

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2008

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Зубков В.С.

Гипотезы происхождения конденсированных нафтидов в магматических породах различных геодинамических обстановок

3

Федоровский Ю.Ф., Захаров Е.В.

Геологическая аналогия морских нефтегазоносных бассейнов Арктического циркумполярного пояса при оценке и освоении прогнозных ресурсов нефти и газа

11

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Наливкина Э.Б.

Геологическое развитие и минерагения раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона

16

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гусев А.И., Дзгоева Е.А., Табакаева Е.М.

Геология, петрология и рудоносность Белокурихинского плутона Горного Алтая

25

Малов Н.Д.

О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита

33

Булнаев К.Б.

Сопутствующее редкометалльное оруденение фтор-бериллиевых месторождений Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье)

39

Князев Г.Б., Поднебесных А.В.

Верхнедокембрийские железистые кварциты складчатых областей юга Сибири

44

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Щукин Ю.К., Ерхов В.А., Костюченко С.Л., Липилин А.В., Сулейманов А.К.

Концепция региональных геофизических исследований для геологических и минерагенических целей

50

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Углов Б.Д., Мирлин Е.Г.

Тектонические линеаменты западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов и связь с ними современного колчеданообразования

59

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Вартанян Г.С.

Деформационные образы некоторых землетрясений и краткосрочный сейсмический прогноз

68

Константиновский А.А.

Основные черты геодинамики и рудоносности Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем

74

Вилор Н.В., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Тацилин С.А.

Инфракрасное излучение и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома Байкальской рифтовой зоны

86

ДИСКУССИИ

Кузовков Г.Н.

О происхождении алапаевской толщи на восточном склоне среднего Урала

93

Петров Т.Г.

Метод РНА как решение проблемы систематизации аналитических данных о вещественном составе геологических объектов

98

Памяти Льва Исааковича Красного

106

РЕЦЕНЗИИ

Ручкин Г.В.

Новая книга о системной организации процессов геологического развития Земли

108

ПИСЬМА В РЕДАКЦИЮ

Иванов В.Н.

Преобразование геотектонической карты Земли

109

60-летие Алексея Владимировича Перцова

111

Юбилей Ирины Олеговны Смирновой

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 15.07.2008. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Гипотезы происхождения конденсированных нафтидов в магматических породах различных геодинамических обстановок

В.С.ЗУБКОВ (Институт геохимии СО РАН)

Конденсированные нафтиды (КН) обнаружены в изверженных породах разных возрастов, составов и щелочности. Закономерности их распределения в породах различных геодинамических обстановок рассмотрены автором в работе [24]. В настоящем сообщении на ряде примеров обсуждаются основные гипотезы генезиса таких нафтидов.

Присутствие тяжелых алканов от $C_{16}H_{34}$ до $C_{33}H_{68}$ (по углеродному числу от C_{16} до C_{33}) установлено в гипербазитах западной части Тихого океана. Существует несколько гипотез происхождения этих тяжелых (высокомолекулярных) углеводородов (ТУВ): образование их из углеродистых хондритов, участвующих в формировании Земли; синтез из CO и H_2O в верхней мантии по реакции Фишера-Тропша в присутствии минералов-катализаторов. Как аргументы биогенного генезиса тяжелых алканов в названных породах могут рассматриваться низкие величины отношения ^{13}C тяжелых алканов в гипербазитах Iwanaï в Японии ($28,3\%$), присутствие небольшого количества пристана и фитана, обычно относимых к биомаркерам. Близкие значения ^{13}C ($29,06\%$) имеет битумоид (180 г/т), извлеченный из гранатов кимберлитовой трубки Мир в Якутии [10], а также тяжелые алканы из мантийных ксенолитов в щелочных базальтоидах ($26,1-28,9\%$) [61]. Можно предположить, что рассматриваемые относительно изотопно-легкие тяжелые углеводороды присутствуют в верхней мантии, хотя их значения ^{13}C частично перекрываются со значениями этого параметра в органическом веществе осадочных пород ($22-37\%$) [35], т.е. имеет место конвергенция данного признака. Вместе с тем возможна сорбция органического вещества из вод океана как в антигортитовых корках и трещинах в ультрабазитах Индоокеанского хребта, в которых содержится 110 г/т хлороформенного (ХБ) и спиртобензольного (СББ) битумов, а в образовавшихся ранее псевдоморфозах серпентина по оливину и пироксену (до 80% пород) под влиянием ювенильных вод битумоиды не обнаружены [7].

Содержание первичного (свободного) углерода в гипербазитах близко к 500–100 г/т. В палеозойских серпентинизированных гипербазитах Урала и других регионах выделено пять форм углерода: главные — свободная (графит, редко алмаз), карбидная (когенит, реже муассанит) и карбонатная, составляющие в сумме 99%, второстепенные (битумная и газовая — 1%). Количество карбидного углерода и битумов прямо связывается со степенью серпентинизации пород,

причем часть углерода (0,001—10 г/т) приносится в форме битумов и газовой-жидких включений. Битумоиды по составу, согласно наблюдениям в ультрафиолетовом свете, разделяются на легкие (в порах) и маслянистые. Содержание индивидуальных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в гипербазитах Урала колеблется от 0,01 мг/т до 1000 г/т [57]. Изотопный состав углерода (^{13}C 23,4–26,7‰) тяжелых алканов (1,0—2,3 г/т) гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) близок к таковому гипербазитов Iwanaï в Японии [61].

Образование углеродистого вещества и алмазов в протерозойском Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве (Восточный Саян) объяснялось внедрением в виде жил углеродистых дифференциатов ультраосновной магмы или воздействием газовых углеродистых эманаций на гипербазиты [56]. Другой сценарий образования углеродистого вещества предусматривал возгонку ультраосновным расплавом биогенного углерода из вмещающих пород и переотложение его в тектонических зонах в раскристаллизованной приконтактной части массива [51]. Однако последующие исследования показали, что эти гипербазиты относятся к офиолитовой серии и надвинуты на Гарганскую глыбу [19]. Это значит, что филлиты не являются ксенолитами вмещающих пород, захваченными при внедрении ультраосновной магмы, а относятся к олистолитам, отделенным от осадочных пород в ходе тектонического перемещения офиолитов. Определение изотопного состава углерода двух алмазов (^{13}C 8,4 и 9,7‰) и трех проб углеродизированных гипербазитов (^{13}C 9,17–10,43‰) показало, что они находятся в одном геохимическом ряду и поэтому, как правило, резко отличаются от черных сланцев (^{13}C 20,4–22,9‰), содержащих органический углерод [11]. Положительная корреляция повышенных содержаний Pt и Au указывает на их совместную транспортировку восстановленными глубинными флюидами по зонам разломов, причем в состав этих флюидов, возможно, входят СО-группы и элементоорганические соединения [37]. Отметим, что в углеродизированных зонах находятся микрозерна минералов платиноидов и самородных элементов Au, Fe, Cu, Ag, Pb [45, 20], которые, по всей вероятности, образовались при разложении элементоорганических соединений. Как видно, в состав углеродизированных зон входит ряд элементов в повышен-

ных концентрациях, не свойственных органическому веществу. Появление зерен алмаза (0,1 мм) в зонах углеродизации, возможно, обусловлено их кристаллизацией из остаточного углеводородного флюида в тектонических зонах гипербазитов при достаточно высоких *PT*-параметрах, с чем, в принципе, согласуется появление аксессуарного алмаза в офиолитовых гипербазитах, кристаллизующихся при 2,5—6,5 ГПа и 1170—1290 С [29], образование его из углеродистого вещества при высоких *PT*-параметрах — 2000 С и 15 ГПа [62], и отсадка алмаза, согласно термодинамическим расчетам, из флюида систем С—Н и С—Н—N—О в верхней мантии [32, 22].

Извержения вулканов современных островных дуг в западной части Тихого океана сопровождаются поступлением вместе с неорганическими газами (H₂O, CO₂, N₂ и др.) углеводородов (УВ) различных классов и их производных [38 и др.]. Так, в пепле и бомбе вулкана Тятя (о.Кунашир, извержение 1973 г.) находятся соответственно 140 и 90 г/т ХБ и 90 и 70 г/т СББ. В хлороформенном битуме из этого пепла присутствуют (в %): жидкие насыщенные УВ 14,4, твердые парафины 9,7, ароматические УВ 0,64, смолы петролейно-эфирные 16,5 и спиртобензолные 40,5, асфальтены 3,3. Во фракции А на масс-спектрометре установлено (в %): парафинов 33, УВ с одним циклом 22, с двумя 16, с тремя 11, с четырьмя 11, с семью 7 и моноциклических ароматических 2. Часть углеводородов представлена нафтенами, содержащими от 1 до 5 циклов. Из хлороформенных битумов горячим гексаном извлечены прямоцепочечные парафины состава C₁₅—C₃₅ и небольшое количество парафинов разветвленного строения состава C₁₈—C₂₆. В хлороформенных битумах из пеплов ряда вулканов Курило-Камчатской островной дуги (Шивелуч, 1964 г., Безымянный, 1956 г., Алаид, 1972 г., Тятя, 1973 г.) и вулкана Агунг (о.Бали, Индонезия, 1963 г.) более 25% составляют парафины C₁₇—C₃₄, а также изопарафины, включая изопреноиды состава C₁₉—C₂₅. Кроме того, в пеплах вулканов Тятя и Толбачик обнаружены в небольшом количестве 15 аминокислот, 2 аминоксахара, основания нуклеиновых кислот (3 аналога урацила 0,5—1,0 г/т), порфирины в виде металлокомплексов и свободных оснований (0,5 мг/т). Представление о количестве поступившего материала во время действия вулканических аппаратов дают данные по Большому трещинному Толбачинскому извержению 1975—1976 гг.: лав, пирокластики и магматического газа было вынесено (в млрд.т) соответственно 1,44; 1,28 и 0,06. Из 60 млн.т газа на H₂O приходится 54, на CO₂ и CO 2,81, на N₂ 2,54, на УВ (C₁—C₆) 0,47, на H₂ 0,17. Из пеплов ряда вулканов Камчатки и Курильских островов хлороформом, ацетоном и спиртобензолом обычно экстрагируется битумоидов в сумме 420—1400 г/т. В пеплах вулканов Тятя, Алаид и Толбачик обнаружены ПАУ: пирен C₁₆H₁₀, флуорантен C₁₆H₁₀, 3,4-бензпирен C₂₀H₁₂, 1,12-бензперилен C₂₂H₁₂, нафтобензпирен C₂₄H₁₆, коронен C₂₄H₁₂ и аценафтен C₁₂H₁₂. Из

приведенного перечня углеводородов и их производных можно сделать вывод о том, что многие биологически важные соединения присутствуют в продуктах извержения действующих вулканов островных дуг. В работе [38] на основании экспериментов по абиогенному синтезу биологически важных соединений предполагается, что они образуются в пеплово-газовых тучах вулканов под влиянием разряда молний. Однако парафины (C₁₅—C₃₅) наблюдаются в закрытых порах вулканических бомб (рис. 1) [38] и в ксенолитах шпинелевых лерцолитов (0,5 и 1,0 г/т) современного известково-щелочного андезита Ichinomegata (Япония) [61], что позволяет сделать вывод об эндогенной природе таких углеводородов. В других интерпретациях, объясняющих их присутствие в базальтовых расплавах островных дуг, предполагается рециклинг углеводородов, поступивших в мантию вместе с осадочными породами в ходе субдукции океанических плит, или их образовании как смеси первичных и рециклинговых углеводородов [61]. Появление шунгита в фумароле Трубка Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения, возможно, связано с реакцией Фишера—Тропша на катализаторах, в роли которых выступают соединения железа. К такому выводу, с одной стороны, склоняет синтез масла, бензина и газойля из CO₂ и H₂ (1:1) на гранулах базальтов размером 3 мм при 350 С и 5 МПа [50]. С другой, присутствие шунгита и широкого круга самородных элементов в фумароле Трубка позволило предположить участие элементоорганических соединений в транспортировке различных металлов [14]. Появление в сольфатах и гидротермах Камчатки широкого спектра углеводородов и их производных, очевидно, изначально связано с их присутствием в магматических газах [27].

О возможности мантийного генезиса конденсированных нафтидов кимберлитовых трубок Сибирской

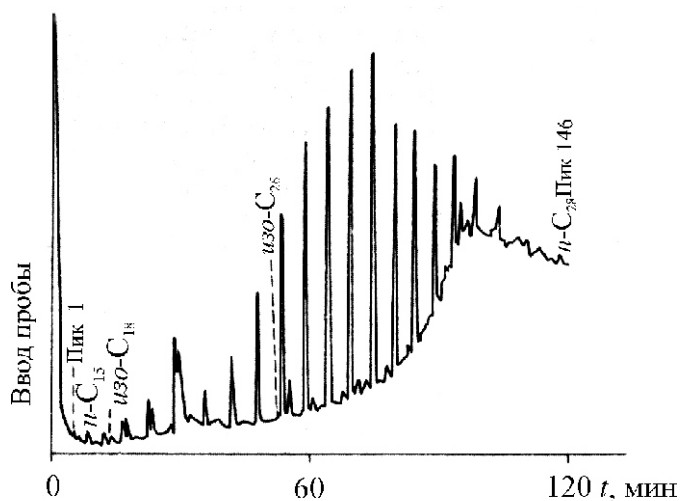


Рис. 1. Хроматограмма насыщенных углеводородов из бомбы вулкана Тятя на о.Кунашир (Курильские острова) [38]

платформы свидетельствуют битумы в первичных флюидных включениях гранатов и других минералов, а также полициклические ароматические углеводороды (включая высокотемпературную бифенил ($C_{12}H_{10}$)-флуореновую ($C_{13}H_{10}$) ассоциацию) — в ксенолитах эклогитов, алмазах, гранатах и оливинах, подобие хондритнормализованных кривых распределения РЗЭ в битумах и кимберлитах, присутствие битумов в гидротермальных жилах в кимберлитах, термодинамическая устойчивость тяжелых углеводородов в *РТ*-условиях верхней мантии под трубкой Обнаженная [23]. Кроме того, экспериментально установлено существование битумов и тяжелых углеводородов при высоком давлении и температуре. Так, при ударном воздействии на бензол до 49,2 ГПа образуются ПАУ с молекулярной массой 128—306, среди которых присутствуют бифенил, нафталин ($C_{10}H_8$), фенантрен ($C_{14}H_{10}$), флуорен и др. [60]. Ударная нагрузка в 60 ГПа превращает асфальтит в высший керит—низкий антраксолит, а увеличение давления до 80 ГПа приводит к образованию из асфальтита высокоуго антраксолита [36].

Вместе с тем на Сибирской платформе не исключена холодная дегазация верхней мантии с подъемом газообразных тяжелых углеводородов по глубинным разломам литосферы, трубам дегазации, их конденсация с образованием неорганической нефти и ее фильтрация по пористым осадочным породам в стороны от нефтеконтролирующих разломов [17, 21]. Углеводороды в растворенной или капельно-жидкой формах могут поступать в кимберлитовые трубки по осадочным коллекторам с подземными водами, которые, например, присутствуют в трубке Удачная. В карьере этой трубки на глубине более 400 м притоки рассолов с минерализацией 300—320 г/л достигали 45 м³/ч (12,5 л/с) [1]. К основным аргументам поступления биогенной нефти по осадочным коллекторам в тр. Удачная относятся близость состава нефти во вмещающих осадочных породах и кимберлитах, присутствие биомаркеров (изопrenoидных алканов, порфириновых комплексов) и 12,13-метилалканов. Отмечается сходство углеродного скелета одноименных фракций в генетическом ряду нефти—мальты—асфальты [46], а также легкий изотопный состав углерода битумов до 34,7‰ [23].

В триасовых миндалекаменных и массивных базальтах (траппах) надымской свиты Сибирской платформы (5 образцов) содержится от 856 до 1640 г/т ПАУ. Среди них в названных породах преобладают нафталины (76,5—89,2%) и фенантрены (9,9—18,0%) [13]. Известны проявления асфальта и нефти в траппах в связи с гидротермальной минерализацией в согласных жилах и секущих тектонических зонах [16]. Однако с траппами связан не только привнос тяжелых углеводородов на магматической и гидротермальной стадиях. Они метаморфизуют пласты угля с образованием кокса и графита. Например, на Ногинском месторождении мощность пластов графита достигает 6 м [49]. В то же время под воздействием тепла трапповых силлов мощностью до 300 м, согласно

расчетам [44], в их экзоконтактах органическое вещество осадочных пород разлагается с образованием газообразных и жидких углеводородов при температурах, соответственно, 600—500 и 400—200 °С. Возможность генерации углеводородов из современных увлажненных морских осадков ($C_{орг}$ 0,3—0,9%) в термоградиентном поле 615—250 °С и при *P* 0,1 ГПа в реакторе длиной 50 см установлена в опыте 16 [15]. Согласно ИК-спектрам, парафиновые и нефтяные углеводороды в большей степени концентрируются в средней температурной зоне (450—350 °С); в средне- и низкотемпературных отмечены арены и соединения с CH_2 и CH_3 группами, а в высокотемпературной появляются кислородсодержащие углеводородные соединения. Кроме того, от нижней части колонки (615 °С) вверх наблюдается вынос H_2O , CO_2 , Si, Au, Ag, Mo, Pb, Zn и Sn. Как показано в работе [44], воздействие тепла базальтовых силлов на уже существовавшие нефтяные залежи приводит к деструктивным преобразованиям углеводородов. У контакта силла при *T* 500—550 °С происходит полное разложение нефти (с образованием кокса, гудрона и др.) в интервале 0,1—0,2 от его мощности, а по мере удаления от контакта (на 0,7—0,8 от мощности силла) и падения температуры CH_4 сменялся углеводородами парафинового ряда, легкой сланцевой и сырой нефтью, т.е. происходили изменения первоначального состава нефтяной залежи.

В юго-западном обрамлении Сибирской платформы в девоне на складчатом основании сформировался Саяно-Минусинский палеорифт. Его становление сопровождалось излиянием лав, выбросом пирокластиков и внедрением субвулканических интрузий формации щелочных оливиновых базальтов [4]. В Северо-Минусинской впадине, заложенной на салаиридах Кузнецкого Алатау, известны находки в трахибазальтах конденсированных нафтидов [2, 52, 47, 48, 43 и др.]. В долеритовом силле (вблизи высоты Красная Горка) встречаются миндалины (до 0,4—0,7 м в поперечнике), заполненные пренитом и кальцитом. В одной из миндалин вместе с этими минералами присутствует низший керит. Согласно ИК-спектроскопии, в составе керита преобладают алканы, в подчиненном количестве находятся алкены, димеры карбоновых кислот, замещенные арены и другие компоненты [52].

На другом участке Северо-Минусинской впадины (руч. Сохочул, западнее пос. Ши́ра) состав углеводородов изучен в твердых битумах из миндалин в кровле трахибазальтовых потоков, в нефти из послойной зоны дробления в массивном базальте и растворимом органическом веществе (РОВ) из алевролита. Содержание нафтенных убывает в ряду нефть—РОВ—твердые битумы от 95 до 53%, а ароматических углеводородов и алканов возрастает, соответственно, от 0,1 до 6,4 и от 0,6 до 36%. На хроматограммах видна бимодальность «нафтенных горбов» с примерно одинаковым положением их максимумов и алканов с

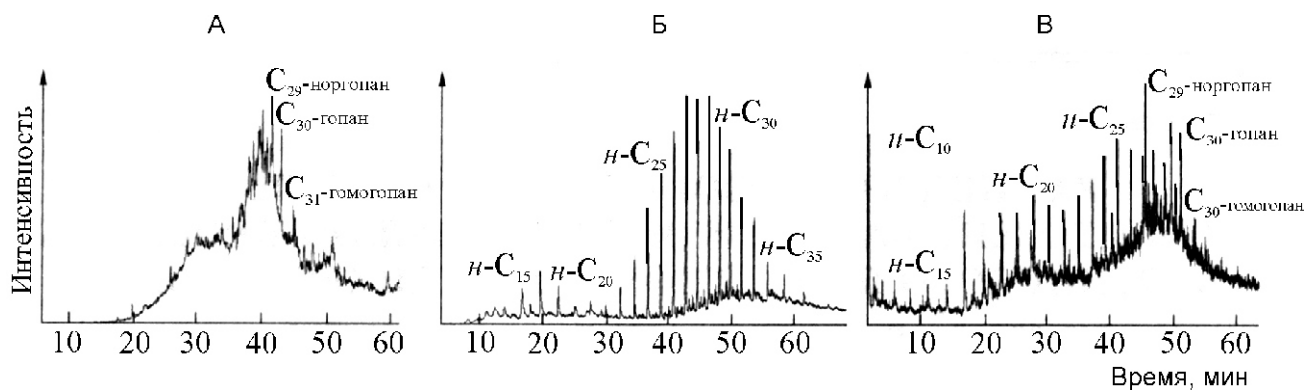


Рис. 2. Хроматограммы углеводородов нафтидов и растворимого органического вещества в породах участка Сохочул [47]:

образцы: А — в-2000 — нефть из послышной зоны дробления в базальтах; Б — 537-в — РОВ твердого битума из миндалин базальта; В — 801-в — РОВ из алевролита

максимумами на C_{14} — C_{17} и C_{25} — C_{27} (рис. 2). Величина отношения пристана к фитану 1 в битумах и 1 в нефти и РОВ. Кроме того, в нафтидах и растворимом органическом веществе установлено присутствие гопанов и стеранов (табл. 1). В составе полициклических ароматических углеводородов твердых битумов больше полифенилов, а в нефти в отличие от обычного разнообразия алкилбензолов преобладают соединения, содержащие по три метильных заместителя и одному алкильному, по-видимому, изопреноидной цепи длиной от C_4 до C_{13} [47, 48]. Определен изотопный состав углерода в керитах из миндалекаменных базальтов и лавобрекчий участка Сохочул (^{13}C 32,5 33,5‰, 5 образцов [2] и 36,9‰ [52]) и Красная Горка (^{13}C 33,9 [52]).

В битумах из трахибазальтов и долеритов Северо-Минусинской впадины определено также содержание широкого спектра редких элементов. Оказалось, что в битумах присутствует значимое количество Ag, Au, As, Sb, Hg, Cr, Ni и других элементов, но

уровень их содержаний, как правило, ниже, чем в сохочульском базальте. Только в мальте из битумной шляпы над нефтеносной зоной дробления по сравнению с базальтом руч.Сохочул установлено многократное превышение Pb, Cu, As, Sb, Ba, Hg и других элементов (табл. 2) [43].

Существуют разные точки зрения на происхождение конденсированных нафтидов в потоках и силлах трахибазальтов Северо-Минусинской впадины. В одной из гипотез предполагается термальная деструкция рассеянного органического вещества девонских осадочных пород (известняки, песчаники) и перенос его в виде газовой фазы или с гидротермальными растворами [2, 52]. Близость состава углеводородов нефти в трахибазальтах и растворимом органическом веществе алевролитов нижнего девона на участке Сохочул согласно работам [47, 48], отражает их генетическое единство. В другой гипотезе [43] обращается внимание на высокое содержание в битумах многих микроэлементов по сравнению с органическим веществом и подобие в их

1. Состав углеводородов нафтидов и растворимого органического вещества пород участка Сохочул [48]

Содержание, %	РОВ		Нефть	Битумы		
	801	801-в	в-2000	537-в	18-в	ш-2001
n-парафины	26,23	5,01	0,60	36,02	8,60	19,54
Алкилбензолы	0,66	2,03	0,10	0,04	5,13	0,33
ПАУ	Следы	0,05	0,05	6,33	0,48	5,52
Сумма аренов	0,67	2,13	0,15	6,37	5,61	5,85
Нафтенy	65,57	86,30	95,00	53,35	84,78	63,38
Стераны	1,15	1,21	1,53	0,002	0,12	0,03
Терпаны	1,62	1,96	1,88	0,003	0,85	0,002

Примечание. Места отбора проб (снизу вверх по разрезу): 801 и 801-в — известковые аргиллиты и алевролиты, в-2000 — нефть в зоне послышного тектонического дробления в базальтах, 537-в и 18-в — твердые битумы из миндалин в кровле потоков базальтов, ш-2001 — твердый битум из цемента тектонической брекчии (к востоку от разреза)

2. Содержание некоторых микроэлементов в битумах и базальте Северо-Минусинской впадины (в г/т) [43]

Элементы	Керит			Асфальт	Асфальтены мальты	Базальт
	1	2	3	4	5	6
Ba	0,32	3,92	0,67	8,22	2600	536
Sr	1,45	2,09	0,63	11,3	137	839
La	0,243	0,197	0,080	3,04	9,03	31,5
Sm	0,044	0,022	0,0053	0,31	1,56	7,0
Eu	0,183	0,013	0,0007	0,234	0,677	2,5
Gd	0,041	0,017	0,0053	0,31	1,25	6,0
Yb	0,018	0,0075	0,0024	0,073	0,395	2,74
Cr	1,62	1,07	1,22	3,94	67,0	257,5
Ni	2,81	12,8	9,87	6,31	35,9	114,5
Pb	0,029	0,46	0,70	0,55	2815	4,68
Cu	1,95	0,36	957	4,52	279	35,0
Ag	Не обн.	Не обн.	0,062	0,107	1,11	1,14
Au	0,0007	0,0003	0,0002	0,001	0,023	0,002
Hg	0,011	0,011	0,144	0,084	0,75	Не обн.
As	0,195	0,116	0,87	0,34	7,01	0,32
Sb	0,0133	0,0086	0,0075	0,062	13,0	0,10
La/Yb	13,5	26,3	33,4	41,6	22,9	11,5

Примечание. 1 — миндалины в долерите участка Красная Горка; 2—5 — базальты участка Сохочул; 2 и 4 — миндалины, 3 — тектоническая брекчия (керит ассоциирует с кварцем, пренитом и карбонатом), 5 — битумная «шляпа» над пропитанной нефтью послонной зоной дробления; 6 — базальт Северо-Минусинской впадины

распределении с вмещающими трахибазальтами. Битумы и трахибазальты объединяет положительный знак европиевой аномалии (Eu/Eu^* 1,2—2,0), нехарактерный для органического вещества и осадочных пород, а также сопоставимость величин La/Yb 13,5—41,6 и 11,5 соответственно. Кроме того, изотопный состав Sr керита (обр. 3), равный 0,70488, согласуется с изохронными данными для вулканитов минусинских впадин ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7036 0,0004 [25]). Величина N_d этого керита (4,2) сопоставима со значением данного параметра (от 4 до 7,5) для продуктов ранне- и среднепалеозойского магматизма [58]. Несколько отличаются изотопные данные асфальтена мальты (обр. 5): $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70609, N_d 0,3, что позволило предположить разновозрастность и разноглубинность активизации мантии. В итоге делается вывод о длительном существовании под Северо-Минусинской впадиной мантийно-флюидной системы, восстановленные металлоносные флюиды которой ответственны за образование битумов и углеводородных скоплений [43].

