин внес в изучение и подсчет запасов уникального, одного из крупнейших в мире, Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Бурятия), в оценку свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах: Сардана (Якутия), Павловское (Архангельская область), Уч-Кулач (Узбекистан).

Другой важной областью научно-производственных интересов Георгия Владимировича является выявление комплексов прогнозно-поисковых признаков рудоносности и системы моделей рудных месторождений, разрабатывавшихся в ЦНИГРИ в 1980-х—начале 1990-х годов. Под его руководством осуществлялось комплексирование работ по прогнозу и поискам колчеданно-полиметаллических месторождений в докембрийских углеродисто-терригенных комплексах (1987) и составлению атласа параметрических геолого-поисковых моделей колчеданно-полиметаллических месторождений (1993), выполнены работы: «Критерии оценки металлоносности черносланцевых толщ на основе комплекса литолого-геохимических признаков» (1994), «Металлогенические и рудно-формационные ряды месторождений цветных и благородных металлов в основных геотектонических обстановках» (1998).

В последние годы Г.В.Ручкин принимает участие в исследованиях, связанных с системой управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы России. Под его руководством составлен раздел «Цветные металлы (свинец и цинк)» 2004 г., проведена работа по инвентаризации ведомственных нормативно-методических и нормативно-технических документов, используемых в системе МПР России при геологоразведочных работах на твердые полезные ископаемые (2003—2006 гг.). Под его руководством и при непосредственном участии разработаны научно-исследовательские основы комплексной оценки рудоносности осадочных бассейнов, проанализированы закономерности



формирования и размещения месторождений цветных и благородных металлов на территории Карелии, Забайкалья, Дальнего Востока, Украины. Высоких результатов Георгий Владимирович достиг в работах по оценке перспектив золотоносности терригенных и черносланцевых комплексов Востока России и разработке методов и методик прогноза и поисков золоторудных месторождений в этих комплексах (2007—2009 гг.).

В 1983 г. Г.В.Ручкин, являясь директором Дальневосточного института минеральных ресурсов (ДВИМС, г.Хабаровск), реализовал комплекс научно-организационных мер по реформированию института и повышению его эффективности и практической направленности. В 1987 г., когда Г.В.Ручкин был назначен директором Всесоюзного научно-исследовательского института экономики минерального сырья и недропользования (ВИЭМС), в отрасли начали внедрять новые хозяйственные механизмы. Георгию Владимировичу в этот период приходилось обеспечивать выполнение комплекса работ по организации и внедрению отраслевой хозрасчетной системы, и в первую очередь, в научно-исследовательских институтах. С 1989 г. Г.В.Ручкин занимается научно-исследовательской работой в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ).

Результаты научных исследований Г.В.Ручкина изложены в более чем 250 научных трудах, включая 14

монографий. Георгий Владимирович является одним из авторов «Металлогенического кодекса России». Им подготовлены 15 кандидатов геолого-минералогических наук. Г.В.Ручкин ведет большую научно-организационную работу, являясь членом ряда ученых и научно-методических советов отрасли, главным редактором журнала «Отечественная геология», членом редколлегии журнала «Руды и металлы», активно участвует в международном геологическом сотрудничестве. Неоднократно выступал с докладами на международных геологических конгрессах и симпозиумах.

За успехи в научной деятельности Г.В.Ручкин был удостоен премии Правительства РФ в области науки

и техники в 2000 и 2007 гг., награжден орденом «Знак почета», медалью «Ветеран труда», знаком «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр».

Благожелательность, требовательность и огромное трудолюбие снискали Г.В.Ручкину глубокое и искреннее уважение коллектива.

Поздравляем Георгия Владимировича Ручкина с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья, долголетия и творческих успехов на благо отечественной геологии.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия и редакция журнала*

Научно-практическая конференция
«Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы»
14–15 апреля 2015 г., Москва, ФГУП ЦНИГРИ

В соответствии с приказом Федерального агентства по недропользованию от 01.12.2014 № 765 федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ) проводит 14—15 апреля 2015 г. научно-практическую конференцию «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы». Конференция проводится при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук, Российского геологического общества и Российской академии естественных наук.

Цель конференции — обеспечение реализации Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» (подпрограмма I «Воспроизводство МСБ, геологическое изучение недр») и положений «Стратегии развития геологической отрасли до 2030 года».

Тематика конференции:

- принципы планирования и реализации федеральных ГРП;
- научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений; использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки;
- оптимизация и координация работ по научно-методическому обеспечению и сопровождению федеральных ГРП;
- использование передового опыта проведения ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы России;
- разработка и реализация инновационных технологий ГРП.

Место проведения: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, дом 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ.

Для участия в конференции приглашаются представители геологоразведочных, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов.

Планируются устные и стендовые доклады. Время устного сообщения до 20 минут. К услугам докладчиков будут предоставлены мультимедиа-проекторы для презентации докладов в формате PowerPoint. Стендовые доклады: размеры стенда — 90 см по горизонтали и до 240 см по вертикали.

Регистрация участников и приём тезисов производится на сайте: <http://www.tsnigri.ru> (Главная страница или в разделе «Выставки и конференции») до 20 марта 2015 г. Регистрационные взносы не взимаются.

Требования к оформлению тезисов: текст с заголовком должен быть набран на одном листе формата А4 в редакторе Microsoft Word. Шрифт Times New Roman, 12 кегль, одинарный интервал. Поля со всех сторон 2 см.

Тезисы, присланные в Оргкомитет не позднее 20 марта 2015 г., будут включены в Программу конференции. Сборник тезисов докладов выйдет в свет к началу конференции. Базовые доклады планируется опубликовать в журналах «Руды и металлы» и «Отечественная геология».

Программа конференции будет разослана в электронном виде зарегистрированным участникам.

Для справок: e-mail: market@tsnigri.ru, тел.: (495)315-43-47, (495)315-06-92.

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК.....	© К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2014
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5-7 слов).....	
<i>Перевод названия статьи на английский язык (полужирным шрифтом)</i>	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Key words</i> (не более 5-7).....	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i>	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. 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 включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr), Encapsulated Post Script (*.eps), TIFF — только для фото (*.tif), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

9. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.