Появление в мантийном углеводородном флюиде трахибазальтовых расплавов биомаркеров можно объяснить контаминацией органического вещества осадочных пород в процессе подъема этих расплавов по зонам глубинных разломов. Мантийный флюид с изначально высоким содержанием серы (в битуме S 2,3—3,4% [52]) по мере охлаждения и кристаллизации расплава с последующей конденсацией паров воды трансформируется в постмагматический раствор, из которого в порах (до 20%) в кровле трахибазальтовых потоков отлагаются гидротермальные (кальцит, пренит, кварц) и медные минералы [2]. Согласно другому сценарию, мантийный углеводородный флюид дегазировал из мантии без ее плавления и поднимался по зонам глубинных разломов, которыми фундамент минусинских впадин разделен на блоки, и конденсировался в итоге в виде нефти [21], также способной растворять в себе органическое вещество осадочного чехла мощностью 4—6 км. Отметим, что при разбурировании антиклинальных складок в осадочных породах, заполнивших Саяно-Минусинский палеорифт, были получе-

ны небольшие притоки нефти, состав которой изменялся от почти чистых бензинов до разностей, обогащенных асфальтово-смолистыми компонентами (до 13,3%) [12]. Предполагалось, что различие во фракционном и углеводородном составе минусинских нефтей связано с разной степенью их фильтрации [34]. Таким образом, автор допускает, что битумы и нефть в минусинских впадинах могут образовываться как в результате горячей (с плавлением), так и холодной дегазации мантии.

Возможность поступления газообразных тяжелых углеводородов из верхней мантии следует из обнаружения полициклических ароматических углеводородов в кайнозойском базальте Монголии и ксенолите шпинелевого лерцолита из него. Количество бензола (C_6H_6) и его производного бифенила больше в лерцолите, что приводит к заключению о присутствии данных углеводородов внутри замкнутых включений в минералах этой породы [54].

Давно известно присутствие углеводородных газов и битумов в девонских щелочных массивах на Балтийском щите. К признакам эндогенного генезиса конденсированных нафтидов в нем относятся: присутствие битумов в первичных минералах нефелиновых сиенитов [42, 53] и во флюидных включениях эвдиалита из пегматита [26], смена состава битумов в гидротермально измененном пегматите штольни Материальная от антраксолита до нефтеподобного вещества с одновременной сменой минеральных парагенезисов [53 и др.], концентрация в битумах из пегматитов типоморфных микроэлементов массива Sr, Ba, P3Э и др. [55]. Большинство исследователей считают, что битумы Хибинского массива образуются на эпи- и постмагматическом этапах из неорганических газов (CO , CO_2 , H_2) и CH_4 , поскольку битумы приурочены к трещинам, порам, гидротермально измененным минералам [42, 53 и др.]. Формированием элементообразующих соединений на эпи- и гидротермальной стадиях объясняется концентрированием в битумах ряда металлов [18, 55]. Согласно термодинамическим расчетам [31], CH_4 (50%) устойчив в равновесии с газовой смесью (CO_2 , CO , H_2O , H_2) при T до 1227 °С и P до 0,5 ГПа. Кроме CH_4 вместе с неорганическими газами присутствуют его ближайшие гомологи ($C_2—C_5$) при T до 525 °С, причем летучесть таких углеводородов возрастает с падением температуры по сравнению с летучестью O_2 , CO и CO_2 . Эти данные допускают возможность нахождения сложных углеводородов в магме, и при этом их разложение при резком снижении давления [30], очевидно, сдерживается высоким содержанием щелочей. Экспериментально показано, что крекинг гептана (C_7H_{16}) и гексадекана ($C_{16}H_{34}$) подавляется при 500 °С в присутствии металлического натрия [41]. В гидротермальную стадию, протекающую в более окислительных условиях, предельные углеводороды, присутствующие в области высоких T и P , а также простейшие соединения углерода преобразуются в

битуминовые вещества с захватом S, O, Cl и др. [30]. Однако, учитывая устойчивость ТУВ и их S-, O-производных в PT -условиях верхней мантии [22], можно предположить, что они присутствуют в материнском магматическом очаге и частично сохраняются при квазиметастабильном подъеме щелочных расплавов и образовании пегматитов. Формирование концентрированных нафтидов по этому сценарию происходит непосредственно из мантийных тяжелых углеводородов и их производных в соответствии с их критическими температурами, начиная примерно с 600 °С [23]. Часть таких углеводородов превращается в CH_4 с его ближайшими гомологами ($C_2—C_5$) и графит. В пегматитах снижением $T_{кр}$ алканов по мере уменьшения их углеродного числа, очевидно, объясняется постепенная смена антраксолитов на нефтеподобные вещества. Данная гипотеза согласуется с образованием Хибинского массива из обедненной мантии ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7535–0,7038, ϵ_{Nd} 4,5–5,0) [33], утяжеленным изотопным составом углерода метана из хибинита, уртита и ийолита (^{13}C 3,2–13,2‰) [8] и меньшим разбросом значений ^{13}C (от 26,7 до 29,5‰) битумов из уртитов и ийолит-уртитов Хибинского массива по сравнению с битумами из гнейсов и гранитогнейсов (28,0–33,6‰) [9].

Вместе с тем не исключена полностью возможность контаминации нефелиновыми сиенитами Хибинского массива корового вещества — метаморфизованных осадочных пород, метеорных вод, органических остатков и биогенных газов. Так, намечается уменьшение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нефелиновых сиенитах (от периферии к центральной части массива) от 0,70377 в трахитоидных хибинитах до 0,70328–0,70313 в фойяитах [59], что можно связать с ассимиляцией метаморфизованных осадочных пород. Величина ^{18}O изменяется от 7,3‰ в эндоконтактовых хибинитах до 6,2‰ в фойяитах из центральной части массива. В этом случае для увеличения значений ^{18}O на 1‰ хибинская магма должна ассимилировать 17% гнейсов и мигматитов (^{18}O 12‰), что исключено согласно петрохимическим оценкам. Поэтому предполагается, что фойяиты взаимодействовали с нагретыми метеорными водами глубинной циркуляции. Кроме того, метеорные воды поверхностного происхождения, согласно данным по изотопии кислорода, проникали по разломам в массив и участвовали в образовании многоводных содовых и фосфатных минералов [5]. Участие метеорных вод в формировании пород Хибинского массива подтверждается присутствием изотопно-легкого водорода в водосодержащих минералах. В то же время изначально мантийный генезис пород массива следует из попадания их на диаграмме $D_{CH_4}^{^{13}C_{CH_4}}$ в поле ювенильных источников [40]. Кроме того, средние значения $^3He/^4He$ (10^8) в массивных хибинитах (28,3) и фойяитах (56,9), хотя и больше, чем в породах континентальной коры (1,8), но значительно ниже, чем в

обедненной верхней мантии (1200–200), что также можно связать с различной степенью контаминированности коровыми летучими [39]. Изотопные предпосылки контаминации Хибинским массивом вмещающих пород и присутствие керогена и метана с его ближайшими гомологами во вмещающих протерозойских изверженных и осадочных породах свиты имандра—варзуга и гранитогнейсах архея позволяют предположить, что эти органические соединения были ассимилированы щелочными расплавами, но их количество было несоизмеримо меньшим по сравнению с тяжелыми углеводородами и метаном эндогенного происхождения. Это вытекает из того, что медиана $C_{орг}$ пород Хибинского массива (400 г/т) значительно превышает аналогичный показатель в протерозойских породах свиты имандра—варзуга (100 г/т) и архейских гранитогнейсах (50 г/т) [53], так же как средние содержания CH_4 (16,05 см³/кг [26]) в породах массива во много раз больше, чем в соответствующих вмещающих изверженных (0,87 см³/кг) и осадочных (0,35 см³/кг) породах протерозоя и гранитогнейсах архея (до 0,74 см³/кг) [42].

Рассмотренные модели генезиса конденсированных нафтидов в магматических породах различных геодинамических обстановок можно разделить на две группы: 1) обосновывается представление об эндогенной природе тяжелых углеводородов; 2) рассматриваются варианты заимствования конденсированных нафтидов только из вмещающих осадочных пород. Допускается также смешанное происхождение тяжелых углеводородов в магматитах.

Модели образования таких углеводородов и битумов на магматическом и постмагматическом этапах становления магматических пород основываются на присутствии их в первичных минералах [42, 53, 26, 11] и вулканических бомбах [38], образовании шунгита в фумаролах Большого трещинного Толбачинского извержения [14], изменении состава битумов от антраксолита до нефтеподобного вещества по мере кристаллизации пегматитов и смене парагенезисов минералов [53], ассоциации тяжелых углеводородов и битумов в магматических породах с гидротермальными минералами [3, 53 и др.], низких значениях отношения изотопов углерода углеводородов [8–11 и др.], присутствии в кимберлитах высокотемпературной бифенил-флуореновой ассоциации полициклических ароматических углеводородов [13]. Обычно предполагается, что образование тяжелых углеводородов и битумов происходит из неорганических газов, в частности по реакции Фишера—Тропша в присутствии минералов-катализаторов [61].

Альтернативная эндогенная модель происхождения битумов в магматических породах основывается на присутствии тяжелых углеводородов в верхней мантии. На это указывает обнаружение битумов, полициклических ароматических углеводородов и тяжелых алканов в мантийных ксенолитах и алмазе в кимберлитах [24, 54, 61 и др.], мантийное значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ [43] и повышенные содержания микроэлементов в

битумах по сравнению с органическим веществом [43, 55 и др.], экспериментально [60 и др.] и термодинамически [32, 22] установленная устойчивость газообразных тяжелых углеводородов в верхней мантии, которые в мантийных расплавах могут образовывать элементоорганические соединения.

Предпосылками нахождения тяжелых углеводородов в ядре и мантии Земли являются высокие концентрации в Солнечной системе H и C, присутствие в углистых хондритах (до 4,8% C), участвующих, согласно метеоритной гипотезе, в образовании нашей планеты, высокомолекулярного (полимерного) органического вещества (до 70%), а также углеводородов разных классов и их S-, O-, P-, Cl-содержащих производных [6]. Присутствие газообразных тяжелых углеводородов в верхней мантии понижает температуру плавления ультрабазитов и фугитивность кислорода в образующихся расплавах. Согласно экспериментальным данным (P 4 ГПа, T 1550–1560 °C), в ферробазальтовом расплаве с $\log f_{O_2}$ 4–6 увеличивается растворимость углерода (до 2%) с образованием связи C—H, а растворимость воды падает до 0,8–1,0% [28]. Высокое давление, очевидно, обеспечивает сохранность тяжелых углеводородов в мантийных расплавах. Распад таких углеводородов на метан и графит при метастабильном внедрении расплавов в земную кору сдерживает их высокая щелочность [30].

Рассматривается также ряд экзогенных (биогеогенных) моделей генезиса тяжелых углеводородов в магматических породах. Допускаются ассимиляция керогена, привнос этих углеводородов подземными водами или поступление биогеогенных углеводородных газов из осадочных пород по разломам, а также фильтрация органической нефти по коллекторам в кимберлитовые трубки [46].

Из проведенного анализа следует, что конденсированные нафтиды в магматических породах могут образовываться как в результате эндогенных процессов, так и путем заимствования органического вещества из вмещающих осадочных пород. В определении генезиса конденсированных нафтидов важное место принадлежит разработке критериев различия био- и эндомаркеров, поскольку тяжелые углеводороды и их производные (алканы, ПАУ, порфирины и др.) могут образовываться как тем, так и другим способом [38, 35].

Проверка рассмотренных моделей требует дальнейшего проведения не только геохимических, но и экспериментальных и термодинамических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев С.В. Криогенез подземных вод и горных пород (на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии). —Новосибирск, 2000.
2. Баженов В.А., Макаренко Н.А., Родыгин С.А. Битумопоявления в вулканогенных породах Хакасии // Вопросы геологии Сибири. Вып. 1. —Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. С. 155–160.

3. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. —Л.: Недра, 1967.
4. Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 12. С. 5—20.
5. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведевская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибинско-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // ЗВМО. 1987. Вып. 5. С. 532—540.
6. Вдовыкин Г.П. Органические соединения в метеоритах — раннем веществе Солнечной системы / Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. —М.: ГЕОС, 2002. С. 60—73.
7. Вдовыкин Г.П., Дмитриев Л.В. Органическое вещество в ультраосновных породах Индоокеанского хребта // Геохимия. 1968. № 8. С. 992—994.
8. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и CO₂, содержащихся в щелочных изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Иллимауссаковского массивов // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 4. С. 914—917.
9. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Изотопный состав битумов изверженных и метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 1. С. 186—189.
10. Галимов Э.М., Боткунов А.И., Банникова Л.А. и др. Изотопный состав углерода газа и битумоида газовой-жидких включений в гранате из кимберлита трубки Мир // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 436—437.
11. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. 2000. № 4. С. 355—360.
12. Геологическое строение минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности. —Л.: Гостоптехиздат, 1958.
13. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах / Под ред. А.Н.Геннадиева и Ю.И.Пиковского. —М.: Изд-во МГУ, 1996.
14. Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Находка шунгита в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 655—658.
15. Глюк Д.С. Экспериментальные исследования водно-силикатных систем с золотом. —Новосибирск: ВО «Наука», 1994.
16. Гольдберг И.С. О закономерностях распространения битумопроявлений в северной части Тунгусской синеклизы // Тр. ВНИГРИ. Вып. 186. Геол. сб. 6. С. 128—142.
17. Готтих Р.П., Писоцкий Б.П., Бурмистенко Ю.Н. Восстановленные флюиды в разрезах нефтегазоносных бассейнов // Советская геология. 1988. № 3. С. 33—42.
18. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Кулакова И.И. Геохимические особенности восстановленных флюидов щелочных пород Хибинского массива // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 82—87.
19. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. —Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.
20. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228—243.
21. Зубков В.С. О возможности неорганического происхождения нефти и газа Восточной Сибири // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С. 51—56.
22. Зубков В.С. Термодинамическое моделирование системы C—H—N—O—S в РТ-условиях верхней мантии. —Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2005.
23. Зубков В.С. Постмагматическая гипотеза генезиса нафтидов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 45—51.
24. Зубков В.С. Конденсированные нафтиды в магматических породах различных геодинамических обстановок // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 68—74.
25. Зубков В.С., Пахольченко Ю.А., Сандимирова Г.П. и др. Рубидий-стронциевый возраст и генезис щелочных оливиновых базальтов Минусинской системы впадин // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 960—963.
26. Икорский С.В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород (на примере Хибинского массива). —Л.: Наука, 1967.
27. Исидоров В.А., Зенкевич И.Г., Карпов Г.А. Летучие органические соединения в парогазовых выходах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки // Докл. АН СССР. 1991. № 3. С. 19—25.
28. Кадик А.А., Литвин Ю.А., Колташев В.В. и др. Растворимость водорода и углерода в восстановленных магмах ранней Земли // Геохимия. 2006. № 1. С. 38—53.
29. Каминский Ф.В., Ваганов В.И. Петрологические предпосылки алмазоносности альпинотипных ультрабазитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 35—47.
30. Каржавин В.К. Углеводородные газы Хибинского массива и их связь с щелочным компонентом минералов и пород // Щелочные породы Кольского полуострова. —Л.: Наука, 1974. С. 80—85.
31. Каржавин В.К., Вендило В.П. Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе // Геохимия. 1970. № 10. С. 1165—1173.
32. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Римейк термодинамической модели системы C—H Э.Б.Чекалюка // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222—225.
33. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 387—403.
34. Козлова Л.Е., Стасова О.Ф. К вопросу о генезисе минусинских нефтей / Проблемы сибирской нефти. —Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 85—99.
35. Конторович А. Э. Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 784—802.
36. Корочанцев А.В. Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов: автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. —М., 2004.
37. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795—798.
38. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь (Проблемы биовулканологии). —М.: Мысль, 1980.
39. Митрофанов Ф.П., Икорский С.В., Каминский И.Л. Изотопы Не в палеозойских щелочных интрузиях Кольского полуострова и Северной Карелии // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 2. С. 243—246.
40. Нивин В.А., Девириц А.Л., Лагутина Е.П. О природе газовой фазы Ловозерского массива по изотопному составу водорода // Геохимия. 1994. № 12. С. 1787—1793.
41. Паушкин Я.М., Лосев Ю.П., Ананьев П.Г. Подавление крекинга низкомолекулярных (C₇—C₁₆) и высокомолекулярных углеводородов (полиолефинов) щелочными металлами и их гидроокисями // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1969. № 6. С. 1276—1283.
42. Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. —М.—Л.: Наука, 1964.

43. Писоцкий Б.И., Готтих Р.П., Васильев Б.Д., Журавлев Д.З. Генетические аспекты образования углеродистых веществ Минусинской впадины // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 804—808.
44. Ревердатто В.В., Меленевский В.Н. Влияние магматического тепла на генерацию и дегенерацию углеводородов вблизи интрузивных тел базальтов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 409—411.
45. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598—610.
46. Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н., Каширцев В.А. и др. Нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и вмещающих породах Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 151—159.
47. Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Нафтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 525—527.
48. Серебренникова О.В., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Состав нафтидов Северо-Минусинской впадины // Химия нефти и газа. Материалы V Междунар. конф. —Томск, 2003. С. 131—135.
49. Скурский М.Д. Недр Земли. —Кемерово: Кузбассвузиздат, 2006.
50. Таран Ю.А., Новак Ф.И., Антошук И.А., Башикиров А.Н. Каталитические свойства вулканогенных пород в синтезе углеводородов из окиси углерода и водорода // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 5. С. 1158—1161.
51. Трофимов В.С. Современные представления о генезисе алмаза // Советская геология. 1940. № 4. С. 73—84.
52. Федосеев Г.С., Фадеева В.П., Меленевский В.Н. Жильный пиробитум в долеритах кузьменского комплекса (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1110—1117.
53. Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. —М.: Наука, 1968.
54. Флоровская В.Н., Корытов Ф.Я., Оглоблина А.И., Раменская М.Е. Полициклические ароматические углеводороды в глубинном ксенолите (лерцолите) и базальтах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 5. С. 1223—1225.
55. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Соколов С.В. и др. К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. 2006. № 7. С. 774—789.
56. Шестопалов М.Ф. Ультраосновной массив Китойских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Тр. Центр. науч.-исслед. лаборатории камней-самоцветов (гострест «Русские самоцветы»). 1938. Вып. 4. С. 84—100.
57. Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в ультрабазилах и базитах. —М.: Наука, 1984.
58. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556—586.
59. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alkaline province, Russia // Lithos. 1994. Vol. 32. P. 225—242.
60. Mimura K., Kato M., Sugisaki R. Shock synthesis of polycyclic aromatic hydrocarbons from benzene: Its role in astrophysical processes // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21. № 18. P. 2071—2074.
61. Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 11. P. 2527—2542.
62. Wentorf R.H., Jr. The behavior of some carbonaceous materials at very high pressures and high temperatures // J. Phys. Chem. 1965. Vol. 69. № 9. P. 3063—3069.

УДК 553.98(922)

Ю.Ф.Федоровский, Е.В.Захаров, 2008

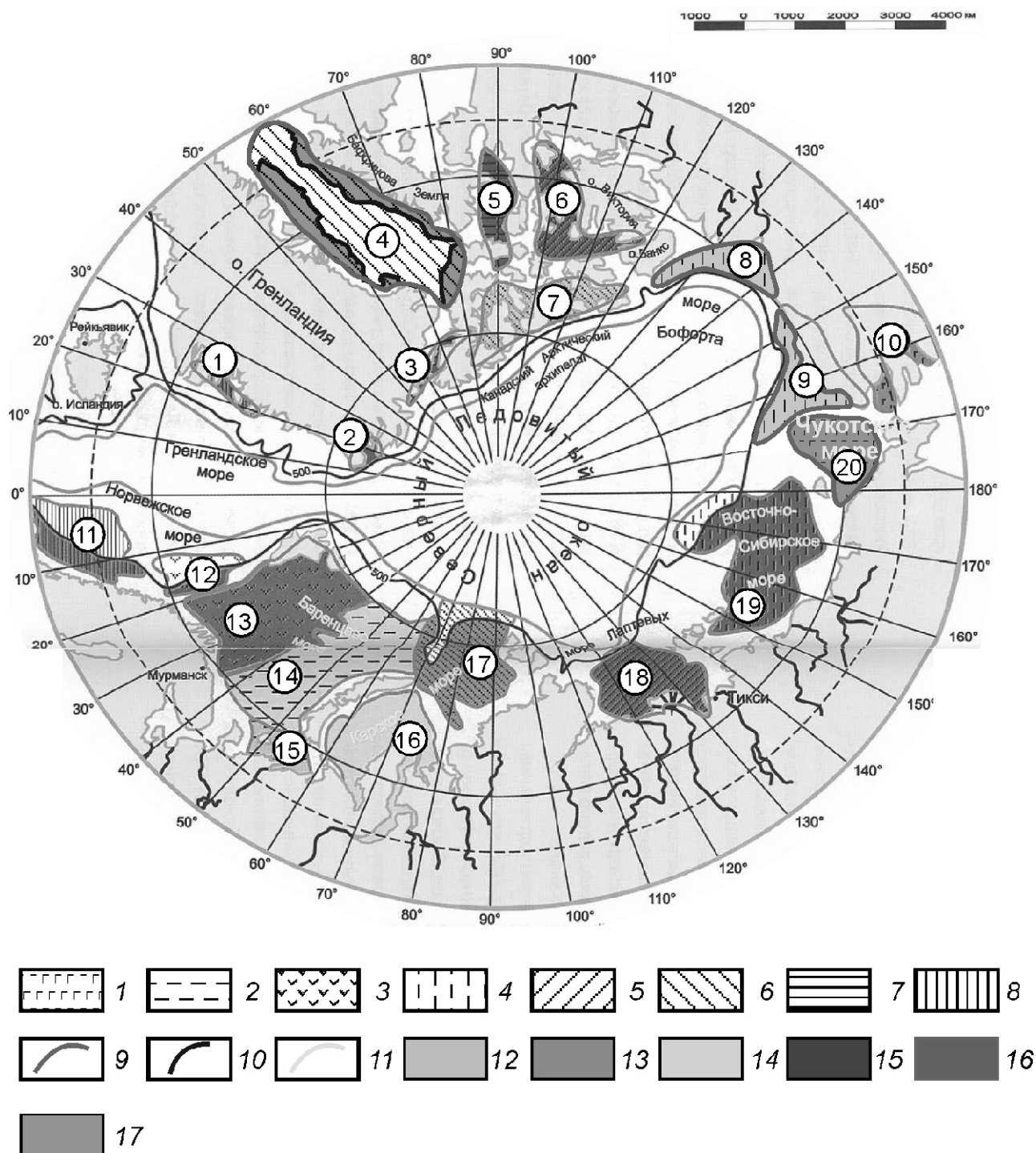
Геологическая аналогия морских нефтегазоносных бассейнов Арктического циркумполярного пояса при оценке и освоении прогнозных ресурсов нефти и газа

Ю.Ф.ФЕДОРОВСКИЙ, Е.В.ЗАХАРОВ (ЗАО «Синтезморнефтегаз»)

При геологическом изучении и оценке перспектив нефтегазоносности недр седиментационных бассейнов Арктического циркумполярного пояса установлено, что особенности геологического строения, нефтегазоносности и истории развития предопределили черты сходства и отличия различных бассейнов между собой по масштабам аккумуляции и надежности консервации углеводородов. Геологическое сходство наиболее четко проявляется между седиментационными бассейнами одного и того же тектонотипа. Как сухопутные, так и прибрежно-морские седиментационные бассейны каждой группы в целом обладают специфическими особенностями формационных рядов в осадочном чехле, скоростей осадконакопления, литолого-фациальной характеристикой разреза осадочных отложений, гидрогеологических, термодинамических и других условий, а также зако-

номерностями размещения месторождений нефти и газа и концентрации в них углеводородов.

Геолого-геофизическая изученность недр седиментационных и связанных с ними нефтегазоносных бассейнов Арктического циркумполярного пояса в настоящее время весьма неравномерна. Относительно большая изученность характерна для окраины континентов и в меньшей степени для полярного шельфа. На арктическом шельфе Мирового океана выделяется 20 нефтегазоносных бассейнов (НГБ) различной геотектонической приуроченности и возраста, в том числе 10 — в прибрежно-морской и морской частях полярного шельфа Северной Америки, по 5 — в арктических частях Европы и Азии (см. рисунок). Все эти нефтегазоносные бассейны объединяет их приуроченность к древним платформенным областям, предгорным прогибам и межгорным впа-



Нефтегазоносные бассейны Арктического циркумполярного пояса:

нефтегазоносные бассейны (цифры в кружках): 1 — Кронпринца Христиана ВНГБ, 2 — Ванделя ВНГБ, 3 — Пири-Элсмир ВНГБ, 4 — Баффино-Лабрадорский НГБ, 5 — Джонс-Ланкастер ВНГБ, 6 — Мелвилл-Виктория НГБ, 7 — Свердруп НГБ, 8 — Бофорта НГБ, 9 — Арктического склона Аляски НГБ, 10 — Восточно-Берингоморский ВНГБ, 11 — Норвежскоморский НГБ, 12 — Лофонтенский ВНГБ, 13 — Западно-Баренцевский НГБ, 14 — Восточно-Баренцевский НГБ, 15 — Тимано-Печорский НГБ, 16 — Южно-Карская часть Западно-Сибирского НГБ, 17 — Северо-Карский ВНГБ, 18 — Лаптевский НГБ, 19 — Восточно-Сибирскоморский ВНГБ, 20 — Чукотский ВНГБ; результаты выявления внешней фрагментарной аналогии арктических НГБ по их геологическому строению и нефтегазоносности: 1 — Восточно-Берингоморский, залив Кука, Чукотский, 2 — Восточно-Баренцевский, Тимано-Печорский, 3 — Лофонтенский, Западно-Баренцевский, 4 — Арктического склона Аляски, Бофорта, Восточно-Сибирский, 5 — Лаптевский, Мелвилл-Виктория, 6 — Баффино-Лабрадорский, Свердруп, Северо-Карский, 7 — Пири-Элсмир, Джонс-Ланкастер, 8 — Кронпринца Христиана, Норвежскоморский; 9 — границы нефтегазоносных бассейнов; 10 — изобата 500 м; 11 — бровка шельфа; нефтегазовый потенциал недр НГБ по средней концентрации НСР УВ (тыс. т.у.т./км²): 12 — 100—200, 13 — 50—100, 14 — 30—50, 15 — 20—30, 16 — 10—20, 17 — 5—10

динам, характеризующимся широким развитием карбонатных палеозойских и терригенных мезозойских отложений, а также значительным стратиграфическим диапазоном промышленной нефтегазоносности (от ордовика до верхнего мела и палеогена включительно). Отличительная их особенность — наличие обширной материковой отмели, которая представляет собой субаквальную часть древних платформ (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Восточно-Сибирская и Гиперборейская), молодой Западно-Сибирской платформы, а также предгорных и межгорных прогибов складчатых палеозойских систем (Скандинавская, Восточно-Гренландская, Иннуитская, Уральская и Восточно-Сибирская).

Для выявления внешней геологической аналогии сравнивались: тектоническая приуроченность и возраст нефтегазоносных бассейнов; объем и стратиграфический диапазон осадочных отложений, слагающих каждый бассейн; возраст и литологический состав нефте- и(или) газопроизводящих и вмещающих пород; выявленные запасы и прогнозируемые ресурсы нефти и газа, а также концентрация начальных суммарных ресурсов (НСР) углеводородов.

Выполненное сравнение нефтегазоносных бассейнов различной тектонической приуроченности по перечисленным показателям позволяет наглядно убедиться в том, что они заметно различаются между собой (см. таблицу). Приведенная в ней информация свидетельствует о том, что:

большая часть начальных геологических разведанных запасов нефти в платформенных нефтегазоносных бассейнах сосредоточена в палеозойских отложениях, а газа — в мезозойских, и в обоих случаях глубины залегания этих отложений 3—5 км;

в нефтегазоносных бассейнах предгорных прогибов большая часть аналогичных запасов нефти и газа содержится в мезозойских отложениях, залегающих в том же интервале глубин;

в нефтегазоносных бассейнах межгорных впадин большая часть тех же запасов нефти и газа содержится в кайнозойских отложениях, залегающих на глубинах до 3 км.

В недрах рассмотренных бассейнов различной тектонической приуроченности разведанные запасы нефти преобладают над аналогичными запасами газа. При этом существенная часть скоплений газа содержится в отложениях верхнего структурного этажа, а нефти — нижнего. Следует также обратить внимание на то, что средняя концентрация начальных суммарных ресурсов углеводородов по отдельным нефтегазоносным бассейнам изменяется довольно существенно, особенно в пределах платформ и межгорных впадин. По-видимому, это связано с характером изменения теплового потока и аккумуляционно-консервационных условий [3].

Распределение прогнозируемых ресурсов углеводородов во всех 20 нефтегазоносных бассейнах примерно таково, что в бассейнах арктической части Азии на площади 2 млн.км² предполагается 37% от

общей величины начальных суммарных ресурсов углеводородов, Европы на площади 1,8 млн.км² — 33% и полярного шельфа Северной Америки на площади 2,2 млн.км² — 30%.

В результате проведения внешней геологической аналогии на карте (см. рисунок) показано, что фрагментарным сходством обладают нефтегазоносные бассейны: Мелвилл-Виктория и Лаптевский; Свердруп, Баффино-Лабрадорский и Северо-Карский; Арктического склона Аляски, Бофорта и Восточно-Сибироморский; Лофонтенский и Западно-Баренцевский; Восточно-Баренцевский и Тимано-Печорский; Восточно-Берингоморский, залив Кука и Чукотский и т.д. Молодой Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн среди арктических бассейнов внешнего аналога не имеет. Такая аналогия учитывалась при оценке нефтегазового потенциала недр российского шельфа арктических морей.

Помимо внешней аналогии по возможности учитывалась и внутренняя — между отдельными тектоническими элементами, расположенными в едином нефтегазоносном бассейне. В этих случаях принималось во внимание местоположение переходной зоны, разделяющей районы с корой континентального и океанического типов, которое определяет насколько далеко в море можно распространять аналогию с более изученной сушей (чаще до глубины дна 100—150 м). Однообразные тектонические элементы, и тем более сухопутные и морские части единых тектонических элементов в том же нефтегазоносном бассейне, в целом характеризуются сходным пространственным распространением промышленных скоплений углеводородов (например, Сорокинский и Медынский валы в Тимано-Печорском бассейне, Нурминский и Юрацкий валы в Западно-Сибирском). Для шельфа некоторых морей (например, Восточно-Сибирское и Чукотское) внутренней геологической аналогии с сопредельной сушей нет. Все это также учитывалось при количественной оценке перспектив нефтегазоносности прибрежного шельфа арктических морей Российской Федерации.

Разумеется, при внешней аналогии обычно определяются черты сходства для всей осадочной толщи или крупных ее частей в пределах различных осадочных бассейнов в целом. Внутренняя аналогия предполагает чаще всего сходство отдельных литолого-стратиграфических комплексов осадочных отложений в пределах более мелких тектонических элементов, расположенных в едином осадочном бассейне. В каждом из этих случаев учитывается различная по объему и представительности информация о геологическом строении и нефтегазоносности, а, следовательно, различна и достоверность проводимых аналогий. Понятно, что внутренняя аналогия, которая проводится на основе комплексного изучения современных структурных, литолого-фациальных, аккумуляционно-консервационных и других критериев, имеющих поисковое значение, более надежна. Она позволяет учитывать то, что концентрация скоплений углеводородов обычно выше в сводовых частях платформенных поднятий, во внутрен-

Сравнение древних арктических нефтегазовых бассейнов различного тектонотипа по показателям геологического строения и нефтегазоносности недр

Бассейн	Возраст, мак- симальная мощность от- ложений, км	Возраст нефт- егазовых и перспектив- ных комплек- сов	Площадь морской части бас- сейна, тыс. км ²	Геотер- мические градиен- ты, С/100 м	Распределение начальных геологических разведанных запасов, %												Средняя удельная плотность НСР УВ, тыс. т н.э./км ²
					Нефть					Газ							
					по интервалам глу- бин залегания, км					по стратиграфичес- ким подразделениям по интервалам глубин залегания, км					по стратиграфичес- ким подразделениям разреза осадоч- ных отложений		
					3	3—5	5	Kz	Mz	Pz	3	от 3 до 5	5	Kz	Mz	Pz	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
I — НГБ платформенных областей																	
1. Восточно-Баренцев- ский (Россия)	Kz, Pz, Mz, 20	S, D, C, P, T, J	648	2,5	2	98	—	—	21	79	20	80	—	—	100	—	42
2. Тимано-Печорский (Россия)	Kz, Pz, Mz, 15	O, S, D, C, P, T, J	132	1,8—3,2	6	94	—	—	14	86	25	75	—	—	100	—	81
3. Свердруп (Канада)	Kz, Pz, Mz, 25	D, C, P, T, J, K	140	2,5—4,3	5	95	—	—	12	88	14	86	—	—	100	—	100
4. Баффино-Лабрадор- ский (Канада, Гренлан- дия)	Kz, Pz, Mz, ~9	D, C, P, T, J, K	637	2,2—4,0	27	73	—	—	18	82	33	67	—	—	100	—	21
II — НГБ предгорных прогибов																	
5. Бофорта (Канада)	Kz, Pz, Mz, 5	D, C, P, K, P, N	90	1,2—2,0	73	27	—	46	54	—	70	30	—	40	59	1	74
6. Арктического склона Аляски (США)	Kz, Pz, Mz, ~12	D, C, P, T, J, K	230	4,5	100	—	—	37	61	2	85	15	—	38	62	3	58
III — НГБ межгорных впадин																	
7. Восточно-Берингово- морский (США)	Kz, Pz, Mz, ~10	T, J, K, P, N	440	5,0	90	10	—	96	4	—	80	20	—	70	30	—	12
8. Залив Кука (США)	Kz, Pz, Mz, 6	J, K, P, N	23,3	1,8—3,0	100	—	—	94	6	—	100	—	—	75	25	—	55

них частях предгорных прогибов и на более пологих крыльях антиклинальных зон в межгорных впадинах (Е.В.Захаров, 1991).

Определенные отличия, известные в геологическом строении морских бассейнов Западной и Восточной Арктики, проявились таким образом, что в первых из них, связанных с Атлантическим океаном, нефтегазовый потенциал недр в целом оценен ниже, чем во вторых, связанных с Северным Ледовитым океаном. Оценки начальных суммарных ресурсов углеводородов в недрах нефтегазоносных бассейнов Арктического циркумполярного пояса выполнялись зарубежными (Л.Уиксом в 1971 и 1979 гг., К.Бёрдом и Р.Пауэром в 1998 г., Р.Менели в 2001 г. и др.), а также российскими (Е.В.Захаровым, Л.С.Маргулисом, М.Л.Вербой и др. в 1984 и 1988 гг., Ф.К.Салмановым, И.С.Грамбергом, К.А.Клещевым и др. в 1993 г., О.И.Супруненко, К.Г.Вискуновой и В.В.Сусловой в 2005 г.) учеными [2, 3, 4, 5 и др.].

Если обобщить результаты изучения геологического строения и нефтегазоносности недр морских нефтегазоносных бассейнов на арктическом шельфе Мирового океана, то окажется, что к числу наиболее перспективных, но находящихся на разных этапах изучения, относятся Западно- и Восточно-Баренцевские, северная часть Тимано-Печорского, Южно-Карский (северная часть Западно-Сибирского), Лаптевский, Бофорта, Свердруп, Арктического склона Аляски, Кронпринца Христиана (Восточно-Гренландский).

В 2000 г. в «Word Petroleum» был опубликован американский геологический обзор, в котором утверждается, что только 24% ресурсов нефти и газа, оцененных в недрах морей Арктики, могут быть освоены. Возникает вопрос, а какая часть от общей величины ресурсов включена в действующие и предлагаемые лицензии? Ведь не секрет, что значительная их часть (до 57% при высокой доли нефти) сосредоточена на шельфе многих морей в разновозрастных регионально перспективных отложениях, залегающих на глубинах 5 км и при глубинах дна 150 м. Если эти условия не обеспечивают рентабельности освоения, то, возможно, ставится под сомнение сама геологическая оценка прогнозируемых ресурсов. Однако для снижения результатов оценки углеводородного потенциала недр нужны очень серьезные геологические основания, которые в обзоре отсутствуют. Что же касается величины той части прогнозируемых ресурсов, которая по сегодняшним экономическим соображениям еще не является рентабельной для освоения, то она определена слишком пессимистично. Стоимость освоения ресурсов нефти и газа в морях, особенно в арктических, значительно превышает таковую на суше и резко меняется в зависимости от гидрометеорологических, ледовых условий, изменения глубин и инженерно-геологической характеристики морского дна, технической доступности объектов для бурения и наличия необходимых установок, глубин залегания продуктивных или перспективных от-

ложений, уровня проявления АВПД, стоимости бурения, размеров ресурсов или запасов и фазового состояния выявленных и прогнозируемых скоплений углеводородов, а также средних дебитов нефти и газа, удаленности месторождения от инфраструктуры на суше, стоимости обустройства, транспортировки продукции, цен на нефть, конденсат, газ и др. Все эти показатели изменчивы во времени, причем тенденции этих изменений и возможный научно-технический прогресс учесть весьма затруднительно. Именно поэтому величина гранично рентабельных для освоения технически доступных месторождений нефти в условиях арктических морей оценивается в широком диапазоне от 7—10 млн.т в незамерзающих акваториях и до 60—100 млн.т в ледовых [6].

В ноябре 2006 г. консалтинговой компанией «Wood MacKenzie and Fugro Robertson» выпущено в свет исследование «Будущее Арктики», где утверждается, что предыдущие оценки нефтегазового потенциала недр шельфа Арктики, и прежде всего североамериканской его части, серьезно завышены. Причины такой позиции четко не изложены. Однако в связи с ними появились какие-то сомнения и в отношении нефтегазового потенциала недр российского шельфа Баренцева и Карского морей. По мнению авторов публикации, эти сомнения не имеют никаких оснований.

Во-первых, потому что согласно последней переоценке (на 01.01.2002) начальные суммарные ресурсы нефти и газа в недрах шельфа этих морей по сравнению с предыдущей их оценкой (на 01.01.1993) несколько увеличились за счет новых результатов поисково-разведочного бурения. Имеется ввиду выявление промышленной нефтеносности в нижнедевонских (овинпармских) отложениях на Медыньском морском месторождении, где дебит легкой нефти в скв. 2 составил 612 м³/сут и газоконденсатной залежи в отложениях неокома на Северо-Каменномысском месторождении (скважины 5 и 6). Кроме того, в результате сейсморазведки определены границы перспективных Поетаяхинского вала в Байдарацкой губе и крупных локальных поднятий Пахтусовского и Адмиралтейского в восточной части Баренцева моря. Во-вторых, потому что это произошло за счет более достоверной, локализованной части этих ресурсов.

Все перечисленные нефтегазоносные бассейны обладают, по мнению авторов, реальным нефтегазовым потенциалом недр, но специфические (в целом тяжелые для Арктики) условия проведения в них даже поисково-разведочных работ разнятся весьма существенно. В США, Канаде и Норвегии разработка арктических месторождений ведется активно, а разработка бассейнов российских арктических морей только планируется. Разработка Штокмановского газоконденсатного месторождения предусматривается в 2013 г., а Приразломного нефтяного месторождения — в 2010 г. Что же касается российских морей Восточной Арктики, где предполагается, что нефтяные ресурсы превышают газовые, то в них (за исключени-

ем моря Лаптевых) пока проведены только минимальные объемы сейсморазведочных работ.

Таким образом, сравнение перспективных, но слабо изученных нефтегазоносных бассейнов с геологически сходными с ними, но более изученными эталонными бассейнами того же тектонотипа с уже установленной в одновозрастных отложениях промышленной нефтегазоносностью и при сходстве гидрометеорологических и ледовых условий — необходимые условия при выборе наиболее привлекательных направлений дальнейшей геологоразведки и оценке шансов разработки месторождений нефти и газа в менее изученных районах арктического шельфа Мирового океана.

При определении гранично рентабельной величины прогнозируемых ресурсов углеводородов, помимо локализованных (по структурам-ловушкам), следует учитывать частично и технически достижимые нелокализованные (по поднятиям зонального уровня) перспективные ресурсы нефти и газа, которые могут быть освоены в обозримом будущем. Причем прогнозирование удельных затрат тоже должно использовать аналогии для учета диапазона их значений в подобных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белонин М.Д., Григоренко Ю.Н. Разноранговые нефте-геологические элементы арктической континентальной окраины (ресурсно-геологический анализ) и пути освоения морских углеводородов. Нефть, газ Арктики // Материалы Междунар. науч.-техн. конф. — М.: Интерконтакт Наука, 2007. С. 65—77.
2. Захаров Е.В., Маргулис Л.С., Верба М.Л. и др. Основные результаты уточнения прогнозных ресурсов нефти и газа на шельфе Баренцева и Карского морей (по состоянию на 01.01.1988) / Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР. — Мурманск, 1989. С. 20—21.
3. Клемме Х.Д. Геотермические градиенты, тепловые потоки и нефтегазоносность / Нефтегазоносность и глобальная тектоника. — М.: Недра, 1978. С. 178—208.
4. Салманов Ф.К., Грамберг И.С., Клещев К.А. и др. Углеводородный потенциал арктических бассейнов — будущее энергетики мира // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1993. № 6. С. 10—17.
5. Супруненко О.И., Вискунова К.Г., Суслова В.В. Основные результаты количественной оценки углеводородного потенциала западно-арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. 2005. №6. С. 10—13.
6. Weeks L.G. Petroleum resources potential of continental margins. The geology of continental margins, Springer-Verlag, New-York Heidelberg-Berlin, 1974.

Металлогения и минерагения

УДК 550.372:551.71/72

Э.Б.Наливкина, 2008

Геологическое развитие и минерагения раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона

Э.Б.НАЛИВКИНА (ВСЕГЕИ)

В циркумполярном регионе широко развита раннедокембрийская земная кора в пределах Канадского, Гренландского, Балтийского, Анабарского щитов (рис. 1). Все они представлены в пределах ротационных зон, тяготеющих к 70—60 ; 60—50 с.ш. Субширотные ротационные зоны обособились в процессе формирования земной коры [19]. Южное ограничение одной из зон совпадает с транссибирским линейным элементом, выделенным В.И.Драгуновым в 1962 г. [6]. Продолжение линейного элемента на запад отделяет Балтийский щит от плиты Восточно-Европейской платформы. Северное ограничение этой зоны определяется линией А.П.Карпинского, проходящей вдоль северной границы Кольского полуострова.

О.А.Мельников в своей работе [11] писал, что, по всей видимости, ротационный режим нашей планеты является одной из главных причин (если не самой главной) основных процессов, протекающих во всех составляющих Землю геосферах и при их взаимодействии. Комплексное исследование раннедокембрийской (3,7—3,5—1 млрд. лет) земной коры на Балтийском, Украинском, Енисейском щитах, фундаментах

Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, Сибирской платформ, срединных массивов в пределах фанерозойских складчатых областей, анализ литературных данных по другим регионам развития раннедокембрийской земной коры позволили разработать концепцию эволюции раннедокембрийской земной коры. Суть концепции заключается в том, что земная кора в раннем докембрии образовалась путем «единства и борьбы» стадий океанизации и континентализации. Океанизация — преобладающее развитие мафического магматизма и изохимического метаморфизма. Континентализация — преобладающее развитие салического магматизма и аллохимического метаморфизма. Осадконакопление играло подчиненную роль, возрастающую во времени. Два определяющих фактора регулируют развитие раннедокембрийской земной коры и ее минерагения — гравитационная дифференциация и нарушающий ее привнос эндогенного вещества и тепла в результате центробежных сил, вызванных вращением Земли [18, 28].

Взаимосвязанное развитие тектонических структур, магматизма, метаморфизма, глубинного строе-



Рис. 1. Схема распространения раннедокембрийских образований в пределах циркумполярного региона:

образования: 1 — раннедокембрийские щитов, 2 — чехлов платформ и краевых прогибов; образования складчатости: 3 — байкальской, 4 — палеозойской, 5 — мезозойской, 6 — кайнозойской; 7 — акватории

ния оруденения для стадий океанизации и континентализации представлено в таблице. Выделены следующие стадии: океаническая и континентальная AR₁; океанизации континентальной коры и кратонизации AR₂—PR₁; рифтогенеза и регенерации кратонов PR₁². Стадии попарно связаны и проявлялись на протяжении раннего докембрия по крайней мере трижды [15, 18].

В русле этой концепции рассмотрено геологическое развитие и минерагения раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона, где она широко представлена на поверхности современного эрозионного среза. Большое значение в исследовании раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона имеют обобщающие труды под редакцией К.Ранкамы [2, 3], Д.В.Рундквиста и Ф.П.Митрофанова [6], Е.А.Козловского [9], В.А.Глебовицкого [21], В.М.Григорьева [4], К.Конди [10],

А.М.Гудвина [24, 25], Е.Кранка [26] и других, использованные в настоящей публикации.

Развитие тектонических структур происходило следующим образом. Породы океанической и континентальной стадий слагают древнейшие мозаичные структуры, в которых фрагменты пород океанической стадии цементируются породами континентальной.

Образования стадии океанизации земной коры и кратонизации слагают первые в истории развития земной коры поясовые структуры — структуры будинаж в масштабе подвижных областей. В них пояса сложены преимущественно зеленокаменными породами, а межпоясовые пространства — формациями гранитоидов как континентальной стадии, так и стадии кратонизации. В межбудинных пространствах представлена преимущественно формация мигматит-гранитовая [13] (рис. 2).

Магматические и ультраметаморфические формации в схеме развития земной коры в раннем докембрии

Возраст, млрд. лет	Тектоническая структура	Стадии тектонического развития (океанизации, континентализации)	Магматические и ультраметаморфические формации, стадии		Метаморфизм—метасоматизм	Главные элементы ору-денения	Слои земной коры
			океанизации	континентализации			
2; 1,9—1,6	Субллатформенная. Поясово-блоковая	6. Регенерации кратонов		Риолитовая, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, гранитов рапакви, гранодиорит-гранитовая	Метасоматизм вдоль линейных зон разломов и приконтактовых частей тел гранитоидов	TR, U, Th, Sn, Mo, W, Li, Be, Zr, Au, F, P	Локальное усложнение «гранитного» слоя
				<i>Габбро-анортозитовая</i>			
		5. Рифтовая	Лампрофировая, кимберлитовая, щелочных габброидов, перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-верлитовая, пикрит-базальтовая, трахиандезит-базальтовая		Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой, пренит-пумпеллитовой фации; сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Al, Cu, Ni, Co, Cr, V, Pt, Au, Ag, Zn, Pb, Mn, Nb, Ta, C, U	Линзовидно-поясовое неполное разрушение «гранитного» слоя
2,6—2; 1,9	Протогеосинклинально-складчатая. Поясовая. Гранитно-зеленокаменных областей	4. Кратонизация		Гранитов и лейкократовых гранитов, мигматит-гранитовая, мигматит-плагитогранитовая	Региональная гранитизация в условиях, близких амфиболитовой фации, сопряженная с ней гранитизация более древних образований	TR, U, Th, Au, Mo, Li, Be, Zr	Нарастание и усложнение «гранитного» слоя
				<i>Анортозит-габбровая</i>			
		3. Океанизация континентальной коры	Протоофиолитовая ассоциация: спилито-диабазовая* формация, спилито-кератофировая, дунит-гарибуртитовая, дунит-пироксенит-габбровая		Прогрессивный региональный метаморфизм в амфиболитовой—зеленосланцевой фации. Сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Mn, Al, Cu, Ni, Co, Cr, Pt, Zn, Pb, Ag, Au	Поясовое разрушение «гранитного» слоя, усложнение «базальтового» слоя
3,7; 3,5—2,6	Пангеосинклинально-складчатая. Мозаичная	2. Континентальная		Гнейсо-мигматит-гранитовая, гнейсо-мигматит-плагитогранитовая, гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов, чарнокитовая	Региональная гранитизация в условиях амфиболитовой и близких гранулитовой фаций	Fe, Ti, Th, U	«Гранитный» слой
				<i>Анортозитовая</i>			
3,7; 3,5	Пангеосинклинально-складчатая	1. Океаническая	Базальт-андезитовая формация, примитивная офиолитовая ассоциация		Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и близких ей фаций	Fe, Ti, Ni, Co, Cr, Au, Pt рас-сеяны	Магнетитовая зона. «Базальтовый» слой

* Термин диабаз применяется для палеотипных аналогов базальта.

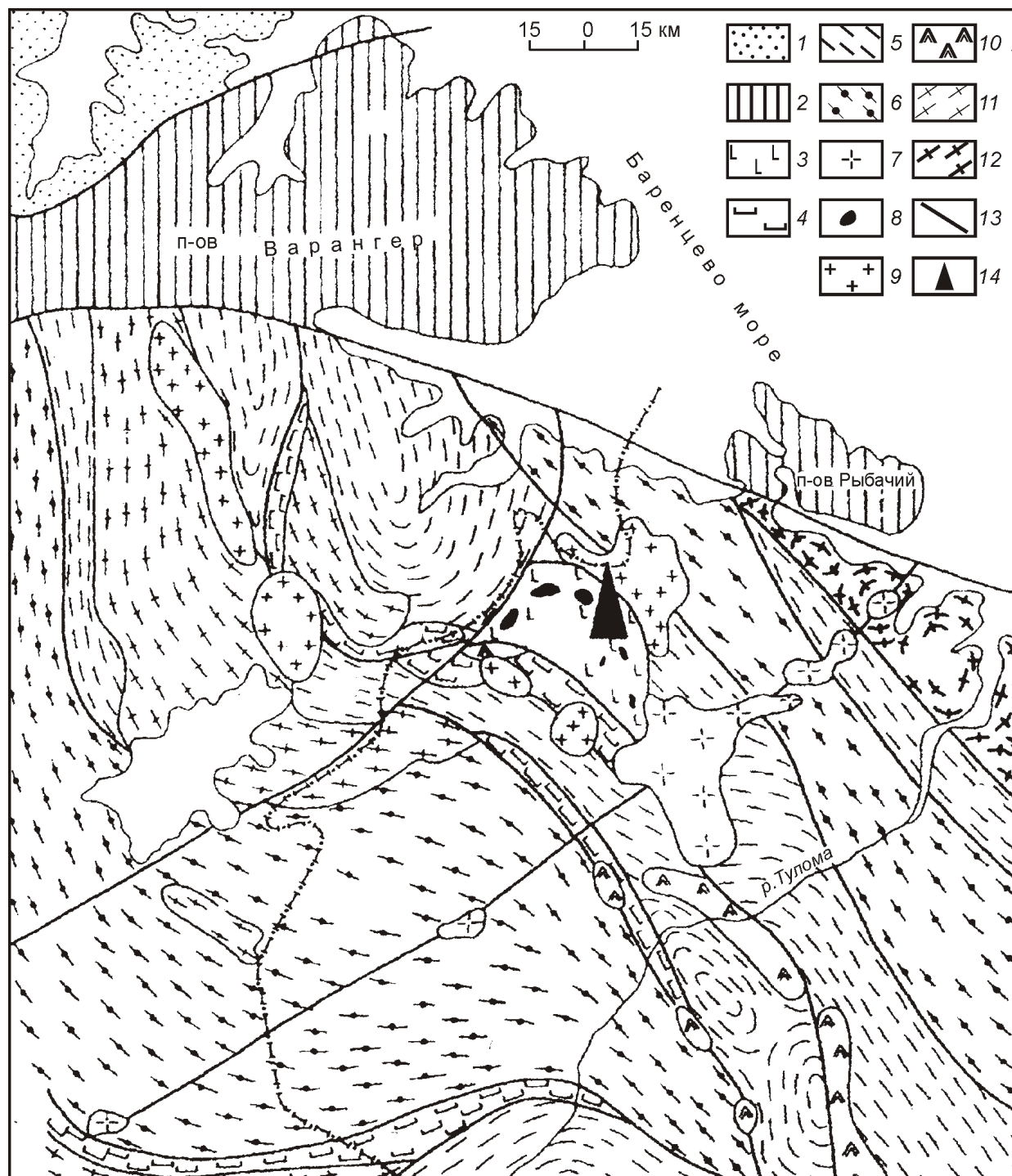


Рис. 2. Первые (4) и вторые (3) в истории развития земной коры зеленокаменные пояса на схеме геологического строения северо-западной части Кольского полуострова Балтийского щита. По Э.Б.Наливкиной, 1968:

осадочные, вулканические и метаморфические породы: 1 — осадочные толщи палеозоя, PZ , 2 — осадочные толщи рифея, R_2 , 3 — осадочно-вулканогенные породы Печенгского комплекса, PR_1^2 , 4 — амфиболовые, хлоритовые, слюдяные и другие сланцы тундровой серии, PR_1^1 , 5 — биотит-плагноклазовые, биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы, амфиболиты, биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами кольской серии, AR_1^1 , 6 — пироксен-амфибол-плагноклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами лапландской серии — эндербиты, чарнокиты, гранат-кордиеритовые мигматит-граниты, диафторированные разновидности перечисленных пород, AR_1^1 ; интрузивные и ультраметаморфические породы: 7 — гранодиориты, граниты (ара-граниты), PR_1^2 , 8 — габбро, гипербазиты, PR_1^2 , 9 — граниты, мигматиты, PR_1^1 , 10 — анортозиты, габбро-анортозиты, PR_1^1 , 11 — гнейсовидные плагнограниты, граниты, мигматиты с реликтами пород Кольской серии — гнейсограниты, AR_1^2 , 12 — диориты, гранодиориты, плагнограниты, эндербиты, чарнокиты с реликтами пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов лапландской серии, AR_1^1 , 13 — главные разломы; 14 — Кольская сверхглубокая скважина

Для образований стадии рифтогенеза и регенирации кратонов характерны поясово-блоковые тектонические структуры. Здесь возникли вторые в истории развития земной коры зеленокаменные пояса (см. рис. 2). Они сопряжены с блоками земной коры, сложенными преимущественно формациями салических пород.

Магматизм развивался с чередованием проявлений существенно мифических и салических пород. Магматические проявления древнейшей океанической стадии представлены примитивной офиолитовой ассоциацией (см. таблицу), сложенной в основном породами мафического состава с подчиненной ролью ультрамафического, метаморфизованными в условиях гранулитовой и близких ей фаций [13]. Примитивная офиолитовая ассоциация сохранилась в виде разобщенных участков в полях развития гранитоидов последующей континентальной стадии. Эта ассоциация прослеживается в пределах Лапландского (см. рис. 2), Колвицкого, Мурманского блоков на Кольском полуострове, в районе Тана Северной Норвегии, в Лапландии Северной Финляндии на Балтийском щите; Маганском, Хапчанском, Центрально-Анабарском блоках Анабарского щита (рис. 3); на Западном и Южном побережье Гренландского щита (рис. 4; следует обратить внимание на симметрию предполагаемого простирания гудзонских складчатых поясов); в провинции Черчилл западнее Гудзонова Залива (рис. 5) на канадском щите. Океаническая стадия представлена образованиями базальт-андезитовой формации, метаморфизованной в условиях преимущественно амфиболитовой фации, превращенная в биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты. Такие образования широко развиты на всех щитах в виде ассоциации серых гнейсов и амфиболитов. Например, в Суормусском, Аллареченском, Ровенском блоках Кольского полуострова (см. рис. 2), так называемом комплексе основания Финляндии, Норвегии, Швеции на Балтийском щите [2].

Пограничные образования океанической и континентальной стадий представлены анортозитовой формацией. Тела этой формации находятся в полях развития примитивной офиолитовой ассоциации в чарнокитовой формации. Примером проявления анортозитовой формации являются мелкие массивы в пределах Маганского, Хапчанского и Центрально-Анабарского блоков Анабарского щита.

Наиболее раннее образование континентальной стадии — чарнокитовая формация (см. таблицу), имеющая сложное строение. Породы изменяются от состава гиперстеновых диоритов до гиперстеновых плагиогранитов и гиперстеновых гнейсов (эндербитов) и до состава гиперстеновых гранитов (Варбергских гранитов). Все они составляют мигматиты, в качестве реликтовых пород в которых находятся metabазиты примитивной офиолитовой ассоциации. Примерами проявления чарнокитовой формации являются районы Мурманского и Лапландского блоков Кольского полуострова (см. рис. 2), чарнокитовый ком-

плекс; Западная Усима Финляндии, район Финской Лапландии на Балтийском щите; район в провинции Черчилл, западнее Гудзонова залива (см. рис. 4) на Канадском щите, гиперстеновые породы в провинции Готхоб, комплекс Исортук Гренландского щита; Маганский, Хапчанский, Центрально-Анабарский блок Анабарского щита (см. рис. 3).

Вслед за чарнокитовой формацией образовалась формация гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов (так называемых кинцититов). Чарнокитовая и кинцититовая формации нередко встречаются совместно в одних и тех же блоках земной коры. Следующими образованиями континентальной стадии являются формации гнейсо-мигматит-плагиогранитовая и гнейсо-мигматит-гранитовая. Они широко развиты во всех регионах в полях развития так называемых гнейсов основания.

Стадия океанизации континентальной земной коры началась с формирования протоофиолитовой ассоциации (см. таблицу). Она развита в зеленокаменных поясах, пересекающих уже сформированные структуры. Примерами проявления этой ассоциации на Балтийском щите служат зеленокаменные пояса Колмозеро-Вороньинский, Терско-Аллареченский Кольского полуострова; Парандовско-Тикшозерский, Гимольско-Костомукшский в Карелии; карельские образования в районе Бьерневанн в Северной Норвегии.

На территории Швеции образования зеленокаменных поясов не развиты. Там длительное время проявлялся салический магматизм континентальной стадии и стадии кратонизации. На Канадском щите породы стадии океанизации континентальной коры представлены в поясах Учи, Абитибис, Киватин.

По границе стадий океанизации и кратонизации, вслед за примитивной офиолитовой ассоциацией, образовалась анортозит-габбровая формация. Она составляет многочисленные небольшие тела в краевых зонах зеленокаменных поясов.

В стадию кратонизации широко проявлены мигматит-гранитовая и мигматит-плагиогранитовая формации, спаявшие воедино древнюю земную кору «разорванную» зеленокаменными поясами (см. таблицу). При этом к областям, разделяющим зеленокаменные пояса, тяготеет магматит-плагиогранитовая формация, а к межбуждинным пространствам зеленокаменных поясов — мигматит-гранитовая. Например, образования Карельского геоблока в пределах Балтийского щита.

Стадия рифтогенеза выделяется широким развитием формации мафических и ультрамафических пород (см. таблицу). Начинается она с проявления трахиандезит-базальтовой формации, а завершается формациями кимберлитовой и лампрофировой. Представлены формации щелочных габброидов, перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-верлитовая и пикрит-базальтовая. Магматизм этой стадии носит антидромный характер развития. Формации составляют вторые в истории развития земной коры зеленока-

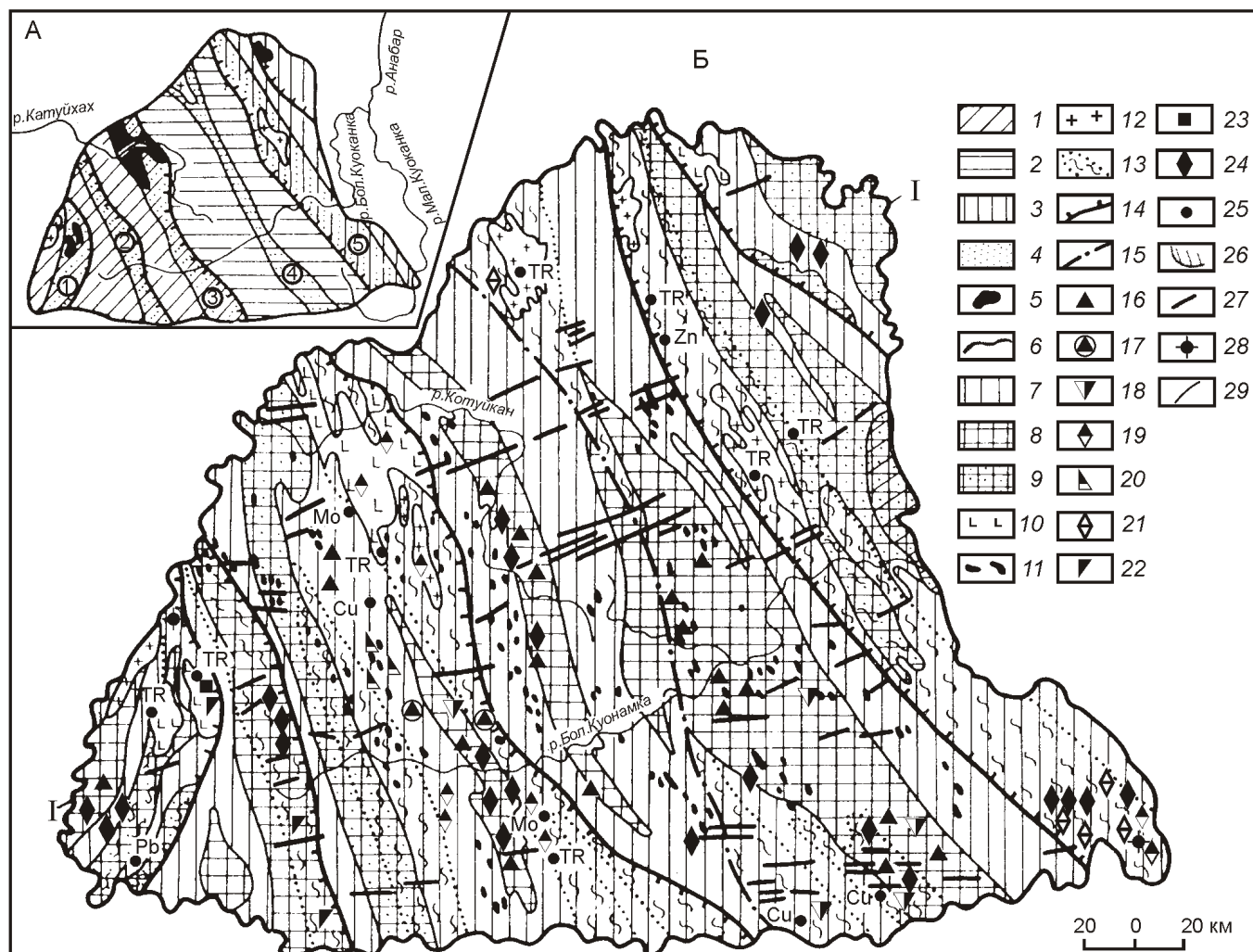


Рис. 3. Схемы тектонического районирования (А) и геологического строения и размещения полезных ископаемых (Б) Анабарского щита. По С.И.Турченко, 1988:

А: блоки раннеархейских метаморфических комплексов: 1 — Маганский с гранулитам умеренных давлений и температур; 2 — Центрально-Анабарский с гранулитам повышенных давлений и температур; 3 — Хепчанский с гранулитам относительно низких давлений и температур; 4 — зоны раннепротерозойского наложенного метаморфизма амфиболитовой фации и ультраметаморфизма (цифры в кружках: 1 — Билихская, 2 — Харапская, 3 — Котуйкан-Монхоолинская, 4 — Ламуйская, 5 — Маганская); 5 — анортозиты; 6 — гранитоиды; 7 — глубинные надвиги; 8 — границы зон;

Б: архейский структурно-вещественный комплекс (группы супракrustальных образований): 9 — сиалическая (эндрбито-гнейсовая)—верхнеанабарская серия; 10 — сиалическо-фемическая (далдынская серия и амбардахская толща верхнеанабарской серии); 11 — сиалическая со значительным количеством терригенно-карбонатных пород (хапчанская серия и вюрбюрская толща верхнеанабарской серии); 12 — анортозиты и габбро-анортозиты; 13 — метасульфидиты; раннепротерозойский структурно-вещественный комплекс: 14 — мигматиты, граниты и диафориты амфиболитовой фации; разрывные нарушения: 15 — Анабарский глубинный разлом; проявления полезных ископаемых: 16 — железа (магнетит-пироксеновые кварциты), 17 — хрома в метасульфидитах, 18 — никеля в метасульфидитах, 19 — мусковита в пегматитах, 20 — граната, 21 — флогопита, 22 — апатита, 23 — титана, 24 — графита, 25 — цветных и редких металлов; 26 — часть Куонамского кимберлитового поля; 27 — дайки диабазов; 28 — щелочно-ультраосновные интрузии и карбонатиты; 29 — геологические границы

менные пояса и приурочены к зонам разломов и «окнам» сочленения крупных блоков земной коры. Примером проявления этих зеленокаменных поясов являются Печенгско-Варзугский на Кольском полуострове, структура Петсамотунтуритт в Норвегии, Куолярви-Ветренний пояс в Карелии, пояса в системе Мичиганского рифта на Канадском щите. На гра-

нице стадии рифтогенеза и регенерации кратонов проявлена габбро-анортозитовая формация. Породы габбро-анортозитовой формации слагают крупные тела, такие как адирондакский комплекс на Канадском щите, массивы Ругаланн Юго-Западной Норвегии Балтийского щита; массивы в пределах Маганского блока Анабарского щита. Следовательно, в раз-

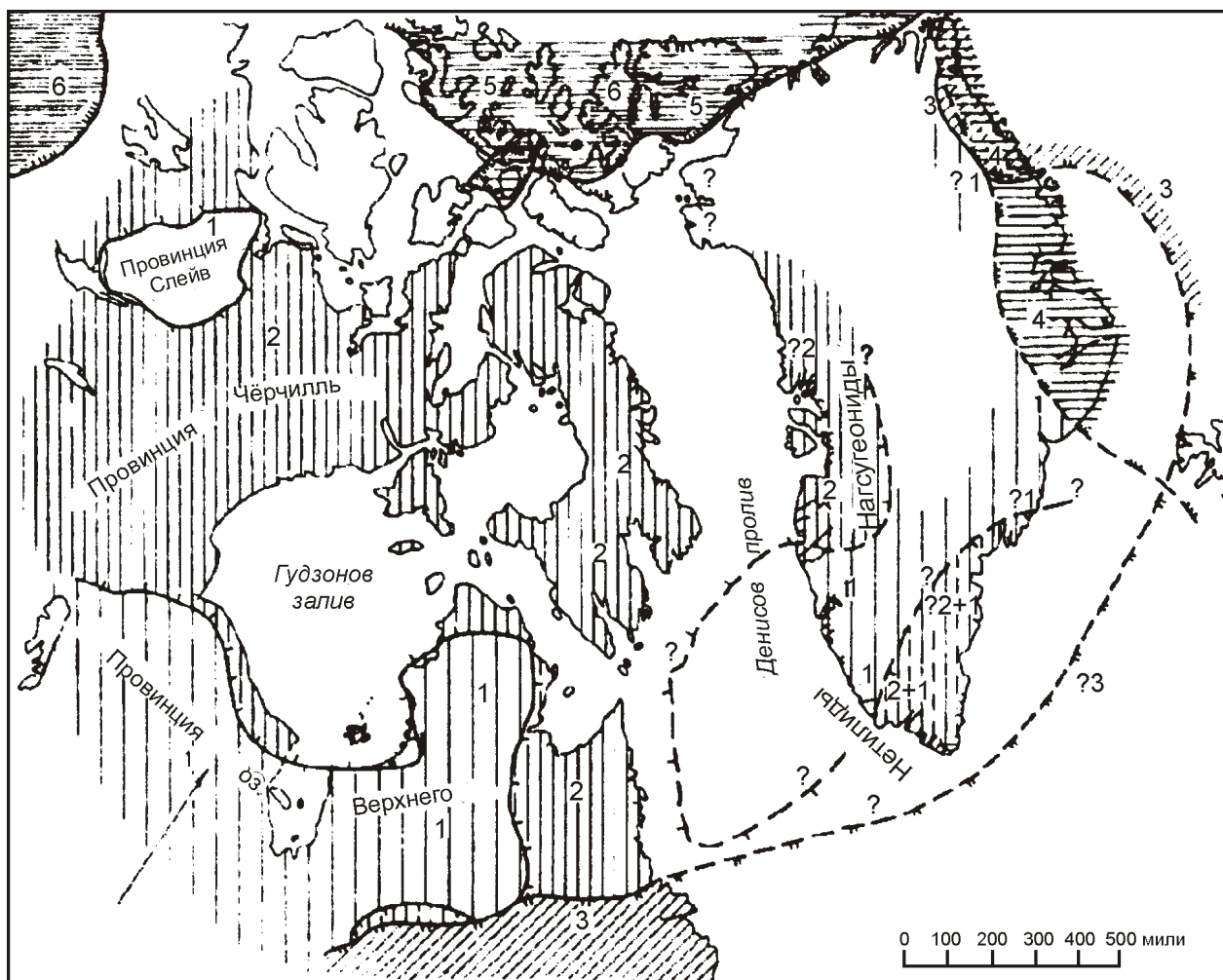


Рис. 4. Схема тектонического районирования Канадско-Гренландского щита. По А.Бертельсен, А.Нью-Нюгорт, 1968:

районы, сформировавшиеся во время орогении: 1 — кенорской (около 1 млн. лет); 2 — гундзоновой (около 1700 млн. лет); 3 — гренвиллской (около 900 млн. лет); 4, 5 — каледонской (около 400 млн. лет) и позднепалеозойской (около 300 млн. лет); 6 — альпийской (около 50 млн. лет)

витие древней земной коры анортозитовые формации проявились трижды по границам стадий океанизации и континентализации.

В стадию регенерации кратонов, представленную формациями салических пород (см. таблицу), восстанавливалась континентальная кора, нарушенная в стадию рифтогенеза. Одна из главных формаций этой стадии — формация гранитов рапакиви. Примерами ее проявления являются массив Выборгский и Улягский на Балтийском щите, гранитные тела о.Борнхольм, граниты рапакиви в адирондакском комплексе Канадского щита.

Региональный метаморфизм уменьшался во времени по интенсивности (см. таблицу). Породы океанической стадии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Они представлены на всех щитах. Породы континентальной стадии образовались или были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (чарнокитовая формация) и близких ей фаций, включая амфиболитовую (гнейсо-мigmatит-плагииогранитовая и гней-

со-мigmatит-гранитовая формации). Породы стадии океанизации континентальной коры подверглись метаморфизму амфиболитовой—зеленосланцевой фаций; стадии кратонизации метаморфизованы в условиях амфиболитовой—зеленосланцевой фаций. В породах стадии рифтогенеза региональный метаморфизм или не проявлен, или изменяется от пренит-пумпеллитовой до эпидот-амфиболитовой фаций; породы стадии регенерации кратонов не подвергались региональному метаморфизму.

В процессе эволюции раннедокембрийской земной коры ее глубинное строение усложнялось (см. таблицу) [15, 16]. В структурах, сложенных породами стадий океанизации, поверхность М приподнята, гранитный слой редуцирован или отсутствует. Полно представлен базальтовый слой. В структурах, сложенных породами стадий континентализации, развит мощный гранитный слой, поверхность М погружена на большие глубины (см. рис. 5). По границе базальтового и гранитного слоев выделена магнетитовая зона [16, 27]. Наличие маг-

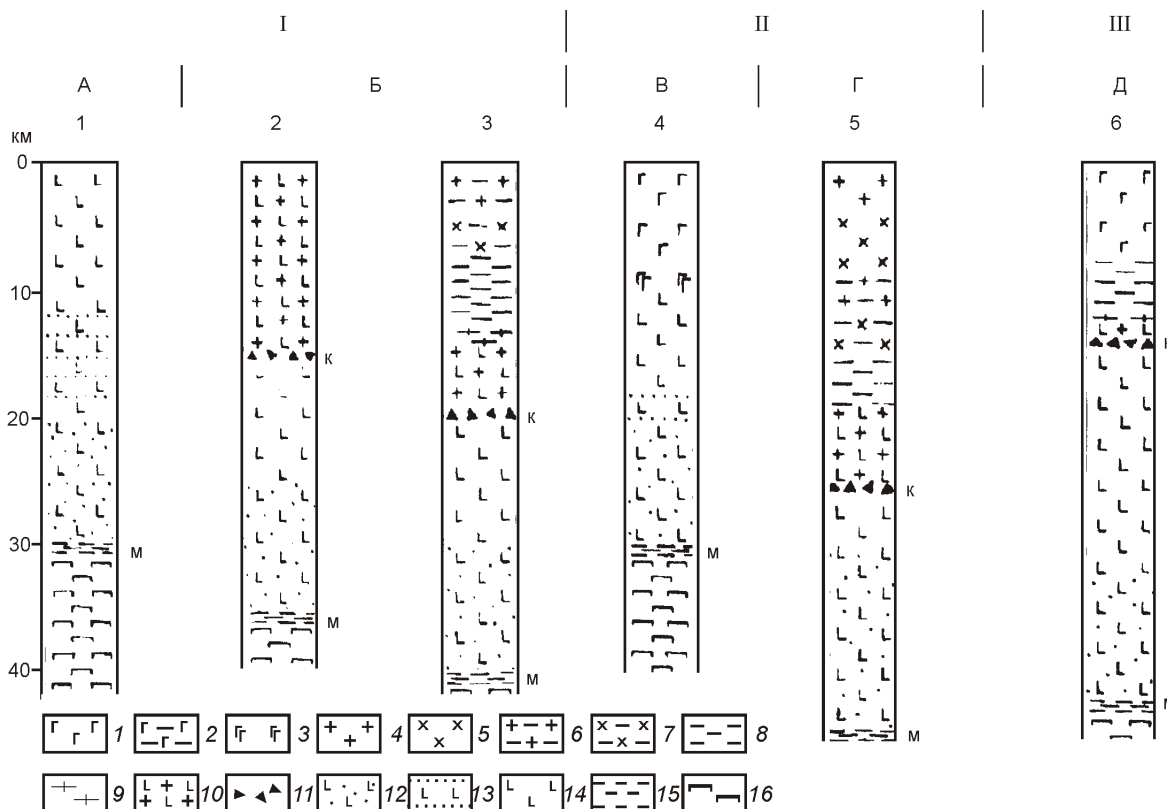


Рис. 5. Главные типы глубинных разрезов раннедокембрийской земной коры. По Э.Б.Наливкиной, 1998:

вулканогенно-осадочный слой: преобладающие метабазиты фаций метаморфизма: 1 — до зеленосланцевой и зеленосланцевой, 2 — в эпидот-амфиболитовой, 3 — в амфиболитовой; гранитно-метаморфический мегаслой, гранитногнейсовый слой: гранитоиды формаций: 4 — мигматит-гранитовой, 5 — мигматит-плагиигранитовой, 6 — гнейсо-мигматит-гранитовой, 7 — гнейсо-мигматит-плагиигранитовой; 8 — амфиболит-гнейсовый комплекс, неравномерно гранитизированный гнейсо-базит-гранулитовый (промежуточный) мегаслой; 9 — метабазит-диорит-гранодиорит-плагиигранитный комплекс; 10 — гранитизированные метабазиты, преимущественно чарнокитовая формация, анортозитовая формация; 11 — породы магнетитовой зоны, базит-гранулитовые, базитовый (нижнекоровый) мегаслой; 12 — метабазиты преимущественно в гранулитовой фации метаморфизма и регрессивно измененные их разновидности; 13 — метабазиты в гранулитовой и эклогитовой фациях метаморфизма; 14 — метабазиты в эклогитовой фации метаморфизма; ультрабазитовый мегаслой: 15 — образования поверхности М. Меланж (?); 16 — породы верхней мантии; области: I — архейская подвижная (мозаичная структура), II — позднеархейская—раннепротерозойская подвижная (поясовая структура зеленокаменных областей), III — среднепротерозойская субплатформенная; стадии: А — океаническая (1), Б — континентальная (2, 3), В — океанизации континентальной коры в областях геосинклинальных поднятий (5), Д — рифтогенеза (6)

нетитовой зоны объясняет установленную зависимость аномального магнитного и гравитационного полей со знаком 1 над кратонами [20].

Имеет место унаследованность в развитии раннедокембрийской земной коры. Так, к областям нахождения базитового магматизма стадий океанизации континентальной коры тяготеют проявления базитового магматизма стадии рифтогенеза. Например, исследователями подчеркивается взаимосвязь поверхностных и эндогенных проявлений магматизма по вертикали в процессе длительного формирования раннедокембрийской земной коры Балтийского щита, приводящих к вертикальной неоднородности литосферы [23].

Эволюция тектонических структур, магматизма, метаморфизма, глубинного строения определяют на-

личие оруденения и закономерности его распределения в раннедокембрийской земной коре вообще и рассматриваемого региона в частности [12]. Каждая из стадий несет свое оруденение (см. таблицу). Главная масса оруденения тяготеет к границам стадий во времени и краевым частям крупных блоков земной коры и «окнам» их сочленения в пространстве. Мозаичные тектонические структуры образований океанической и континентальной стадий определяют мозаичное распределение оруденения в пределах их развития. Например, магнетитовое оруденение в районах замещения древнейших метаболитов чарнокитами [13]. Распределение такого магнетитового оруденения обусловило мозаичный характер аномального магнитного поля над областями проявления оруденения. С континентальной стадией, напри-

мер, связано редкоземельное оруденение в пегматитах, имеющее рассеянное распределение.

В стадии океанизации континентальной коры и кратонизации появляются первые рудные пояса [12]. Например, оруденение железа в железистых кварцитах месторождений Оленегорска, Костомукши на Балтийском щите [1, 6, 21]; оруденение железа в железистых кварцитах поясов Учи, Абитиби, Киватин на Канадском щите [4, 25]. Оруденение железа в серноколчеданных месторождениях пояса Абитиби на Канадском щите [22]. Пояса редкоземельного, редкометалльного и мусковитового оруденения в пегматитах Северной Карелии.

Поясово-блоковые тектонические структуры стадий рифтогенеза и регенерации кратонов регулируют распределение оруденения, связанного с этими стадиями. Одна из главных стадий рифтогенеза — сульфидное медно-никелевое оруденение. Например, массивы Мончегорска перидотит-пироксенит-норитовой формации, массивы Печенгской структуры габбро-верлитовой формации на Балтийском щите [15, 18]; массив Седбери на Канадском щите [3]. Оруденение титана проявилось трижды по границам стадий океанизации и континентализации в связи с формациями анортозитовых пород (см. таблицу). Среди титанового оруденения наибольший интерес представляют ильменитовые месторождения, связанные с габбро-анортозитовой формацией, возникшей на границе стадий рифтогенеза и регенерации кратонов. Например, оруденение в массиве Руголан Южной Норвегии Балтийского щита [2], в массивах Адирондакского комплекса Канадского щита [3].

Редкоземельное оруденение пегматитов стадий континентализации во времени сменилось редкоземельным, редкометалльным и мусковитовым, а затем сложным оруденением вплоть до образования миоэроловых пегматитов.

Впервые в развитии раннедокембрийской земной коры в стадию рифтогенеза появились алмазы в кимберлитовой и лампрофировой формациях. Алмазоносная лампрофировая формация установлена на Канадском щите на северо-западе побережья Гудзонова залива (см. рис. 4) на площади Паркер Лейн. Здесь в дайках лампрофиров, по составу близких минеттам, установлено высокое содержание алмазов (на порядок выше, чем в обычных кимберлитовых месторождениях) [8]. На территории Балтийского и Анабарского щитов раннедокембрийские кимберлитовая и лампрофировая формации с алмазами пока не выявлены. В качестве перспективной может быть проверена лампрофировая формация в районе Костомукши на Балтийском щите.

Первое оловянное оруденение, связанное с проявлениями салического магматизма, возникло лишь в стадию регенерации кратонов, например в зонах метасоматитов в связи с гранитами формации рапакиви.

Главное эндогенное оруденение раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона представлено Fe, Ti, Cu, V, Cr, Al, платиноидами, Au; Li, Be, U,

Th, F, Sn, мусковитом, керамическим сырьем; алмазами. Оруденение Pb, Zn, Ag, W имеет подчиненное значение. Не характерно оруденение As, Sb, Hg.

В раннедокембрийской земной коре циркумполярного региона во времени мозаичные тектонические структуры сменились поясовыми, затем поясово-блоковыми. Магматизм стадий океанизации и континентализации усложнился по набору формаций и их составу. Распределение формаций локализовалось, регулируясь развитием тектонических структур. В химическом составе преобладающих салических и мафических пород возросло содержание железа и щелочей, а содержание магния упало. Глубинное строение земной коры усложнялось. Обособились крупные блоки земной коры существенно салического профиля с глубоко погруженной поверхностью М, и мафического профиля с приподнятой поверхностью М. Каждая из стадий несет свое оруденение. Усложняющееся во времени рассеянное распределение оруденения сменилось поясовым, затем поясово-узловым. Оруденение тяготеет к границам стадий во времени и краевым частям крупных структур земной коры и окнами их сочленения в пространстве. Разные типы оруденения во времени представляют собой филогенетические ряды, в поздних членах которых усматривается оруденение предыдущих стадий.

Изложенное о геологическом развитии и минерагении раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона — основа прогноза оруденения, определения глубинных геофизических параметров на вещественном уровне, может быть использовано при геологическом картировании различных масштабов для увязывания материалов удаленных регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1976.
2. Докембрий Скандинавии / Под ред. К.Ранкамы. — М.: Мир, 1967.
3. Докембрий Канады, Ирландии, Британских островов и Шпицбергена / Под ред. К.Ранкамы. — М.: Мир, 1968.
4. Докембрийские железорудные формации Мира / Под ред. В.М.Григорьева. — М.: Мир, 1975.
5. Докембрий континентов. Северная и Южная Америка / Под ред. А.М.Матвеевой. — Новосибирск: Наука, 1976.
6. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В.Рундквиста, Ф.П.Митрофанова. — Л.: Наука, 1988.
7. Драгунов В.И. Транссибирский линеймент. Географический сборник. XV. Астропология. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 47—70.
8. Каминский Ф.В., Саблуков С.М. Нетрадиционные месторождения алмазов. — М., 2002.
9. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.М.Козловского. — М.: Недра, 1984.
10. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
11. Мельников О.А. Ротационный режим планеты Земля // Закономерности строения и эволюции геосфер. — Хабаровск, 2004. С. 190—199.
12. Наливкина Э.Б. О закономерностях размещения оруденения в областях раннего докембрия / Металлогения докембрия. — Л., 1975.

13. *Наливкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. —М.: Недра, 1977.
14. *Наливкина Э.Б.* Два типа зеленокаменных поясов докембрия // Зеленокаменные пояса древних щитов. —М.: Наука, 1982. С. 47—54.
15. *Наливкина Э.Б., Смыслов А.А.* Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. —Л.: Недра, 1986.
16. *Наливкина Э.Б., Нехорошева А.Г.* Глубинное строение раннедокембрийской континентальной коры // Глубинные исследования недр СССР. МГК XXVIII сессия. —Л., 1989. С. 173—184.
17. *Наливкина Э.Б., Хахаев Б.Н.* Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. —С-Пб., 1995.
18. *Наливкина Э.Б.* Эволюция раннедокембрийской земной коры. —С-Пб., 2004.
19. *Наливкина Э.Б.* Глобальные ротационные зоны континентальной земной коры // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 195—200.
20. *Пронин В.П., Лопатин Д.В.* Корреляция геофизических полей. —М., 1991.
21. *Ранний докембрий Балтийского щита / Глебовицкий В.А.* —С-Пб.: Наука, 2005.
22. *Ручкин Г.В.* Геология и методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. —М., 1978.
23. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). —Петрозаводск, 2005.
24. *Goodwin A.M.* Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. In 23-rd Internat. Geol. Congr. Sec. 1. Prague, 1968. P. 69—89.
25. *Goodwin A.M.* Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield // *Enon. Geol.* 68. 1973. P. 915—933.
26. *Kranck E.H.* Anorthosite and Rapakivi. U.S.Geology. 1967. Vol. 19. № 8. P. 93—94.
27. *Nalivkina E.B.* Deep structure of Early Precambrian continental crust (Kola superdeep well) // Deep drilling in crystalline bedrock. Springer Verlag. 1987. Vol. 2. P. 54—63.
28. *Nalivkina E.B.* Magmatism, metamorphism in evaluation of Early Precambrian earth's crust // Precambrian of Europe. Maegs 9. St.-Petersburg, 1995. P. 79.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 55(1/9):552.1

А.И.Гусев, Е.А.Дзагоева, Е.М.Табакаева, 2008

Геология, петрология и рудоносность Белокурихинского плутона Горного Алтая

А.И.ГУСЕВ, Е.А.ДЗАГОЕВА, Е.М.ТАБАКАЕВА (Бийский педагогический государственный университет им. В.М.Шукшина)

Гранитоиды Белокурихинского плутона площадью около 500 км² развиты в междуречье Ануй-Песчаная и включают более мелкие Осокинский, Сосновский, Точильный, Курановский штоки и восточную часть петротипического Белокурихинского массива одноименного очагового ареала (рис. 1). В составе белокурихинского комплекса выделяются три фазы внедрения: 1) меланограниты, гранодиориты; 2) биотитовые граниты; 3) биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты. По геологическим и геофизическим данным батолит имеет лакколитоподобную форму с толщиной тела порядка 2—3 км.

Меланограниты и подчиненные гранодиориты первой фазы слагают небольшие (общая площадь 1 км²) тела в приустьевой части руч.Спирина, прорывающие гранитоиды усть-беловского комплекса. Это средне-крупнозернистые порфировидные породы с вкрапленниками калишпата и слабозонального альбита (до 3—5 см), состоящие из микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, биотита сидерофиллит-антитового ряда (см. рис. 1) с повышенным содержанием TiO₂ и F (f 46—49%), роговой обманки (f 52%), акцессорных сфена, апатита, циркона и магнетита. В гранодиоритах отмечаются биотиты с более высокими концентрациями магния (а в гранитах — алюминия) и меньшими — магния (см. рис. 1). Основная масса гипидиоморфнозернистая с элементами мир-

мекитовой. Породы характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием K₂O (6%) над Na₂O (2,6%), высокой глиноземистостью, низкой известковистостью (0,18%). От гранодиоритов к гранитам уменьшаются содержания Sr, Ba, La, Pr, Nd, Sm, Gd, Ho, Er, Yb, Y, Zr, Nb, возрастают Rb, уменьшается PЗЭ, увеличивается европиевый минимум (от 2,1 до 0,9 г/т), возрастает степень фракционирования PЗЭ (Ce/Yb — 25—40). Химические составы пород комплекса приведены в табл. 1.

С породами фазы 1 ассоциированы дайки калиевых гранитов и лейкогранитов, прорывающие гранитоиды Сосновского массива и меланограниты. Это неравномернозернистые породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза и калишпата, редко округлого кварца, содержащие умеренно железистый (f 52—53%) биотит (в гранитах до 10% и лейкогранитах 4%), амфибол, акцессорные сфен, апатит, ортит, циркон и магнетит. Характерно резкое преобладание K₂O (в гранитах 6,6%, в лейкогранитах 6,4%) над Na₂O (2,7 и 2,8% соответственно). Состав биотитов гранитоидов попадает в область типа A₁ и в поля рудоносных гранитов (W, Мо и др.), которые перекрываются полем литий-тантал-ниобиевых (Li-F) гранитов (рис. 2).

Биотитовые порфировидные граниты второй фазы наиболее распространены в петротипическом

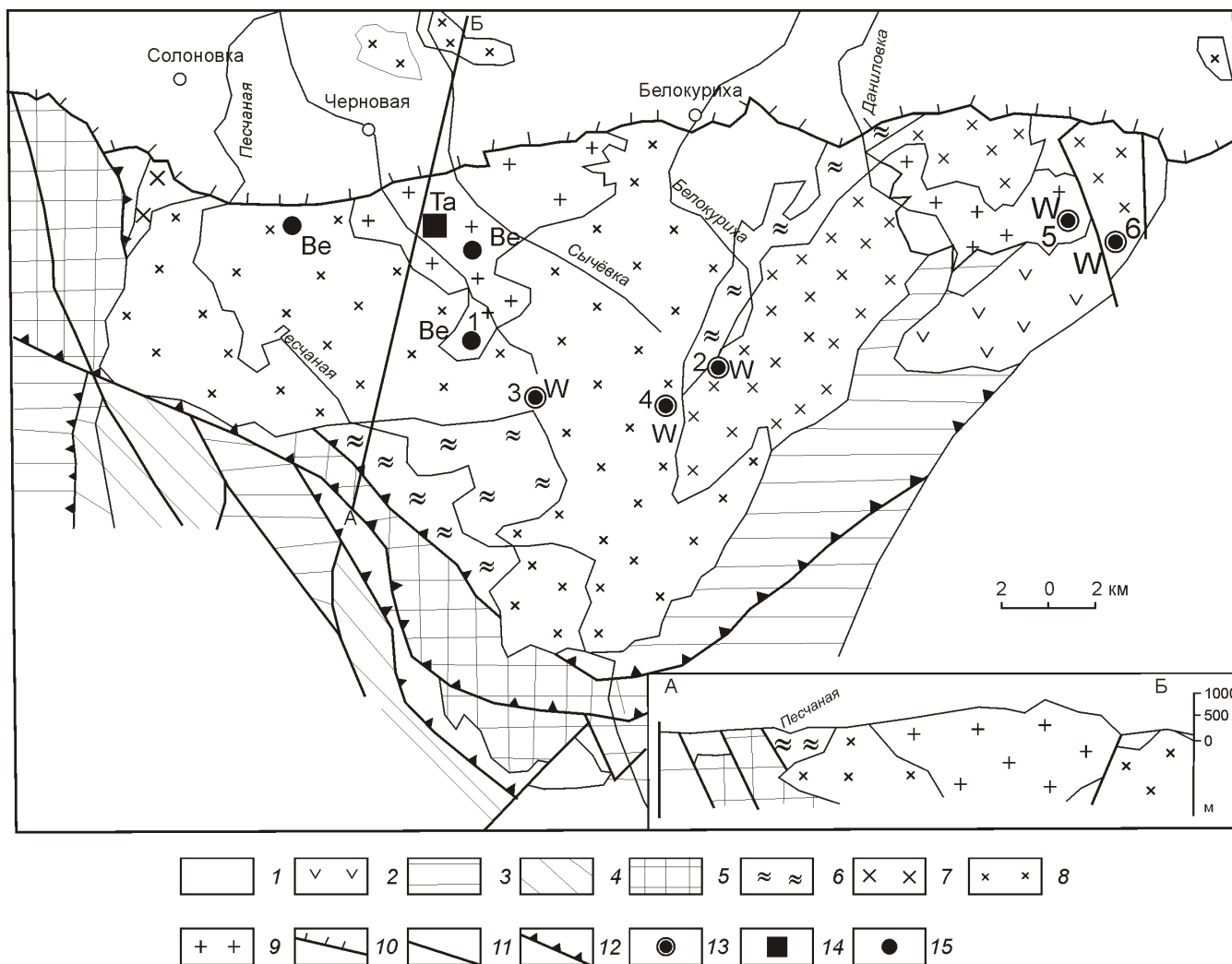


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Белокурихинского плутона:

1 — четвертичные образования; 2 — лавы и туфы андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацитов, риолитов, алевролитов, песчаников, конгломератов куяганской свиты (D_2); 3 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, органогенные известняки, гравелиты и конгломераты барагашской свиты (D_1); 4 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки чинетинской свиты (S_1); 5 — пестроцветные песчаники, алевролиты, филлиты, туфопесчаники, лавы и туфы основного и промежуточного составов, конгломераты, известняки, гравелиты песчанской свиты (C_2-O_1); 6 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма белокурихинского полиметаморфического комплекса (PR); 7 — гранодиориты усть-беловского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (D_3); белокурихинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый комплекс: 8 — гранодиориты, адамеллиты, граниты; 9 — граниты, лейкограниты Курановского, Осокинского и других штоков; 10 — граница Бийско-Барнаульской впадины; 11 — сбросы; 12 — надвиги; месторождения и проявления полезных ископаемых: 13 — кварцево-жильные и кварцево-грейзеновые вольфрам-молибденовые, 14 — пегматитовые тантал-ниобиевые, 15 — пегматитовые бериллиевые; месторождения: 1 — Курановское, 2 — Дмитриевское, 3 — Осиновское, 4 — Верхнебелокурихинское, 5 — Осокинское, 6 — Батунковское

Белокурихинском массиве. В структурно-тектоническом плане массив приурочен к одноименному аллохтону и фрагментарно прорывает тектонически сопряженные с ним карбонатно-терригенные отложения Ануйского блока. Он выделяется в гравитационном поле отрицательной аномалией с относительной амплитудой до 12 мГл и соответствующей ей в магнитном поле отрицательной региональной аномалией. Форма тела лакколитообразная, по результатам моделирования его мощность составляет 2—3 км, за

исключением корневой части (водораздел рек Сосновка и Белокуриха), где она превышает 10 км. В районе р. Баранча контакт массива круто падает на северо-запад, а в северо-западной краевой части полого погружается на восток.

Восточная часть массива сложена розовато-серыми порфировидными средне- и крупнозернистыми гранитами, в эндоконтакте наблюдаются мелкозернистые, относительно равномернозернистые разновидности, со шлирами переработанных боковых пород. Гра-

1. Представительные химические составы пород в массивах белокурихинского комплекса (главные компоненты в %, элементы в г/т)

Компоненты, элементы	Белокурихинский			Курановский		Осокинский		Точильный
	Гранодиорит 1 ф	Меланогранит 1 ф	Гранит 2 ф	Гранит 2 ф	Лейкогранит 3 ф	Лейкогранит 3 ф	Аплит, дайка	Лейкогранит 3 ф
SiO ₂	65,75	69,14	72,94	72,57	74,12	74,56	78,5	77,15
TiO ₂	0,96	0,47	0,22	0,25	0,13	0,16	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	14,85	14,96	14,38	13,68	13,56	13,90	12,34	12,55
Fe ₂ O ₃	2,76	1,56	0,96	1,2	0,78	0,69	0,12	0,48
FeO	2,63	1,67	0,78	1,02	0,81	0,72	0,16	0,52
MnO	0,12	0,13	0,12	0,05	0,10	0,05	0,13	0,04
MgO	1,45	0,78	0,26	0,41	0,36	0,18	0,03	0,14
CaO	3,18	1,98	0,33	1,23	1,32	0,70	0,35	0,44
Na ₂ O	2,95	2,64	2,72	2,82	2,78	2,83	2,85	2,11
K ₂ O	4,54	6,03	6,14	5,49	5,65	5,41	4,02	5,92
P ₂ O ₅	0,38	0,25	0,53	0,97	0,66	0,69	0,28	0,55
п.п.п.	0,36	0,15	0,12	0,10	0,08	0,06	0,04	0,04
	99,93	99,76	99,50	99,79	99,97	99,90	98,84	100,02
Li	48	49	132	134	61	80	13	60,7
Cs	4,2	4,5	14	16,1	6,6	9	6	6,29
Rb	158	167	438	272	242	285	513	243
Sr	345	336	127	156	14	16	13	16
Ba	765	721	265	381	6	23	21	6
La	57,3	54,2	32,1	37,81	4,5	5,2	7,4	4,5
Ce	87,1	86,2	70,8	83,2	12,1	12,5	17,3	11,1
Pr	2,5	2,4	2,1	1,9	0,98	0,97	0,86	1,1
Nd	38,7	37,4	29,5	30,4	5,2	10,6	11,5	4,42
Sm	6,63	6,52	5,81	4,51	0,98	1,2	3,5	0,97
Eu	1,55	1,59	0,61	0,82	0,46	0,48	0,08	0,46
Gd	5,6	5,3	4,52	4,68	0,83	0,49	4,8	0,81
Tb	0,65	0,61	0,68	0,70	0,13	0,16	1,02	0,14
Dy	2,5	2,3	2,1	1,9	0,89	0,85	0,88	0,89
Ho	0,31	0,29	0,25	0,24	0,19	0,21	0,20	0,19
Er	1,16	1,12	1,09	0,97	0,66	0,65	0,67	0,68
Tm	0,55	0,54	0,49	0,44	0,13	0,12	0,11	0,13
Yb	1,82	1,71	1,44	1,30	1,1	1,3	7,3	1,0
Lu	0,30	0,30	0,23	0,21	0,16	0,18	1,23	0,17
Y	23,3	22,5	20,8	23,2	4,8	5,8	115	4,8
Zr	176	189	138	134	45	38	40	45

Компоненты, элементы	Белокурихинский			Курановский		Осокинский		Точильный
	Гранодиорит 1 ф	Меланогранит 1 ф	Гранит 2 ф	Гранит 2 ф	Лейкогранит 3 ф	Лейкогранит 3 ф	Аплит, дайка	Лейкогранит 3 ф
Nb	33,2	34,4	27,3	29	15	19	167	15,1
Hf	6,3	6,2	4,5	5,4	2,7	2,8	5,5	2,62
Ta	0,7	0,9	2,2	2,1	2,2	2,1	21,3	2,22
Th	19,5	23,1	20,1	23,4	4	5	14	5
U	2,6	2,3	2,5	10,1	2	2	23	1,5
U/Th	0,13	0,10	0,13	0,43	0,5	0,4	1,64	0,3
La/Yb _N	32,5	31,75	22,1	23,4	4,5	4,4	1,1	4,4
Eu/Eu*	0,47	0,48	0,30	0,23	0,53	0,51	0,13	0,53
REE	191,4	188,3	145,2	162,4	27,3	43,7	54,1	25,9

Примечание. 1. Анализы выполнены в лаборатории ОИГГМ СО РАН (г.Новосибирск). 2. Отношения лантана к иттербию нормированы по хондриту. 3. ф — фаза.

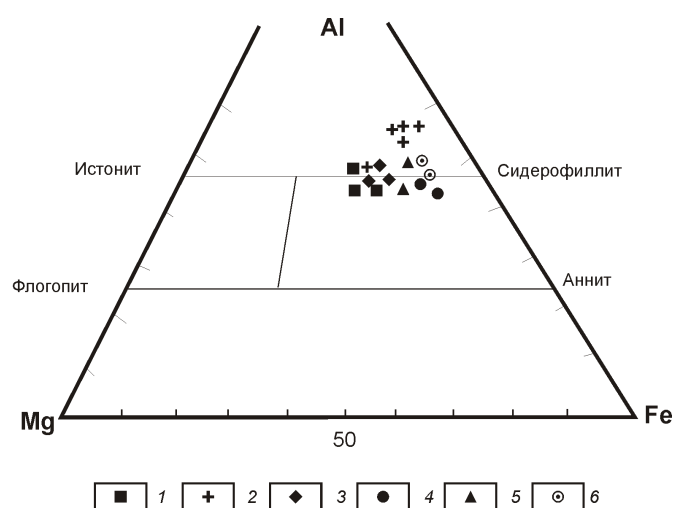


Рис. 2. Классификационная диаграмма Al—Fe—Mg для биотитов Белокурихинского массива:

породные типы Белокурихинского плутона: 1 — гранодиориты, 2 — граниты, 3 — лейкограниты; Курановский штот: 4 — граниты, 5 — лейкограниты; 6 — Осокинский штот — лейкограниты

ниты состоят из решетчатого микроклин-пертита (40—55%), слабозонального олигоклаза (20—30%), кварца (25—30%) и биотита (2—8%). Вкрапленники калишпата достигают по удлинению 5 см, часто характеризуются неоднородным пятнистым угасанием и тенями замещенных полисинтетических двойников плагиоклаза. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Породы характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием K₂O над Na₂O (4,7 и 2,9% при SiO₂ 72,5—72,9%), повышенной

окисленностью железа (Fe³/Fe² Fe³ 0,36), высокой глиноземистостью. По содержанию V, Co, Ni, Cr, Sr, Rb граниты относятся к стандартному типу, но повышенные концентрации Li (131 г/т) и Cs (13 г/т) приближают их к редкометалльным лейкогранитам плюмазового типа.

Лейкограниты и субщелочные лейкограниты третьей фазы слагают Осокинский и Точильный массивы, расположенные на водоразделе рек Даниловка и Поперечка. Реже они отмечаются в составе Белокурихинского массива. Осокинский массив представляет собой тело неправильной формы, вытянутое в широтном направлении (25 км²), прорывающее гранитоиды усть-беловского комплекса, кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя, терригенно-карбонатные и вулканогенные образования девона и гранитоиды первой фазы. Контакты пологие, извилистые с апофизами и ксенолитами вмещающих пород. В центральной части массива наблюдается останец гранодиоритов усть-беловского комплекса (1 км²), отвечающий Макарьевской магнитной аномалии (скважинами в гранодиоритах выявлена вкрапленность магнетита до 3%). Контактные изменения наиболее широко (от первых сотен метров до 1—2 км) проявлены в отложениях девона, обрамляющих массив с юга и востока. Роговики амфибол-роговиковой фации подразделяются на биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-плагиоклазовые и кварц-эпидот-актинолитовые разности массивной, пятнистой и пятнисто-сланцеватой текстуры. В известняках отмечаются гранатовые, пироксен-гранатовые и везувиан-пироксеновые скарны.

Лейкограниты и умеренно-щелочные лейкограниты — розовато-серые средне-крупнозернистые биотитовые, реже мусковит-биотитовые порфировид-

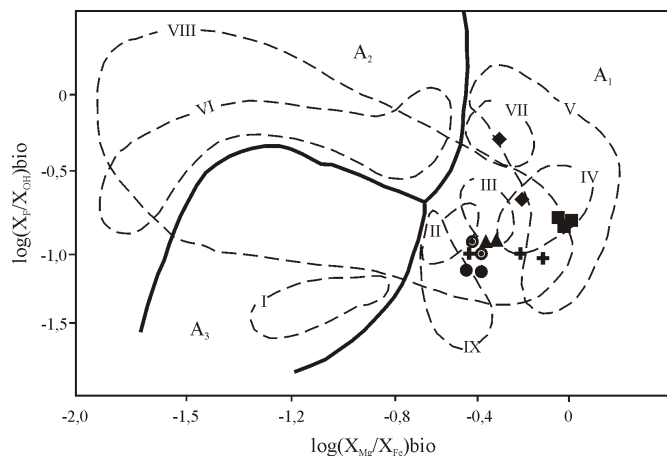


Рис. 3. Классификационная диаграмма составов слюд группы биотита—флогопита в координатах Al—Fe—Mg:

поля гранитоидов [3]: A₁ — внутриконтинентальных рифтов, активных и трансформных континентальных окраин, горячих точек и мантийных плюмажей; A₂ — постколлизийных обстановок; A₃ — активизации кратонных стадий древних платформ; поля биотитов рудоносных гранитоидов [3]: I — олова, II — олово-вольфрамовых, III — вольфрамовых, IV — вольфрам-молибденовых, V — молибденовых, VI — тантал-ниобиевых, VII — свинцово-цинковых жильных, VIII — литий-тантал-ниобиевых (литий-фтористых гранитов), IX — золоторедкометалльных; см. услов. обозн. к рис. 2

ные и равномернозернистые породы, состоящие из решетчатого микроклина (35—50%), олигоклаз-андезина № 18—32 (15—30%), кварца (25—30%), биотита (1—5%), мусковита (1—2%), вторичных альбита, мусковита, серицита, хлорита, акцессорных (в г/т): апатита (3,5), циркона (7), магнетита (463) и сфена. Биотиты лейкогранитов всех массивов отличаются меньшей магнезиальностью (см. рис. 1). Мусковит отмечается в двух генерациях: постмагматический мелкошешуйчатый, развивающийся по спайности в калишпате, и первично магматический — в крупных кристаллах, находящихся в равных структурных взаимоотношениях с биотитом. Вкрапленники микроклина (5—7 см) составляют до 28% объема породы, содержат многочисленные включения биотита, кварца, плагиоклаза. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Породы характеризуются высокой и повышенной щелочностью с заметным преобладанием K₂O над N₂O (соответственно 4,6 и 3,0%; 5,2 и 3,2% при SiO₂ 74,4 и 74,7%), высокой глиноземистостью и апатитностью (0,8), низкой известковистостью (0,08). Для них характерны низкие содержания (в г/т) сидерофильных элементов (Co — 5, Cr — 50, Ni — 20), резкое снижение концентраций Sr и Rb по сравнению с другими породами комплекса, обогащение LIL элементами (в г/т): Rb 197, Li 80, Th 39, U 10,5, а также легкими лантаноидами (Ce/Yb 13,2) при PЗЭ 6,6. Дефицит европия обусловлен

фракционированием плагиоклаза в ходе кристаллизационной дифференциации магмы; Rb/Sr изменяется от 2,05 до 4,34.

В целом для гранитоидов Белокурихинского массива от ранних фаз к поздним происходит закономерное снижение концентраций европия, где в конечных фазах наблюдается U-образный спектр распределения PЗЭ, вызванный фракционированием плагиоклаза в расплаве. В ранних фазах массива аномалия европия не отмечается. И только в более поздних фазах просматривается слабая негативная аномалия европия (рис. 3). Одновременно наблюдается снижение отношений легких PЗЭ к тяжелым (La/Yb_N) от 32,5 до 22,1 (см. табл. 1) при параллельном снижении уровней концентраций PЗЭ. Такое поведение лантаноидов в Белокурихинском массиве, вероятно, связано с особенностями флюидного режима и влиянием тетрадного эффекта при дифференциации [4].

Для проверки возможного проявления тетрадного эффекта при фракционировании PЗЭ в расплаве глубинного очага Белокурихинского массива проведены расчеты по методике В.Ирбер [4]. Исходные данные для таких расчетов и значения тетрадного эффекта приведены в таблицах 1 и 2.

Анализ табл. 2 показывает, что значения TE_{1...3} в породах Белокурихинского массива возрастают от 1,22 в гранитах до 1,62 в лейкогранитах фазы 2. Сравнение частных величин Y/No, Eu/Eu*, Sr/Eu, La/Lu для пород Белокурихинского массива с таковыми для хондрита однозначно указывает на значительный фракционированный эффект распределения PЗЭ в эволюции глубинного очага. Значения TE_{1...3}, превышающие величину 1,10, надежно указывают на проявление тетрадного эффекта в распределении PЗЭ [4]. Отмечается закономерное увеличение значений тетрадного эффекта с увеличением содержаний фтора в биотитах и породах, Y/No, Zr/Hf и одновременным уменьшением Eu/Eu*, Sr/Eu, La/Lu (см. табл. 2).

В гранитоидах широко проявлены аутометасоматические изменения. Апограниты тяготеют к краевым и апикальным частям юго-восточного эндоконтакта. Это светло-серые средне- и мелкосреднезернистые породы, состоящие из альбита № 7—9 (60%), кварца (до 45%) и мусковита (до 10%) с тем или иным количеством микроклина, прожилковидного турмалина, реже граната, флюорита и шеелита. Среди этих пород развиты зоны грейзенизации, а в районе Батунковского вольфрамового месторождения — грейзены мусковит-кварцевого состава с турмалином, флюоритом (до 10%), бериллом, гранатом.

В северо-восточном экзоконтакте массива, сложенном кристаллическими сланцами протерозоя, широко развиты дайки аплитов, линзо- и жилообразные пегматиты, образующие рой тел различной мощности и длины. В центральных частях некоторых пегматитов развиты кварц-слюдистые грейзены, иногда с минерализацией сульфидов, берилла и колумбита.

Формирование комплекса происходило в мезоабиссальных условиях. На это указывают: широкое

2. Отношения некоторых редкоземельных элементов и значения тетрадного эффекта в породах Белокурихинского массива

Параметры	Белокурихинский массив			Курановский шток		Осокинский шток		Точильный шток	В хондри-те
	Гранодиорит	Мелано-гранит	Гранит 2 ф	Гранит 2 ф	Лейкогранит 3 ф	Лейкогранит 3 ф	Аплит	Лейкогранит 3 ф	
Y/Ho	75,1	77,6	83,2	96,6	25,3	27,6	575	25,3	24,6
Zr/Hf	27,9	30,38	30,67	24,8	16,67	13,57	7,27	17,17	47,3
Eu/Eu*	0,47	0,48	0,30	0,23	0,53	0,51	0,13	0,53	0,27
Sr/Eu	222,6	211,3	208,2	190,2	30,4	33,3	162,5	34,8	83,4
La/Lu	191,0	180,7	139,6	180,0	28,1	28,9	6,0	26,5	9,55
TE _{1...3}	—	—	1,22	1,26	1,55	1,62	1,59	1,54	—

Примечание. 1. TE_{1...3} — тетрадный эффект, по [4]. 2. Eu/Eu* (Sm_N Gd_N)/2.

развитие крупнозернистых порфировидных разновидностей с мегакристаллами микроклина, обилие пегматитов, отсутствие зон закалки и мощные контактовые ореолы амфибол-роговиковой фации. Наименьшим эрозионным срезом обладает Осокинский шток, в пределах которого наблюдаются останцы кровли.

Согласно новой шкале геологического времени среднетриасовый возраст белокурихинского комплекса устанавливается на основании определений U-Pb методом по цирконам из гранитов второй фазы 233 ± 12 млн.лет. По валовой пробе из всех разновидностей гранитоидов первой фазы Rb-Sr метод дает 237 ± 4 млн.лет [2], возраст лейкогранитов Курановского и Осокинского штоков 236 ± 3,3 млн.лет [5].

Вещественный состав и условия залегания гранитоидов типичны для гранит-лейкогранитовой форма-

ции (пералюминиевые А-граниты) [2]. С породами заключительной фазы связаны жильные и кварцево-грейзеновые месторождения вольфрама, проявления молибдена. К жильным пегматитам приурочены проявления бериллия, лития и тантал-ниобиевая минерализация. Параметры флюидного режима гранитоидов приведены в табл. 3.

P-T условия кристаллизации гранитоидов свидетельствуют о том, что в начальных фазах становления Белокурихинского массива (гранодиориты, граниты) температуры кристаллизации были относительно повышенными (790—760 °C) при максимально низких концентрациях фтора в магматогенных флюидах и их низкой восстановленности. Для биотитов этих гранитоидов характерны пониженная железистость и повышенная глиноземистость. В структу-

3. Некоторые параметры флюидного режима гранитоидов и пегматитов белокурихинского комплекса

Породы	<i>T</i> , °C	Lg <i>f</i> O ₂	<i>K</i> _{вос}	<i>f</i>	<i>I</i>	Al _{VI}	M _{HF}
<i>Белокурихинский массив</i>							
Гранодиориты	790	1,0	0,03	55,3	30,2	0,04	0,0068
Граниты	760	1,8	0,04	61,7	31,4	0,05	0,013
Лейкограниты	730	2,0	0,07	60,0	19,0	0,04	0,082
Пегматиты	540	13,8	0,39	64,3	17,8	0,23	0,521
<i>Курановский шток</i>							
Граниты	650	4,5	0,04	66,0	25,0	0,39	0,061
Лейкограниты	640	4,8	0,06	64,0	23,0	0,35	0,087
<i>Осокинский шток</i>							
Лейкограниты	660	0,5	0,03	65,0	24,0	0,34	0,014

Примечание. *T*, °C — температура кристаллизации; Lg *f*O₂ — логарифм фугитивности кислорода; *K*_{вос} — коэффициент восстановленности флюидов; *f* — железистость биотита; *I* — глиноземистость биотита; Al_{VI} — алюминий в октаэдрической позиции в структуре биотита; M_{HF} — концентрации плавиковой кислоты во флюиде (в моль/дм³) по [1].

ре биотитов наблюдаются низкие показатели алюминия октаэдрической координации (см. табл. 3). Общие давления в период солидуса ранних фаз гранитоидов не превышали 1—3 МПа (по соотношению Al_{IV} и Al_{VI} в роговой обманке гранодиоритов и меланогранитов). В целом породы Белокурихинского ареала кристаллизовались в чрезвычайно окислительных условиях и их солидус был выше магнетит-гематитового буфера (рис. 4).

Умеренно-щелочные граниты и лейкограниты Осокинского и Курановского штоков кристаллизовались при значительно более низких температурах (640—660 °C). В магматогенных флюидах лейкогранитов значительно более высокие концентрации плавиковой кислоты, которая, вероятно, и ответственна за снижение температуры солидуса этих пород, а также потенциальной рудоносности. Известна высокая роль фтористых лигандов и комплексов в переносе таких металлов как W, Mo, Be, Rb и др. Для биотита характерны высокие концентрации алюминия октаэдрической координации (Al 0,34—0,39). В отличие от них в биотитах лейкогранитов Белокурихинского массива наблюдается дефицит такого алюминия (Al до 0,04). Еще больший дефицит октаэдрического алюминия наблюдается в пегматитах, в которых произошла контрастная инверсия восстановленности флюидов (Al 0,39). В них же на порядок увеличилась концентрация гафния во флюидах. Лейкограниты Осокинского массива кристаллизовались при самых высоких окислительных условиях (см. рис. 4).

Обсуждение результатов и выводы. Приведенные результаты свидетельствуют о том, что эволюция становления магматических образований Белокурихинского плутона протекала в сложных условиях при из-

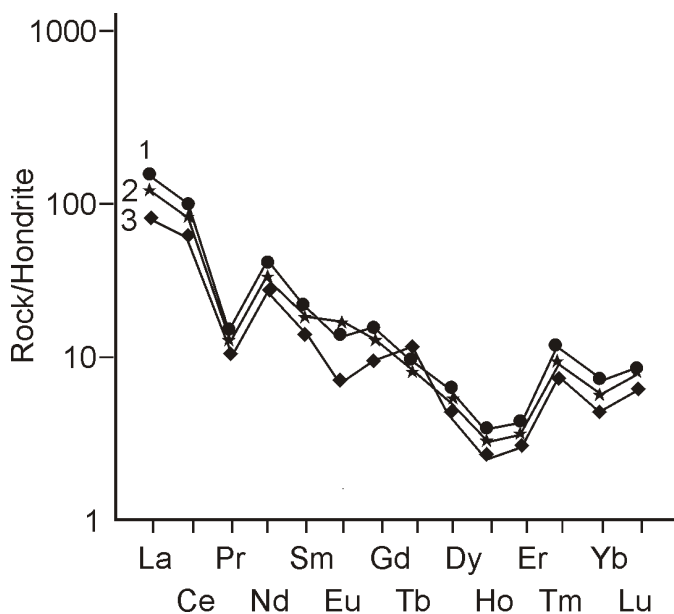


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах Белокурихинского массива:

1 — гранодиориты; 2 — меланограниты; 3 — граниты фазы 2

меняющихся параметрах флюидного режима магматогенного этапа. Температуры солидуса кристаллизации всех разновидностей пород были выше магнетит-гематитового буфера при сильно окислительных условиях. По С.Ишихара, гранитоиды Белокурихинского плутона и штоков относятся к магнетитовой серии. Изменение концентраций летучих компонентов, и в первую очередь фтора, играло важную роль в процессах дифференциации глубинного магматического очага. Ранее установлено, что гранитоиды Белокурихинского массива и ассоциирующих с ним штоков (Курановский, Осокинский, Точильный) относятся к пералюминиевым гранитоидам с характерным редкометалльным оруденением [3]. В таких гранитоидах эволюция становления массивов и их петрологическая особенность сопровождаются процессами фракционирования минералов и редкоземельных элементов [4] с отчетливо проявленным тетрадным эффектом фракционирования лантаноидов. По мнению авторов публикации, это связано с особенностями взаимодействия расплав—флюид в процессе дифференциации. По данным исследований, становление Белокурихинских гранитоидов сопровождалось активными процессами изменения флюидного режима при существенно окислительных условиях и нарастании концентраций и активности гафния в магматогенных флюидах. Прямая корреляция содержания фтора в расплавах с величиной тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в эволюционном тренде от гранодиоритов первой фазы к гранитам и лейкогранитам заключительной фазы указывает на важную роль фтор-комплексов в процессах фракционирования РЗЭ и дифференциации расплавов. Резкая смена окислительно-восстановительных условий флюидного режима произошла во время формирования пегматитов, доминирующая масса которых сосредоточена в северной части Белокурихинского плутона. Такая комбинация процессов фракционирования и трансформации флюидного режима привели к формированию редкометалльного оруденения, где важную роль играют W, Mo, Be, Rb, Ta, Nb, U. В целом образование всех пород Белокурихинского плутона происходило в условиях, близких к высокофтористым системам (рис. 5) типа Акчатау в Казахстане, характеризующихся высокой продуктивностью оруденения [1]. Положение пегматитового роя на севере массива трассирует область наиболее мощного потока фтористых флюидов, указывая однозначно на значительные перспективы этой полосы Белокурихинского массива. Повышенная восстановленность флюидов при формировании пегматитов и открытость системы по фтору и другим летучим компонентам указывают на подток трансмагматических флюидов мантийного происхождения. Наличие в этой части массива пологих надвигов и относительно мощный линейный ареал флюидопотока, обогащенного фтором, при оптимальных параметрах геологической среды могли создать условия для образования концентрированного оруденения редких металлов не только пегматитового промышленного типа. Не меньшими перспективами обладает юго-восточная часть Белоку-

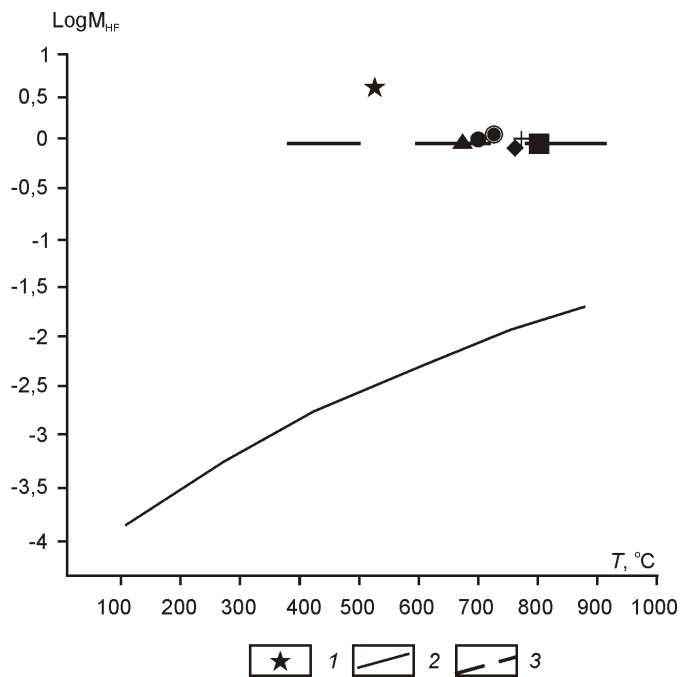


Рис. 5. Диаграмма $\text{Lg}M_{\text{HF}}-T, C$ для гранитоидов и пегматитов Белокурихинского плутона:

1 — пегматиты; тренды: 2 — низкофтористый, 3 — высокофтористый по [1]; см. услов. обозн. к рис. 2

рихинского плутона, инъецированная поздними штоками лейкогранитов, характеризующимися также аномальными параметрами флюидного режима. Кроме того, в юго-восточной части плутона имеются куполовидные выступы, в которых отмечаются повышенные концентрации флюидов с ведущей ролью фтора. В этой части плутона имеются месторождения и многочисленные проявления грейзенового и жильного типов, а в экзоконтакте и скарны с вольфрамом и молибденом.

Наиболее значимыми рудными объектами, связанными с поздними фазами становления Плутона, являются Осиновское и Курановское месторождения.

Осиновское месторождение находится в верховьях р.Осиновка, правого притока р.Песчаная. Месторождение открыто в 1940 г. геологами И.П.Коропцом и И.С.Дубинкиным. Оно было разведано с поверхности и сдано в эксплуатацию. Разрабатывалось с 1941 по 1954 гг. старательской артелью. Месторождение расположено среди порфировидных гранитов южной части Белокурихинского массива и приурочено к региональной широтной тектонической зоне шириной около 800 м, которая фиксируется многочисленными аплитовыми дайками, пегматитовыми телами, полосами грейзенизированных пород и кварцево-вольфрамитовыми жилами и прожилками двух генераций. Всего в зоне вскрыто 70 параллельных кварцевых жил и еще большее число полос грейзенизации. Преобладающая масса жил при субширотном простирании падает на север под углами 40—80° и только отдельные апофизы крупных жил имеют кру-

тое южное падение. По простиранию жилы прослеживаются на расстояние от нескольких метров до десятков и даже сотен метров при мощности до 0,6 м. Расстояние между жилами, образующими иногда кулисы, колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. С глубиной намечается тенденция концентрации мелких жил и прожилков в отдельные пучки или свиты жил. На месторождении выделяются две генерации кварцевых жил с вольфрамитом. Ранние жилы выполнены мелко-и среднезернистым светло-серым кварцем, тонко рассланцованным на субпараллельные плитки и содержащим мелкокристаллическую вкрапленность зеленоватой слюдки, флюорита, калиевого полевого шпата, вольфрамита и очень редко пирита, шеелита, молибденита, висмутита. В поздних жилах кварц крупнокристаллический, стекловатый, с друзовыми пустотками, в которых встречаются мелкие кристаллы дымчатого кварца. Рудная минерализация представлена в этих жилах более крупнокристаллическим (до 10—15 см длиной и гнездами до 20—30 см) вольфрамитом, и реже шеелитом, висмутином, пиритом, халькопиритом, иногда молибденитом. В отдельных искусственных шлихах из грейзенов установлен берилл. В незначительных количествах присутствует в виде отдельных зерен и их скоплений фиолетовый, розовый и бесцветный флюорит. Гематит находится в тесной ассоциации с вольфрамитом, образуя в нем тонкие пластинчатые включения. Основное значение на Осиновском месторождении имела жила Главная протяженностью 700 м и средней мощностью 0,19 м с содержанием триоксида вольфрама WO_3 0,75%, отработанная по падению на 90 м. Остальные жилы характеризуются малой мощностью (редко превышающей 5 см), густым расположением, частым слиянием и расщеплением. Это позволило определить структуру рудного поля как линейно-штокверковую протяженностью 800 м и шириной 50 м и рассчитать прогнозные ресурсы WO_3 кат. Р₁ 36 000 т. Запасы WO_3 по Осиновскому месторождению по категориям В С₁ составили 295,3 т, а по кат. С₂ — 2450 т.

Курановское месторождение находится в верховьях руч.Куранов, левого притока р.Черновая в 700 м от его устья. Впервые бериллиевое оруденение на участке было установлено геологами Дмитриевской партии в 1952—1953 гг. Поверхность месторождения изучена довольно детально канавами и траншеями через 20—50 м (магистральные канавы длиной до 300 м). Пробурено 6 наклонных скважин колонкового бурения глубиной 80—160 м с целью оконтуривания тела лейкократовых гранитов. Площадь месторождения сложена лейкократовыми слабогрейзенизированными гранитами третьей фазы белокурихинского комплекса, который в виде штока размером 150 200 300 м размещается среди основной массы биотитовых порфировидных гранитов массива. Бериллиевое оруденение на участке расположено в пределах штока лейкократовых гранитов и сосредоточено в пегматитовых телах различной мощности и

формы, в штокверке кварцевых прожилков и в интенсивно грейзенизированных гранитах. По результатам поисково-оценочных работ выделено четыре рудных тела, три из которых расположены в южной части штока (участок 1) в пределах штокверковой зоны. Штокверк представляет собой густую сеть субширотных и субмеридиональных кварцевых жил и линзочек (до 50 штук на 1 пог. м). Концентрация берилла приурочена преимущественно к местам их пересечения. Кроме берилла прожилки содержат флюорит, молибденит, танталит. По результатам опробования рудные тела характеризуются следующими параметрами: I — длина 149 м; мощность 4,6 м; среднее содержание BeO 0,055%; II — 75 м; 3,8 м; 0,07%; III — 70 м; 3,8 м; 0,057%. Общие запасы BeO по ним составляют по категориям C₁ — 49,8 т, C₂ — 49,8 т. Жильные пегматитовые тела имеют мощность от 0,01 до 2 м, по простиранию прослеживаются на 20—30 м и расположены кулисообразно. Простирание субширотное, падение пологое (10—38°), они сложены стекловидным кварцем с включениями полевого шпата. Берилл присутствует в виде неравномерной вкрапленности кристаллов зеленовато-голубого цвета, длиной от долей миллиметра до 5 см. Четвертое рудное тело расположено в северо-западной части штока (участок 2) и приурочено к наиболее

крупной линзе пегматита. Берилл тяготеет к границе кварцевого ядра. Мощность рудного тела составляет 1,5 м, по простиранию оно прослежено на 50 м, по падению — на 11 м. По результатам опробования среднее содержание BeO 0,088%. Подсчитаны прогнозные ресурсы кат. P₁ четырех разведанных рудных тел до глубины 300 м, составившие 650 т BeO, в т.ч. 99,6 т категорий C₁ C₂.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. 2002. Т. 10. № 6. С. 630—644.
2. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 715—729.
3. Гусев А.И. Пералюминиевые гранитоиды Горного Алтая: петрология и рудоносность // Природные ресурсы Горного Алтая. 2004. № 1. С. 33—35.
4. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. P. 489—508.
5. Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev C.N. et al. Geology, Magmatism and Metamorphism of Western Part of Altai-Sayan Fold Region: Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Novosibirsk, 2001.

УДК 553.411 (470.2)

Н.Д.Малов, 2008

О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита

Н.Д.МАЛОВ (СЗ ГГП «Севзапгеология»)

В Карелии 270 лет назад был открыт первый Воицкий золотой рудник, давший 74 кг металла. С тех пор новых промышленных золоторудных месторождений выявлено не было, но в разных геологических обстановках неоднократно фиксировались многочисленные золотопроявления [7, 28, 32, 37, 46, 47] (И.В.Барканов, А.Д.Дайн, В.В.Ушков и др.). Поэтому проблема золотоносности Карело-Кольского региона постоянно привлекала внимание отечественных геологов. В последнее время этот интерес вновь обострился в связи с открытием ряда промышленных месторождений в соседних странах Фенноскандии и ростом мировых цен на золото. К настоящему времени уточнены специализированные минерагенические карты (А.В.Булавин, А.Г.Леонтьев, В.А.Коровкин, А.М.Ахмедов), определена рудоконтролирующая роль различных геологических факторов (В.А.Глебовицкий, Ю.Б.Богданов, С.И.Рыбаков, В.Н.Кожевников, Б.Ю.Астафьев), разработаны геохимические и геофизические критерии прогноза (А.Г.Марченко, А.С.Гришин.), предложены геолого-промышленные классификации рудопоявлений (Г.В.Ручкин, С.И.Рыбаков, Л.В.Кулешевич, В.В.Ушков), оценены прогнозные ресурсы золота на

Кольском полуострове и в Карелии (В.А.Коровкин, А.М.Ахмедов, В.П.Михайлов), геологами Карелии и ВСЕГЕИ в 1994—1995 гг. была разработана геологоразведочная программа «Золото Карелии» [4]. Следует подчеркнуть, что исследователи оказались единодушными в благоприятной оценке перспектив золотоносности региона [4, 8, 14, 21, 41, 44 и др.].

Вместе с тем результаты отечественных геологоразведочных работ последних лет не внушают оптимизма — здесь выявлены лишь малозначительные золотопоявления, тогда как в соседней Финляндии, например, только за сопоставимый период (с конца 1980-х годов) было открыто 140 золотоносных объектов, из которых 10 месторождений обеспечили прирост промышленных запасов золота в количестве 164,3 т [15]. Причины низкой эффективности геологоразведочных работ в Карело-Кольском регионе нередко объясняются недостаточным текущим финансированием. Однако исторически весьма продолжительный (в Карелии почти 3-вековой) период малоуспешных золотопоисковых работ убеждает скорее в слабой обоснованности использованных прогнозных предпосылок.

Действительно, критический анализ накопленной информации выявляет ряд нерешенных принципов

альных вопросов геологии золота в восточной части Балтийского щита. К их числу относятся неопределенность минерогенического статуса Карело-Кольского региона (и Балтийского щита в целом) как золотопромышленных территорий, отсутствие конкретизации особенностей возрастной и пространственной неравномерности размещения золотоносных объектов в регионе, неясность фактических причин контрастности минерогенической продуктивности Карело-Кольского региона и остальной части Балтийского щита и, наконец, необходимость обоснования эффективных направлений геологоразведочных работ на золото в регионе. Рассмотрим пути решения этой проблемы.

Минерогенический статус золотоносных территорий Балтийского щита показан в табл. 1, из которой видно, что суммарные выявленные запасы золота на Балтийском щите оцениваются приблизительно в 850 т. Это существенно меньше величины установленных запасов в типичных золоторудных провинциях раннего докембрия, для которых характерно наличие крупных рудных полей и месторождений с запасами золота до 1—3 тыс. т и (например, рудные поля Поркьюпайн дали более 1800 т, в т.ч. только два месторождения Ред Лейка Кэмпбелл и Диккинсон — 436 т [13, 30]. Геолого-экономическую ситуацию в Карело-Кольском регионе мало меняет привлечение перспективной оценки золотой минерализации, особенно если учесть весьма небольшую надежность ресурсов кат. Р₃, составляющих чуть более половины (54%) приведенной прогнозной величины. Отметим также, что золото, выявленное в ряде месторождений Финляндии и Швеции, квалифицируется как попутное [30].

С учетом изложенного представление о принадлежности Балтийского щита, в частности Карело-Кольского региона, к высокоперспективным золоторудным территориям является некорректным. Вероятно, правильнее именовать Балтийский щит золотоносной областью, а Карело-Кольский регион — ее потенциально золотоносным районом.

1. Золоторудный потенциал стран Фенноскандии [15, 24 и др.]

Показатели, т	Карело-Кольский регион	Финляндия	Швеция
Выявлено запасов золота (добыча и разведка до промышленных категорий)	2,4	216,6	630,4
Запасы золота категории С ₂	19,1	—	—
Прогнозные ресурсы категорий Р ₁ Р ₂ Р ₃	836, в т.ч. 54% наименее надежной категории Р ₃	—	—

Возрастная и пространственная неравномерность размещения золотоносных объектов. Согласно работе [44], применительно к золоту и его спутникам в раннем докембрии выделяются две группы главных типов рудоносных структур и связанного с ними оруденения: 1) архейская гранит-зеленокаменных областей и зеленокаменных поясов (Au, Ni, Cu, Pb, Zn, Fe, Mn); 2) протерозойская рифтогенных (проторогенных) прогибов (Au, U, Cu, Fe, V) и рифтов (Cr, Pt, Au, Sn).

Известно несколько схем минерогенического районирования территории региона в целом [14], Карелии [3], Кольского полуострова [6]. Степень перспективности выделяемых потенциально перспективных площадей определяется А.М.Ахмедовым с соавторами [3] по наличию узлов пересечения протяженных зон приразломных средне- и низкотемпературных метасоматитов, нередко связывающих разновозрастные (архейские и протерозойские) минерализованные этажи.

Для региона разработано несколько классификаций золотопроявлений [3, 6, 14, 18, 22, 37, 41 и др.]; (Н.М.Саморуков, И.Н.Рундквист, Н.Н.Боровков, 1985). Нередко в них различаются две прогнозно-значимые группы объектов — собственно золоторудные (золотокварцевые, золотосульфидно-кварцевые и кварцевых конгломератов) и золотоносные обычно полиметалльные, в которых попутное золото ассоциирует с Cu, Co, Ni, Pt, U или V. Те и другие реальной экономической ценности не представляют за исключением разрабатываемых медно-никелевых месторождений габбро-верлитов Печенги с убогим золотым оруденением (среднее содержание Au 0,04 г/т), дающих ежегодно Au 100 кг, и, возможно, некоторых предварительно оцененных рудопроявлений в слабо-золотоносных расслоенных базит-гипербазитовых интрузиях рифтов (Au 0,12 г/т) и ураново-благороднометалльно-ванадиевых руд зон складчато-разрывных деформаций (0,21 г/т). Следует обратить внимание на отсутствие в Карело-Кольском регионе промышленных месторождений золотосодержащих руд колчеданной (Cu-Zn, Cu-Zn-Pb) формации, составляющих промышленное ядро золоторудного потенциала зарубежных свекофеннид. Далее в данной публикации будет показано, что это связано с особыми структурно-петрологическими условиями формирования земной коры и мантии в разных частях щита.

В региональной металлогении золота не решена проблема возрастной индентификации рудоносных объектов, вследствие чего отсутствует согласованный взгляд на эволюцию продуктивности золотой минерализации в докембрии. Это касается прежде всего установления принадлежности конкретных регенерированных или вновь возникших золотопроявлений к свекокарелию или свекофеннию. Зачастую этот вопрос решается интуитивно ввиду практического отсутствия надежных изотопных датировок возраста оруденения Re-Os, U-Pb и другими методами.

С геохронологической точки зрения может быть принят следующий возрастной ряд формирования зо-

лотой минерализации в докембрии Карело-Кольской части Балтийского щита: лопийский этап в связи с золотоматеринскими зеленокаменными поясами [11] 2,9—2,7 млрд.лет; свежикарельский этап проявления рифтогенных расслоенных базит-гипербазитовых интрузий 2,45—2,43 млрд.лет, формирование золотоносных кварцевых конгломератов в эпикратонных впадинах 2,44—2,28 млрд.лет, предсвекофеннский (2,1—1,97 млрд.лет) и свекофеннский (1,95—1,7 млрд.лет) этапы тектоно-магматической активизации и становления золотоносных медно-никелевых габбро-верлитов Печенгского типа, стандартных золотоносных кварцевых жил (с сульфидами, реже карбонатами) и поздних рудных метасоматитов зон складчато-разрывных деформаций Прионежья [16, 23, 27, 28, 34, 40, 41, 47 и др.]; (Н.М.Саморуков, И.Н.Рундквист, Н.Н.Боровко, 1985; В.В.Ушков, В.С.Шибко, 1982).

Нетрудно видеть, что основные из приведенных возрастных рубежей — 2,7; 2,3—2,5; 2,1—1,7 млрд.лет отвечают глобальным эпохам реювенации Д.В.Рундквиста [33], проявленным вследствие периодической тектоно-термальной активизации литосферы.

В связи с обсуждением вопросов перспектив золотоносности Карело-Кольского региона в специальной литературе часто неправомерно допускается аналогия металлогенических условий разных частей Балтийского щита [например, 3, 4, 8, 13 и др.]. Однако такое допущение противоречит геологической специфике сопоставляемых территорий. Проиллюстрируем это соображение ландшафтной и рудно-геохимической характеристиками.

Рельеф территории Балтийского щита отличается направленным понижением высот от горно-холмистой местности Скандинавского нагорья в Швеции через возвышенную и избирательно заболоченную холмистую область Финляндии к холмистой низинной равнине Карелии. Возвышенные участки обрамляются зонами заболоченных понижений вокруг крупных морских и озерных акваторий. Наибольший диапазон колебаний высотных отметок территории в рудных районах превышает 1500 м (при средних минимальных высотах над уровнем моря 10 м). Поэтому наблюдаются закономерные вертикальные вариации запасов драгоценных и цветных металлов-индикаторов глубины эрозионного среза, что непосредственно вытекает из системы В.Х.Эммонса [26, 45]. По мере углубления уровня эрозионного среза с запада на восток последовательно снижается величина рудной продуктивности комплексов (табл. 2).

Представляется, что ограниченные величины промышленных запасов Au, Zn, Sn и некоторых других металлов в Карело-Кольском регионе, вероятно, связаны и со слабой продуктивностью мантийных рудогенерирующих очагов в данной зоне Балтийского щита. Однако по сидерофильным Co и Ni глубокие горизонты региона выделяются большими запасами, что отвечает уровню возрастающей концентрации основных—ультраосновных рудоконтролирующих комплексов.

В связи с изложенным целесообразно рассмотреть особенности пространственной локализации золота в регионе. Следует отметить неравномерность его размещения при примерно однородной геологической изученности территории — в Кольской части золотоносных объектов (мелких месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и геохимических ореолов) зафиксировано в 20 раз меньше, чем в Карельской. Констатируется адекватное этому размещение и вторичных (главным образом шлиховых ореолов), создающих впечатление преимущественного концентрирования в Карелии скрытых промышленных коренных месторождений [37]. Граница обеих частей региона структурно выражена Беломорско-Лапландской покровно-надвиговой коллизионной зоной (амплитуда до 50—60 км [33]), разделяющей комплексы кольской и карельской серий. При этом кольская серия, заключающая редкую и убогую золотую минерализацию, размещается в лежащем автохтонном крыле надвига, тогда как карельская с множеством в основном мелких золотосодержащих объектов локализуется в висячем тектонически активном его крыле. Аналогично и размещение зон приразломных метасоматитов, сопряженных преимущественно с правыми сбросо-сдвиговыми линейными разломами [1, 3], контролирующими низ-

2. Зональность размещения выявленных промышленных запасов драгоценных (в т) и цветных (в тыс.т) металлов [15] в рудных полях Швеции, Финляндии и Карело-Кольского региона

Шкала В.Х.Эммонса [45] (сверху вниз)	Швеция (33 рудника)	Финляндия (27 рудников)	Карело-Кольский регион (14 рудников)
	Менее эродированная территория	Более эродированная территория	
Ag	10 571	2211,4	n
Pb	8428	148	—
Zn	14 374	3838	2,5
Cu	5061	2839	1853
Au	630,4	216,6	2,4
As	3008	—	—
Bi	—	—	—
WO ₃	—	0,3	—
Mo*	—	1,4	58
Sn	—	—	6
Co*	—	112	157
Ni*	50	823	4150

* Данные публикации [38].

ко- и среднетемпературные золотоурановые метасоматиты главным образом силикатного класса, в которых корреляция $Au-U_{\text{вал}}$ составляет величину 0,87 [5]. Примечательно, что в Карельском геоблоке приразломные метасоматические зоны наследуют его регулярную структурно-тектоническую делимость преимущественно меридиональную (раннеребольскую?) в архее и северо-западную (вероятно, селецкую) в протерозое. Рассмотрение петролого-геохимических особенностей 194 проб указанных метасоматитов зеленосланцевой фации [5] Карело-Кольского региона позволяет заключить, что оба металла транспортировались по зонам разновозрастных дислокаций метаморфогенными флюидами и что эти флюиды часто не обладали потенциалом, достаточным для формирования промышленных рудных концентраций.

Действительно, в изученных милонитах архейских комплексов содержания золота (3,1 мг/т) едва достигают кларка изверженных пород среднего состава, а в милонитах протерозоя оно лишь в 2,5 раза превышает его, тогда как превышение содержания золота в усредненных раннедокембрийских милонитах (6,09 мг/т) составляет двухкратную величину. По содержанию валового урана милониты архея соразмерны с местным кларком 1,4 г/т [23]; ураноносность милонитов протерозоя, как и усредненных милонитов раннего докембрия, в целом практически тождественна местному кларку 2,5 г/т [23]; ториевая специализация продуктов динамометаморфизма мало выразительна — 7,23 и 7,54 г/т в исходных породах и милонитах соответственно.

Таким образом, невысокому геохимическому потенциалу метаморфогенных флюидов вполне соответствует слабая продуктивность золото- и ураноносных метасоматитов изученной территории.

Причины контрастной металлогенической продуктивности региона и остальной части Балтийского щита. Б.Н.Клабуков [12] показал, что различия в характере тектоно-петрологической эволюции и минерации карелид и свенкофеннид Балтийского щита связаны со спецификой флюидного режима. Так, архейским образованиям карелид свойственна относительно меньшая мощность гранитного слоя, меньшие температуры на уровне слоя Мохо и неизмеримо более продолжительная история геологического развития (свыше 1 млрд. лет против 80 млн. лет периода формирования сиалической коры палеопротерозоя в свенкофеннской области), сильно восстановительный характер глубинных флюидов при заметно ограниченной их водности и химической активности [19]. Эта разница в темпах формирования коры в зонах карелид и свенкофеннид свидетельствует о различной энергетике мантийных очагов в сравниваемых геоблоках [42]. Следствием явилась более значительная минерогеническая продуктивность шведских и финских свенкофеннид по сравнению с карелидами. Можно добавить, что содержания рудогенных компонентов, особенно в гидротермальных образованиях архея, характеризуются

относительно низкими величинами при подчас сильной дисперсии (до 3—4-х порядков), затрудняющей геометризацию запасов, весьма простым составом колчеданных руд, лишенных золота, малыми размерами рудовмещающих структур и др. Слабая продуктивность вмещающих комплексов карелид сочетается с обилием в них разнообразных геохимических барьеров восстановительных, окислительных, сорбционных, что возможно при низкой химической активности рудоносных растворов.

Примечательно, что согласно публикации [25], Финляндско-Российская зона контрастной металлогении отмечена крупным разрывом сплошности с нарушением корреляции региональной поясовой золотоконтролирующей метасоматической зональности палеопротерозоя, затухающей в глубь Карельского кратона.

Из работы [12, с. 118] следует, что раздел минерогенически разных геоблоков прослеживается параллельно государственной границе Финляндия—Россия вдоль меридионального градиента гравитационных полей — зоны глубинного разлома, которая на западе трассируется зеленокаменным поясом Тайвалъярви. Это обстоятельство проясняет, на первый взгляд, малообъяснимую картину контрастной смены рудного потенциала вблизи границы соседних стран.

Направление дальнейших золотопоисковых работ в Карело-Кольском регионе. В программе «Золото Карелии» и ряде поздних специальных работ [2, 3, 8, 13, 14 и др.] даны определенные поисковые рекомендации, но уже изложенный фактический материал в основном не позволяет их поддерживать. В связи с этим целесообразно сосредоточиться на изучении следующих объектов, характеризующихся значительным благороднометалльным минерогеническим потенциалом:

юго-восточного фланга беломорской зеленокаменной зоны на площадях железо-магниевого щелочного метасоматоза и сульфидизации в Чупино-Лоухском районе [3];

ордовикской зоны черносланцевого типа (1000 км²) со стратиформным оруденением [10], расположенной на стыке Балтийского щита и Русской платформы.

В обоих случаях речь идет о крупнообъемных месторождениях с бедным комплексным (Au, Pt, U, Cu, Co, Ni) оруденением. Освоение именно таких объектов отвечает современной общемировой тенденции развития золотодобывающей промышленности [36]. Рассмотрим суть предложений.

Выбор Чупино-Лоухского фланга беломорид базируется на положительных результатах предшествующего выборочного опробования. При этом учитывается, что в Чупино-Лоухском районе, где развиты пегматиты мусковитовой формации, получены важные свидетельства проявления позднесвенкофеннской золотоурановой регенерации. Судя по устойчивому парагенезису золотосамородного висмута и возрастающей

доле подвижного урана [17, 20] в новообразованиях, регенерация происходила в низкотемпературных условиях. С этим процессом коррелируется полезная минерализация во вмещающих комплексах [3].

Что касается ордовикского благороднометалльно-го объекта, то его формирование закономерно связано с раннефанерозойским импульсом металлогенической реювенации Д.В.Рундквиста [33]. В рудно-формационном отношении стратиформная зона аналогична промышленным месторождениям Южного Китая [9]. Первые результаты нанотехнологических исследований показывают, что металлогенический потенциал зоны весьма значителен.

В заключение из изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Балтийский щит составляет золотоносную область, существенно уступающую по продуктивности классическим золоторудным районам докембрия. В свою очередь Карело-Кольский регион представляет собой восточную часть указанной области, которая практически не содержит экономически значимой золотой минерализации. Контрастный минерагенический потенциал восточной архейской и западной свекофеннской частей щита обусловлен различиями их тектоно-петрологической эволюции и флюидно-термального режима образования литосферы и рудогенерирующих мантийных очагов. Эти различия отражаются в особенностях строения глубинных геофизических и рудно-геохимических полей.

2. Установлена и охарактеризована возрастная и пространственная неравномерность размещения золотосодержащей минерализации в Карело-Кольском регионе, вызванная многоэтапностью ее формирования, различными уровнями эрозионного среза зональных рудно-геохимических систем, крупными структурно-тектоническими неоднородностями Карельского кратона. Специальными исследованиями показан слабый геохимический и радиогеохимический потенциал зон рудных метасоматитов, часто недостаточный для образования промышленных месторождений.

Реальными перспективами золотоносности обладает лишь ограниченное число объектов, относящихся к крупнообъемным бедным месторождениями комплексного характера. Они размещаются на юго-восточном фланге беломорид, испытавшем свекофеннскую рудную регенерацию, а также в зоне сочленения щита и Русской платформы, представленной стратиформным черносланцевым комплексом нижнего ордовика с уран-благороднометалльной минерализацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Б.Ю. Метасоматиты метаморфических комплексов Карельского геоблока. Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук —С-Пб., 1996.
2. Афанасьева Е.Н., Харламов М.Г. и др. Ураноносность и золотоносность Лехтинской структуры. Региональная геология и металлогения. 1999. № 8. С. 82—93.
3. Ахмедов А.М., Воинова О.А., Калабашкин С.Н. и др. Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона м-ба 1:1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13—14. С. 84—104.
4. Булавин А.В., Рябухин В.Т. Геолого-экономические аспекты изучения и освоения месторождений благородных металлов Карелии / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997. С. 5—8.
5. Гавриленко Б.В., Савицкий А.В., Титов В.В. Золото, уран и торий в зонах зеленосланцевого дислокационного метаморфизма // Геохимия. 1987. № 5. С. 724—732.
6. Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997. С. 68—73.
7. Гинзбург И.И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. Вып. 7. Петроград, 1921.
8. Гродницкий Л.Л., Байбусинов Ш.Ш. Перспектива научно-исследовательских работ на благородные, редкие и цветные металлы Карелии. —Петрозаводск, 1995.
9. Гурская Л.И. Благороднометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. —С-Пб., 1999.
10. Дверницкий Б.Г. Региональные прогнозно-минерагенические работы на площади развития диктионемовых сланцев. —С-Пб., 2007.
11. Дерюгин Ю.Н., Ручкин Г.В. Методические рекомендации по прогнозированию и поискам месторождений золота в районе докембрийских зеленокаменных поясов. —М., 1988.
12. Клабуков Б.Н. Геологические предпосылки и геофизические следствия различной флюидонасыщенности земной коры на примере Карельской и Свекофеннской провинции Балтийского щита / Геология и полезные ископаемые Карелии. —Петрозаводск, 1998. С. 111—119.
13. Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов) / Геология и полезные ископаемые Карелии. —Петрозаводск, 1998. С. 5—23.
14. Коровкин В.А., Турылева Л.В. Некоторые аспекты металлогении золота Карело-Кольского региона / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997. С. 17—23.
15. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недр Северозапада Российской Федерации. —С-Пб., 2003.
16. Корсакова М.А., Мурадымов Г.Ш., Вакар Е.В., Иванов Н.М. Зеленокаменные пояса в структуре Балтийского щита / Геология Северозапада. —С-Пб., 1993. С. 32—48.
17. Крупеник В.А., Ахмедов А.М., Кнауф В.В. Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 6. С. 799—802.
18. Кулешевич Л.В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. —Петрозаводск, 1992.
19. Летников Ф.А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 6. С. 1438—1439.
20. Малов Н.Д. Радиогеохимические критерии и методы поисков мусковитовых пегматитов Беломорской провинции. Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. —Л., 1983.
21. Марченко А.Г. Геохимические методы и критерии прогнозирования и поисков месторождений золота в Каре-

- лии / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997. С. 60—68.
22. *Металлогения Карелии* / Под ред. С.И.Рыбакова, А.И.Голубева. —Петрозаводск, 1999.
23. Михайлов В.М., Ключев Н.К., Тихомиров Л.И. и др. Металлогения урана Онежско-Ладожской урановорудной провинции / Региональная геология и металлогения. 1999. № 8. С. 65—81.
24. Михайлов В.П., Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б. и др. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. —Петрозаводск, 2006.
25. Мотов А.П., Беляев Г.М., Ермаков Ю.Н., Качалова С.В. Рудоносные региональные метасоматические формации Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 127—142.
26. Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 10—17.
27. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. —Л.: Недра, 1984.
28. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Перспективы изучения нижнедокембрийских металлоносных кварцевых конгломератов Карелии / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997.
29. Некрасов Е.М. Структуры крупнейших зарубежных месторождений архейских зеленосланцевых поясов // Изв. АН СССР. 1989. № 3. С. 89—102.
30. Некрасов Е.М., Выдрин В.Н., Лебедева Н.А., Милукова Т.Л. Типы месторождений и геологическая оценка минерально-сырьевой базы золота капиталистических и развивающихся стран / Обзор ВИЭМС. —М., 1981.
31. Петров А.И. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним // Докл. АН СССР. 1970. 191. № 2. С. 418—421.
32. Порицкий М.С., Буйко А.К., Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения Майское (Северная Карелия) // Вестник. Серия 7. Геология и география. —С-Пб., 1993. Вып. 1. С. 15—21.
33. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогения / Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467—480.
34. Ручкин Г.В. Типы колчеданных месторождений Балтийского щита и закономерности их размещения. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых // Обзор ВИЭМС. —М., 1979.
35. Ручкин Г.В., Дерюгин Ю.Н. Золотоносность архейских зеленокаменных поясов. Геология, методы поисков и разведка месторождений металлических полезных ископаемых // Обзор ВИЭМС. —М., 1985.
36. Сафронов Ю.Г. Нетрадиционные виды золоторудного сырья в России // Вестник РАН. 1995. Т. 65. № 9. С. 790—806.
37. Синицын А.В., Ермолаева Л.А. О перспективах золотоносности юго-восточной части Балтийского щита // Разведка и охрана недр. № 5. 1970.
38. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. —М.: Недра, 1982.
39. Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита —Л.: Наука, 1978.
40. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. —С-Пб.: Наука, 2007.
41. Ушков В.В. Типизация золотопромышленного оруденения докембрийских зеленокаменных поясов / Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера Европейской части России. —Петрозаводск, 1997. С. 23—32.
42. Шустова Л.Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 54—63.
43. Щеглов А.Д., Ахмедов А.М., Савицкий А.В. Карелия — новая золоторудная провинция России / Тез. докл. Второго Международного симпозиума «Минерально-сырьевые ресурсы России». —С-Пб., 1994. С. 26—29.
44. Щеглов А.Д., Билибина Т.В., Терентьев В.М. Современные проблемы металлогении // Региональная геология и металлогения. 1994. № 3. С. 85—94.
45. Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. —М.—Л.: Госгеолразведиздат, 1933. С. 3—40.
46. Язвиков Л.П. Золото в Карелии. —М.: Золотая промышленность, 1939.
47. Яковлева В.В., Шустов Б.Н., Миролюбова З.П. Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Карелии / Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. —М.: Наука, 1969. С. 95—100.

Сопутствующее редкометалльное оруденение фтор-бериллиевых месторождений Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье)

К.Б.БУЛНАЕВ (Геологический институт СО РАН)

В опубликованной недавно статье [2] были рассмотрены основные черты геологического строения, локализации и возраста фтор-бериллиевых месторождений. Их изучением ранее занимались геологи ПГО «Бурят-геология», А.С.Назарова [5] и автор настоящей статьи [1]. Месторождения были отнесены к флюорит-фенакит-берtrandитовому типу [3, 4]. Вместе с тем исследование в других рудных районах показали, что подобные фтор-бериллиевые месторождения, образовавшиеся в областях тектоно-магматической активизации и связанные с интрузиями субщелочных гранитоидов, нередко сопровождаются интенсивным постмагматическим изменением пород и значительной сопутствующей минерализацией [7].

В рассматриваемом рудном районе известны два фтор-бериллиевых месторождения, расположенных в 15—20 км друг от друга по обе стороны узкого раннепалеозойского геосинклинального прогиба. Одно из них (Ауникское) локализовано в северо-западном борту структуры и залегает среди интенсивно дислоцированных осадочно-метаморфических пород позднего докембрия, другое (Амандакское) внутри самого прогиба, у его юго-восточного края. Размещение месторождений контролируется зонами глубинных разломов, ограничивающих прогиб с обеих сторон.

Рудные тела месторождений, представленные метасоматическими жилами и минерализованными брекчиями, приурочены к боковым ответвлениям указанных разломов, концентрируются в экзоконтакте мелких штоко- и дайкообразных тел кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, в пачках чередования карбонатных и алюмосиликатных пород. В их составе преобладает флюорит (73,0—77,5%), принимают участие кварц (4,10—10,70%) и карбонат (5,40—15,50%), реже отмечаются фенакит (до 3,0%), берtrandит, ферриторит, калиевый полевой шпат и сульфиды. Из акцессорных минералов установлены циркон, монацит, ортит, бастнезит, ильмено-рутил, апатит, циннвальдит, апатит, сфен.

На Амандакском месторождении штоки кварцевых сиенитов, а иногда вмещающие их кварц-полевошпатовые песчаники в той или иной степени альбитизированы. С этими альбитизированными породами и альбитами связана рассматриваемая сопутствующая редкометалльная минерализация, представляющая немалый практический интерес. На Ауникском месторождении альбитизация пород проявлена слабо и установлена бурением главным образом на глубине.

Альбитизация пород. На Амандакском месторождении рудоносные кварцевые сиениты слагают два небольших по размерам интрузива, залегающих в

толще палеозойских кварц-карбонатных сланцев и кварц-полевошпатовых песчаников (см. рисунок, А). Штоки отделены друг от друга маломощным (около 170 м) прослоем мраморизованных и окварцованных известняков, среди которых локализованы все ферриторит-флюорит-фенакитовые рудные тела.

В результате процессов автометасоматоза оба штока кварцевых сиенитов альбитизированы. Наиболее интенсивному изменению подверглись породы северного малого тела с превращением их в типичные мелкозернистые альбититы. Для них характерно резкое преобладание натрия над калием, а $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равно 27,39 (табл. 1). В относительно крупном центральном штоке кварцевых сиенитов альбитизация проявлена неравномерно и в целом слабо. Отношение оксидов щелочей в них 1,26.

К северу от малого штока альбититов в полосе брекчированных и альбитизированных песчаников и эруптивных брекчий установлено одно мелкое, сложное по форме линзовидное тело тонкозернистых натриевых метасоматитов (см. рисунок, А). Анализ показывает, что это, как и два других штока кварцевых сиенитов, — выход на поверхность одного из выступов кровли единого крупного массива субщелочных гранитоидов, протягивающегося на глубине в северо-западном направлении. По мере удаления от осевой линии данного массива на восток преобладающие здесь альбитизированные эруптивные брекчии сменяются тектоническими, уже менее альбитизированными, а затем неизмененными.

В отличие от отмеченного в мелких штоко- и дайкообразных телах кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров Ауникского месторождения альбитизация практически не проявлена или проявлена слабо в апикальных частях наиболее крупных выходов гранитоидов (см. рисунок, Б). В породах $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ близко к 1. На поверхности натриевый метасоматоз проявился более или менее интенсивно только в дайках поздних фельзитовых сиенит-порфиров, в которых отношение оксидов породообразующих щелочей равно 3,56.

Следует отметить, что описанные различия в развитии процессов альбитизации на рассматриваемых двух месторождениях вызваны, на взгляд автора, разным их эрозионным срезом. Об этом свидетельствуют, в частности, малые разрезы и преимущественно дайкообразная форма интрузивных тел на Ауникском месторождении. Кроме того, бурением здесь установлено, что в телах кварцевых сиенитов с глубиной степень их альбитизации возрастает.

По-видимому, Ауникское месторождение по сравнению с Амандакским эродировано слабо. Об этом

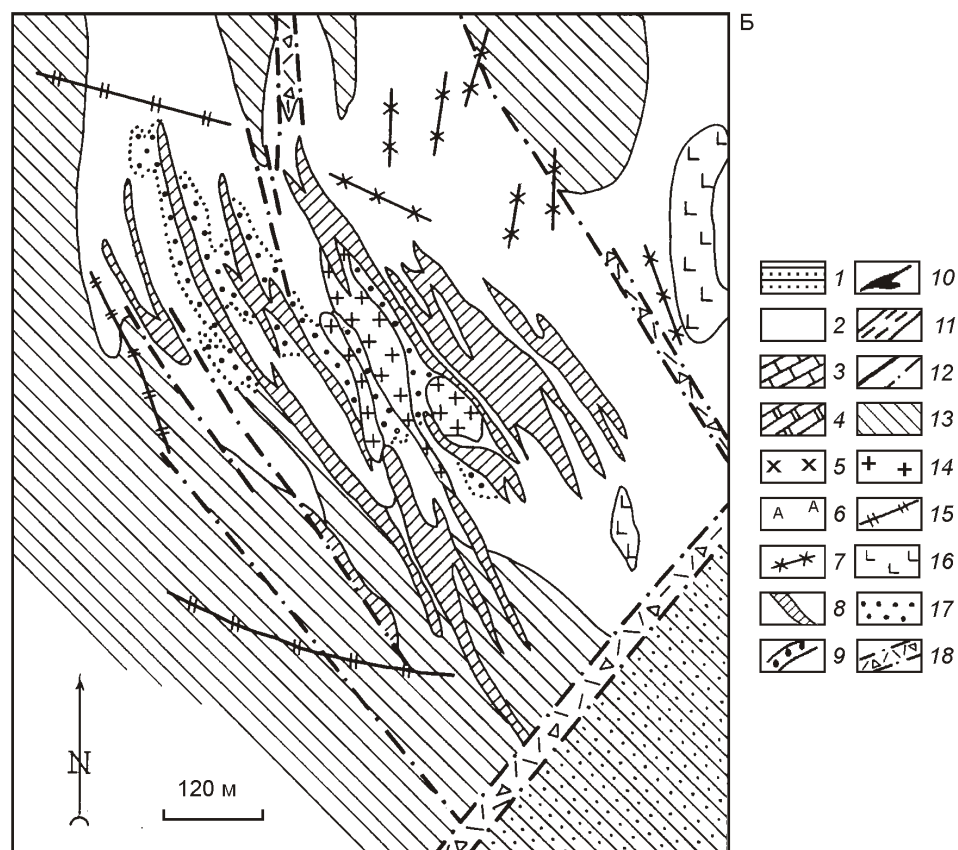
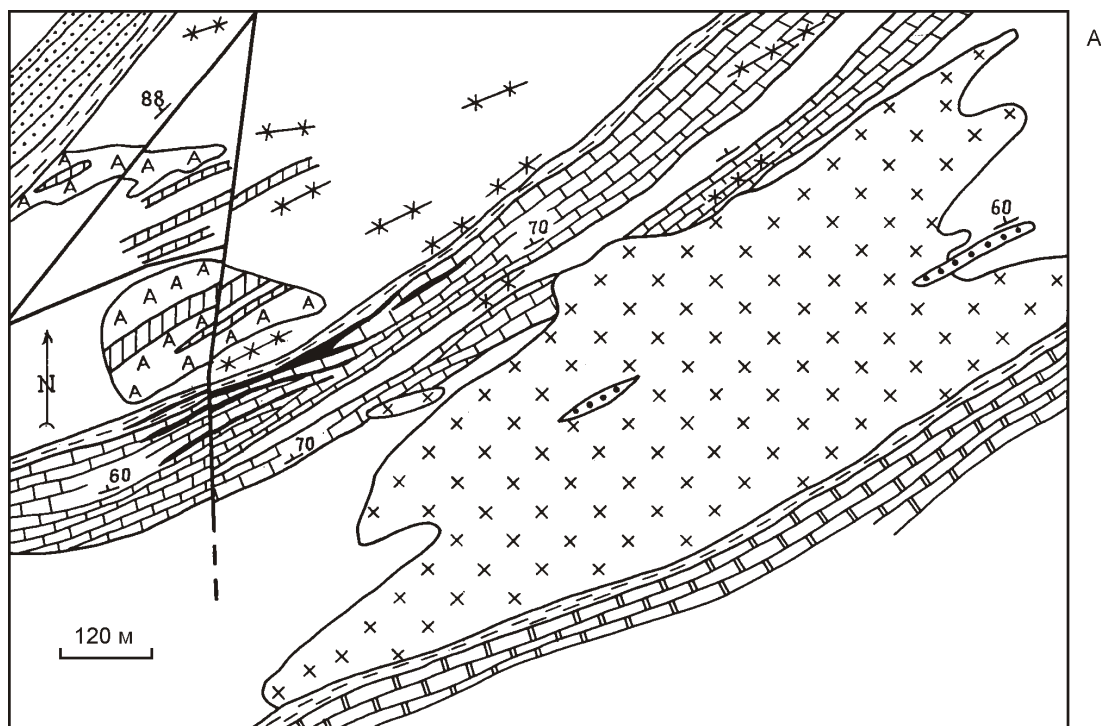


Схема геологического строения Амандакского (А — по материалам ПГО «Бурятгеология») и Ауникского (Б — по Е.И.Галанину, А.Ф.Зуеву) месторождений:

1 — полимиктовые песчаники; 2 — ороговикованные кварц-карбонатные сланцы и песчаники с линзами битуминозных известняков; 3 — мраморизованные и окварцованные известняки; 4 — доломиты и доломитизированные известняки; 5 — субщелочные кварцевые сиениты, альбитизированные; 6 — альбититы; дайки: 7 — кварцевых микросиенитов и альбититов, сиенит-порфиров, 8 — фельзитовых сиенит-порфиров; зоны минерализации: 9 — танталовой, 10 — молибденовой; 11 — фтор-бериллиевые рудные тела; 12 — разрывные нарушения; 13 — зоны брекчирования пород; 14 — углисто-карбонатные сланцы с прослоями известняков; 15 — штоки кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров; дайки: 16 — керсантиты, 17 — скарны, скарнированные известняки; 18 — зоны дробления пород

также свидетельствует принадлежность месторождений к разным минеральным типам. На детально изученном и частично отработанном Ермаковском фтор-бериллиевом месторождении, расположенном южнее, установлено, что полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовые руды, сходные с ауникскими

и преобладающие в верхней части рудных тел, с глубиной переходят в торит-фенакитовые, сходные с амандакскими [6].

По данным А.С.Назаровой [5], натриевый метасоматоз протекал на Амандакском месторождении в три стадии. В результате интенсивно проявившейся

1. Средний химический состав интрузивных пород, руд фтор-бериллиевых месторождений Витимского плоскогорья

Компоненты	Амандакское месторождение		Ауникское месторождение			Руды месторождений	
	Альбитизированный кварцевый сиенит	Альбитит	Кварцевый сиенит	Субщелочной сиенит-порфир	Фельзитовый сиенит-порфир (дайки)	Амандакского	Ауникского
SiO ₂ , %	68,40	66,97	70,67	58,77	67,40	15,53	18,10
TiO ₂	0,40	0,04	0,11	0,54	0,17	0,13	0,32
Al ₂ O ₃	15,84	18,64	13,24	16,42	16,11	3,51	5,87
Fe ₂ O ₃	2,15	1,18	0,70	1,69	1,17	0,52	1,13
FeO	0,68	0,45	2,32	3,09	0,78	Не опр.	0,85
MnO	0,08	0,02	0,11	0,20	0,04	0,12	0,05
MgO	0,04	0,07	0,20	0,35	0,43	0,03	0,49
CaO	0,47	0,73	0,58	1,77	2,49	54,53	48,71
Na ₂ O	5,98	9,86	4,35	5,35	5,77	0,22	1,49
K ₂ O	4,76	0,36	4,17	5,55	1,62	2,26	0,56
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,02	0,11	0,06	0,44	1,05
п.п.п.	0,37	0,77	2,47	3,00	2,62	—	—
CO ₂	—	—	0,29	0,98	0,24	Не опр.	1,36
SO ₃	0,19	0,44	0,25	1,36	0,52	Не опр.	2,04
O F ₂	0,17	0,01	0,25	0,48	0,05	13,65	10,85
Сумма	99,55	99,58	99,73	99,66	99,47	91,04	92,87
Na ₂ O/K ₂ O	1,26	27,39	1,04	0,96	3,56	0,10	2,66
Rb, г/т	310	20	270	270	140	112	43
Ba	30	120	315	575	1425	160	247
Sr	94	29	65	54	250	2937	2330
Li	26	4	220	260	240	Не опр.	91
Nb	120	677	75	39	1390	56	60
Zr	907	7903	620	499	8400	173	109
Y	115	433	110	39	900	1965	1077
Be	10	17	15	23	20	0,40%	0,40%
Sn	27	360	38	193	47	68	610
Число анализов	5	4	3	3	4	3	3

Примечание. Элементы-примеси определены: Li, Rb и Sr — атомно-абсорбционным методом, остальные компоненты — рентгено-флюоресцентным анализом.

второй стадии кварцевые сиениты малого штока были превращены в альбититы. Развитие следующей стадии носило более масштабный характер, охватило не только интрузивные тела, но и вмещающие их песчаники. В то же время на Ауникском месторождении проявилась лишь эта поздняя стадия метасоматоза, главным образом в дайках фельзитовых-сиенит-порфиров.

Поведение элементов-примесей при альбитизации гранитоидов. Содержание редкометалльных элементов-примесей в кварцевых сиенитах на Амандаском месторождении зависит от степени их альбитизации (см. табл. 1). В альбититах малого штока по отношению к альбитизированным кварцевым сиенитам центрального интрузива наблюдается многократное увеличение концентрации Nb, Zr, Y и Sn. Для неизмененных или слабо альбитизированных интрузивных пород Ауникского месторождения характерно уже повышенное содержание Ba, Li и Zr, а для даек альбитизированных фельзитовых сиенит-порфиров — иттрия.

Как отмечено, фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья относятся к разным минеральным типам: Амандаское к ферриторит-флюорит-фенакитовому, Ауникское к полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовому. Поэтому руды этих месторождений отличаются друг от друга прежде всего по содержанию щелочей и тория, но общим для них является повышенное содержание стронция, обусловленное метасоматическим происхождением рудных тел за счет замещения известняков, и иттрия, связанное с присутствием в рудах ряда редкометалльных минералов. В рудных телах Амандаского месторождения также установлено высокое содержание Li и Th, обусловленное присутствием циннвальдита и ферриторита. По данным спектрального анализа, концентрация Li в рудах до 1%, Th — то же самое.

В работе [2] был дан подробный анализ особенностей распределения индивидуальных редкоземельных элементов в интрузивных породах рассматриваемых месторождений. Дальнейший анализ этих данных показал, что более отчетливую картину поведения элементов при развитии процессов альбитизации и рудообразования дает рассмотрение суммарного содержания лантаноидов и иттрия, с одной стороны, (TR Y), TRce/TRy и, с другой, La/Yb, что особенно наглядно видно на примере Амандаского месторождения, где альбитизация кварцевых сиенитов проявлена наиболее интенсивно.

В альбититах по сравнению с альбитизированными кварцевыми сиенитами происходит двухкратное увеличение значения TR Y (табл. 2). С переходом к фтор-бериллиевым рудам эта тенденция продолжается, достигая уже десятикратного увеличения концентраций. Причина роста содержания элементов связана с появлением в рудных телах таких акцессорных минералов как бастнезит и монацит. Однако почти половина концентрации лантаноидов в рудах прихо-

дится на долю флюорита — главного рудообразующего компонента.

Характер изменения TRce/TRy показывает, что в альбитизированных кварцевых сиенитах Амандаского месторождения преобладают элементы церриевой группы. В альбититах это преобладание становится менее значительным и продолжает падать в рудах и, особенно, во флюоритах. Сходным образом ведет себя La/Yb. Подобное поведение отношений, по-видимому, свидетельствует о том, что процесс альбитизации гранитоидов сопровождается выносом из них легких лантаноидов.

Сопутствующая редкометалльная минерализация, связанная главным образом с альбитизацией пород, установлена в северной части Амандаского месторождения, где толща кварц-полевошпатовых песчаников прорвана малым штоком альбитизированных кварцевых сиенитов-альбититов и серией даек сиенит-порфиров (см. рисунок, А). В зоне экзоконтакта штока в полосе шириной 100—150 м песчаники интенсивно раздроблены и тоже альбитизированы.

Минералогическим анализом альбититов из малого штока установлено присутствие частой вкрапленности циркона (малакона), менее частых зерен колумбита, монацита, ксенотима, касситерита, молибденита и флюорита. Причем циркон, ксенотим, колумбит и касситерит наблюдаются в массовых количествах. Спектральный анализ породы показал содержание Zr до 1,0%, Nb до 0,2%, Th до 1,0%. В альбититах был обнаружен редкий в природе ниобиевый рутил, который образует сростки нескольких кристаллов до 9 мм в диаметре.

В одном из пересечений тела был выделен рудный интервал в 10 м с содержанием Ta₂O₅ 0,015%, в другом разрезе — три интервала шириною 10, 2, 12 м и содержанием Ta₂O₅ соответственно 0,015, 0,010 и 0,02%. К этим же зонам минерализации приурочены повышенные содержания Zr до 1,0% и РЗЭ (0,59—0,28%).

К северу от штока альбититов непосредственно в зоне экзоконтакта и частично за ее пределами в полосе развития брекчированных песчаников и эруптивных брекчий наблюдается развитие циннвальдита, флюоритизация и пиритизация. По данным опробо-

2. Содержания и отношения редкоземельных элементов и иттрия в интрузивных породах, фтор-бериллиевых рудах и флюоритах Амандаского месторождения

Породы, руды	TR Y, г/т	TRce/TRy	La/Yb
Альбитизированный кварцевый сиенит	874,8	5,74	7,75
Альбитит	1387,6	1,65	1,17
Фтор-бериллиевые руды	13 399,2	0,33	0,21
Флюорит	6 570,4	0,14	0,08

вания канав, здесь выделены две зоны литиевой минерализации мощностью до 20 м каждая. Содержание в них Li составляет соответственно 0,91 и 0,52%. Минералогическим анализом в зоне установлена вкрапленность циркона, рутила, монацита, ксеноти́ма и касситерита, а спектральным (в %) — Zr до 3, Sn 0,1—0,5, Th до 0,6, Nb 0,02, La, Ce и Y сотые—десятые доли процента. Химический анализ брекчий, содержащих также редкие зерна стрюверита, показал присутствие Ta₂O₅ 0,07% и Nb₂O₅ 0,56%.

На Ауникском месторождении, где процессы альбитизации не проявлены или проявлены слабо, описанная сопутствующая редкометалльная минерализация не определена. Содержания Zr, Ta, Nb, Th и PЗЭ в сотых и тысячных долях процента наблюдались в самих фтор-бериллиевых рудах.

Следует отметить, что на северо-восточном фланге упомянутого Ермаковского месторождения в альбитизированных и флюоритизированных лейкогранитах установлено проявление вкрапленной редкометалльной минерализации. Содержание Nb₂O₅ в породе изменяется от 0,01 до 0,2%, а Zr — до 3%. Видимая мощность зоны оруденения более 50 м. На противоположном фланге месторождения в сходных альбитизированных гранитах выявлена менее мощная зона трещиноватости с содержанием (в %) Nb 0,44, Ta 0,10 и PЗЭ 1,2.

На известных флюорит-фенакитовых месторождениях Вознесенского рудного узла в Южном Приморье, во многом сходных с рассматриваемыми, сопутствующая редкометалльная минерализация практического значения представлена мелкой вкрапленностью танталит-колумбита и стрюверита, реже микролита в апикальных частях штоков альбитизированных и грейзенированных литий-флюоритовых гранитов [7]. Как отмечено, на Амандакском месторождении в зонах альбитизации тоже установлена вкрапленность тантало-ниобатов, часто в ассоциации с цирконом, монацитом, касситеритом и другими ред-

кометалльными минералами. Очевидно, в дальнейшем это месторождение должно рассматриваться как комплексное редкометалльно-флюорит-фенакитовое. На относительно менее эродированном Ауникском месторождении интенсивность альбитизации пород нарастает с глубиной. По-видимому, в этом же направлении следует ожидать появления сопутствующей редкометалльной минерализации.

Таким образом, Амандакское месторождение, относимое по запасам фтор-бериллиевых руд к разряду средних или даже мелких, характеризуется повышенным содержанием в дорудных метасоматитах ряда сопутствующих редкометалльных элементов, особенно Zr, Ta, PЗЭ и Li. Учет таких данных при комплексной оценке месторождения, несомненно, повысит его перспективы. Ауникское месторождение исследовано в этом отношении недостаточно, хотя является близким аналогом Амандакского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булнаев К.Б. Генезис флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 147—156.
2. Булнаев К.Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 320—334.
3. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. —М.: Недра, 1975.
4. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. —М.: Недра, 1977.
5. Назарова А.С. Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый тип месторождений / Геология месторождений редких элементов. —М.: Недра, 1965. С. 73—97.
6. Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114—127.
7. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла (Приморье) // Петрология. 1944. Т. 2. № 1. С. 43—67.

Верхнедокембрийские железистые кварциты складчатых областей юга Сибири

Г.Б.КНЯЗЕВ, А.В.ПОДНЕБЕСНЫХ (Томский государственный университет)

Наиболее крупные концентрации железа в земной коре имеют осадочную природу и накапливались преимущественно в раннем докембрии, когда создавались крупные железорудные бассейны в Северной Америке, Австралии, Восточной Европе, некоторых регионах Азии. Менее характерны они для фанерозойских складчатых областей. В более молодых платформенных отложениях фанерозоя и кайнозоя формировались главным образом бурожелезистые руды, долго являвшиеся основой мировой железорудной промышленности XVIII—XIX веков в Европе.

В складчатых областях юга Западной и Центральной Сибири концентрации железистых кварцитов установлены на нескольких стратиграфических уровнях: архейском, протерозойском, рифейском, венд-нижекембрийском и девонском [3, 4]. Изначально недооцененным и плохо изученным оказался рифейский уровень кремнисто-железистого оруденения, установленный и описанный впервые в Джебашской серии Западного Саяна [1, 2, 3, 7].

Вместе с тем общий цикл накопления кремнисто-железистых руд в позднем докембрии и последующее преобразование их уже в фанерозое напоминает раннедокембрийский цикл, который значительно уступает ему по масштабам.

Железоносная джебашская серия и выявленная впоследствии в структурах Восточного Саяна кувайская оказались близки по составу, внутреннему строению и наличию в них железоруднения, оцененных как непромышленные на фоне богатых скарноворудных концентраций старых железорудных районов (Анзаский, Абаканский и Ирбинско-Краснокаменский). В джебашской и кувайской сериях пласты серицит-хлорит-кварц-гематит-магнетитовых руд залегают среди хлорит-кварц-серицитовых сланцев и характеризуются в целом зеленосланцевым уровнем метаморфизма.

В 50-е и 60-е годы прошлого столетия проявления кремнисто-железистых руд были вскрыты поверхностными горными выработками и лишь в начале текущего столетия на Сыдинском месторождении Восточного Саяна проведены глубинные поиски. Месторождение осталось недоразведанным, но полученный материал позволяет на его примере рассмотреть некоторые общие вопросы накопления и преобразования кремнисто-железистых руд в рифейских отложениях Алтае-Саянской складчатой области.

Сыдинское железорудное месторождение расположено в пределах одноименного выступа рифея, ограниченного зонами разломов. На юге Сыдинского блока отложения кувайской серии перекрываются кремнисто-карбонатными породами вендской павловской свиты, что хорошо видно в разрезе вдоль же-

лезной дороги Абакан—Тайшет к северу от станции Стоффато.

Интрузивные породы района, прорывающие отложения кувайской серии, представлены мелкими интрузивными телами и двумя крупными интрузивными массивами, ограничивающими отложения серии на юге и севере. Одни, наиболее древние интрузии, относятся к лысанскому комплексу верхнего докембрия и содержатся в виде линзовидных тел метагаббро и актинолитовых габбро-амфиболитов. Другие интрузивные породы представлены также преимущественно малыми линзовидными и штокообразными телами габбро и диоритов, предшествующими гранитным интрузиям. Обычно они наблюдаются или в Шиндинском интрузивном комплексе раннего кембрия, или в ранних фазах кембро-ордовикского Ольховского комплекса. Сыдинское рудное поле и поля развития кувайской серии к востоку от него содержат дайки микрогаббро, габбро-порфириров, диорит-порфириров и оливиновых габбро (рис. 1).

Сыдинское железорудное месторождение расположено среди кварц-серицит-хлоритовых светлых сланцев на некотором удалении от активных интрузивных контактов Сыдинского и Буюдзульского гранитных массивов. В качестве основного элемента структуры этого месторождения рассматривается сильно сжатая антиклинальная складка, в ядре которой располагаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, перекрывающиеся зелеными кварц-эпидот-хлоритовыми. Ось складки погружается на юго-запад. Антиклинальная структура осложнена разрывными нарушениями и многочисленными мелкими складками, в связи с чем однозначное решение вопроса о структуре Сыдинского месторождения на данном уровне разведанности пока невозможно.

Сыдинское рудное поле переслаивается с зоной разлома, прослеживающейся в виде серии субпараллельных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Изучение керна скважин и коренных обнажений показывает значительную и неоднородную пликтивную дислоцированность рудовмещающих пород и руд.

Непосредственно для рудной залежи можно говорить о складчатых формах нескольких порядков: 1) относительно крупные складки (метры—десятки метров), которым соответствуют интервалы скважин с «моноклинальным залеганием» полосчатости относительно оси керна и интервалы с постепенно изменяющимися углами наклона полосчатости к оси керна; 2) средние складки (десятки сантиметров—метры) — им соответствуют более мелкие интервалы скважин, в которых фиксируются изменения наклона полосчатости к оси керна; 3) мелкие складки (милли-

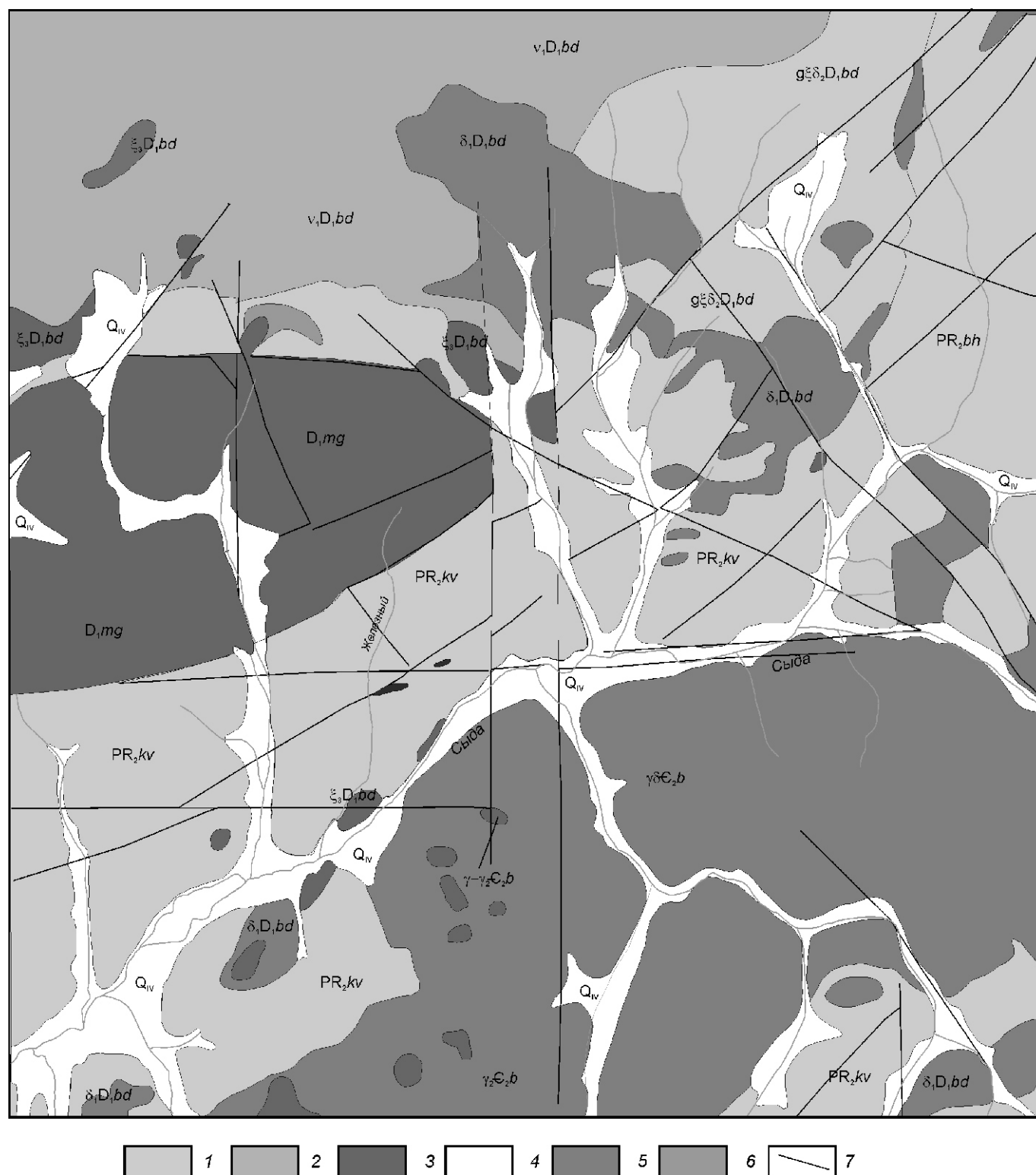


Рис. 1. Геологическая карта района Сыдинского железорудного месторождения:

1 — кувайская серия (PR₂kv); 2 — бахтинская (PR₂bh) и 3 — мигнинская (D₁mg) свиты; 4 — четвертичные отложения (Q_{IV}); комплексы: 5 — Бичебалыкский (D₁bd), 6 — Бuedжульский (E₂b); 7 — дизъюнктивные нарушения

метры—сантиметры) — им соответствуют интервалы развития мелкой складчатости, видимой в образцах керна.

Рудная залежь ориентирована согласно генеральному залеганию пород кувайской серии. Общая протяженность рудной зоны по простиранию превышает

3 км при максимальной мощности в створе первой и второй скважин до 130 м.

Хлорит-кварц-мусковитовые сланцы, вмещающие железоруденение, подвержены интенсивным гидротермальным изменениям, выраженным в образовании гидротермальных брекчий и зон штокверко-

во-жильной кварц-карбонатной минерализации; хлоритизированных и карбонатизированных пород, осветленных, обогащенных пиритом, близких по составу к березитам.

Руды Сыдинского месторождения представлены железистыми кварцитами, чередующимися с железистыми сланцами и содержащими прослои обычных хлорит-мусковит-кварцевых сланцев. Среди руд по соотношению главных рудных минералов можно выделить существенно магнетитовые, гематит-магнетитовые и существенно гематитовые руды. Все руды обладают полосчатой, линзовидно-полосчатой и пльчатой-полосчатой текстурами, иногда брекчиевой текстурой с прожилками гидротермальных минералов (кварц, хлорит, карбонаты и сульфиды). Структура и состав руд определяются количественным соотношением мусковита, хлорита, кварца, магнетита и гематита. Этим же соотношением определяется и характер минерализации прослоев, по количеству чередующихся полос они могут быть мономинеральными, биминеральными, трехминеральными, реже встречается большее количество минералов, что проявляется в участках проработки гидротермальными растворами. Средние содержания (в %) минералов в рудах Сыдинского месторождения представлены ниже:

Магнетит	15
Гематит	17
Кварц	30
Хлорит	20
Мусковит	2,4
Апатит	2
Кальцит и доломит	3
Пирит	2,4

По составу на месторождении могут быть выделены два типа рудных концентраций: собственно железистые кварциты и рудные железистые сланцы. Разные типы рудных концентратов отчетливо различаются по химическому составу (рис. 2).

Формирование месторождения проходило в несколько этапов: накопление осадка, метаморфическое и гидротермальное преобразование. Для понимания механизма образования месторождения была предпринята попытка моделирования основных этапов с помощью программы «Селектор».

На первом этапе моделирования в соответствии с представлениями о хемогенно-осадочном механизме накопления кремнисто-железистых руд в качестве независимых компонент системы рассмотрены: Al, Ca, Fe, H, S, Na, Mg, O, C, Cl, Mn, Si (всего 12 химических элементов), входящие в состав растворенных компонентов морской воды, возможных взвесей и

формирующегося железо-кремнистого осадка. Были учтены основные формы компонентов в жидкой фазе (воде). В систему в качестве зависимых компонентов включены бёмит, ангидрит, гиббсит, брусит, доломит, гётит, гематит, монтмориллониты, пирит, каолинит, кварц, магнезит, сидерит, кальцит, магнетит, шамозит, хлориты, иллиты, как реализованные в составе уже метаморфизованных пород и руд, так и, возможно, первичном железном осадке. Газовые компоненты системы: H_2O , CO_2 , O_2 .

Состав системы в первом приближении принят как реальный состав изученных руд Сыдинского месторождения по данным полного силикатного химического анализа. Предполагая ограниченную растворимость минеральных фаз в воде, количественное соотношение жидкой и твердой фаз принималось как 1:10. В первом варианте при моделировании изменения давления системы допускались от 0,1 до 10 МПа, температуры от 0 до 100 °C. Во всех модельных экспериментах получено 18 минеральных фаз.

Все полученные минеральные ассоциации разделились на три поля, отвечающих трем разным условиям давления: 0,1—6, 6—8, 8—10 МПа, которые можно интерпретировать как разные уровни глубины бассейна осадконакопления. Первый уровень характеризует процесс первичного хемогенного накопления и преобразования осадков в прибрежной зоне бассейна осадконакопления, второй — процесс в более глубокой шельфовой зоне, третий — отвечает уровню шельфового склона.

Наиболее полно все минералы характерны для области низких давлений, где при заданном составе системы преобладали карбонаты, оксиды и гидроксиды. В области повышенных давлений исчезают глинистые минералы, но в целом состав осадков, упрощаясь, изменяется мало.

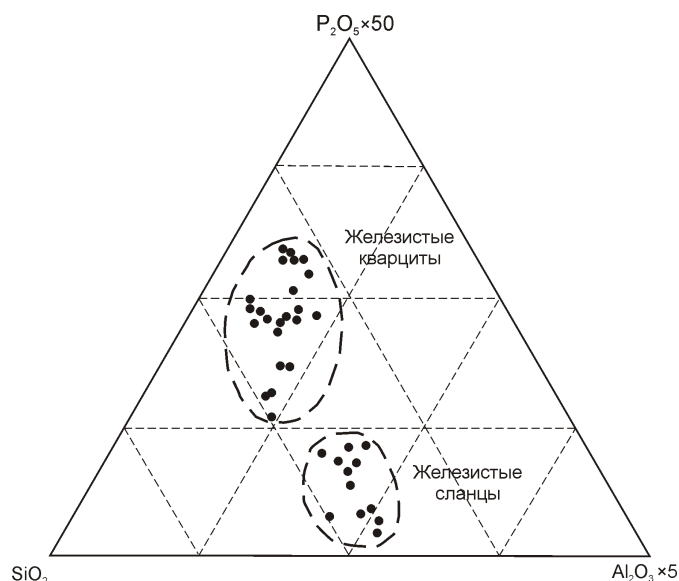


Рис. 2. Составы железистых кварцитов и рудных сланцев на диаграмме кремний—алюминий—фосфор (в массовых долях)

Изменение температуры от 0 до 100 °С не приводит к существенной дифференциации осадков, однако сказывается на изменении содержаний некоторых алюмосиликатных компонентов. Довольно сильно изменяется в системе концентрация кварца, хлоритов и монтмориллонита. Содержание монтмориллонита существенно увеличивается, а кварца и хлоритов существенно уменьшается.

Для выяснения предельных концентраций, при которых идет выпадение компонентов из раствора, в эксперименте постепенно понижалось соотношение жидкой и твердой фаз. Первым из раствора при соотношении водной и твердой фазы 7:1 выпадает Fe, потом Al и Mg при 6:1, Ca и Mn при 5:1, последний Si — при 4:1. Химические соединения кремния довольно хорошо растворимы в воде, поэтому его предел насыщения очень высок, соединения его дольше всего сохраняются в растворе и, следовательно, он выпадает из раствора последним. Существуют предпосылки дифференциации Si и Fe уже на стадии выпадения из раствора. Между этими двумя компонентами из раствора при данных термодинамических условиях выпадают компоненты хлоритов — Al и Mg.

Для выяснения состава парагенезисов сформировавшегося осадка при разных концентрациях в системе воды, постепенно уменьшаем количество воды в системе твердая фаза—вода. Увеличивая концентрацию компонентов в системе твердая фаза—вода, задаем в моделируемой системе условия начальной стадии диагенеза. При уменьшении в системе количества воды идет значительное обеднение парагенезиса. Если при соотношении 1:10 в системе твердая фаза—вода у нас был практически полный набор глинистых, гидроксидных и карбонатных минеральных фаз, то уже при соотношении 1:6 такие минеральные фазы как бёмит, гиббсит, доломит, гётит, монтмориллонит, каолинит отсутствуют. Сохраняются только оксидные формы, сульфиды и некоторые карбонаты, а также хлориты, которых в системе становится значительно меньше, а оксидных форм значительно больше. При уплотнении осадка формируются основные породообразующие и рудные компоненты пород, представленные на Сыдинском месторождении, увеличивается содержание рудных компонентов, уменьшается хлоритов, перестают существовать глинистые компоненты.

Следующая стадия моделирования процесса формирования вмещающих пород и руд Сыдинского железорудного месторождения — стадия метаморфического преобразования первичных осадков, накопленных и уплотненных в бассейне осадконакопления.

Как уже отмечалось, постепенно уменьшалось в системе соотношение вода—твердая фаза до 1:6. Последующее уменьшение этого соотношения до 1:2 не привело к сколько-нибудь существенным качественным изменениям минерального состава системы — изменялось только количество самих минералов, особенно кальцита. Исключение составляют только

хлориты, в которых замечено упрощение состава, но их количество остается примерно на одном уровне. Железистых разностей становится гораздо меньше, а доминировать начинают алюминиевые разности типа $Mg_4Al_4Si_2O_{10}$, $Mg_5Al_2Si_3O_{10}$ и $Al_4Si_4O_{10}(OH)$. Увеличение количества алюминия в хлоритах идет за счет уменьшения количества бёмита в системе, динамика изменения его количества очень схожа с динамикой кальцита. Также из системы полностью исчезает гётит, что характеризует процесс дегидратации породы на самых ранних этапах метаморфического преобразования. Гётит переходит в гематит и первичный гётит авторами публикации в рудах не встречен.

В системе отсутствуют восстановители (H_2 , CO, CH_4 и другие летучие). Их наличие в системе необязательно, так как окислительно-восстановительная емкость пород не меняется и процесс метаморфизма ведет только к раскристаллизации минералов с некоторым укрупнением зерен и формированием более четко выраженных кристаллов. Петрографические исследования показали, что непосредственно в железистых кварцитах четко выражены зерна кварца и магнетита с гематитом. Также встречается «запыленность» зерен кварца рудным материалом, особенно на границах перехода рудных слоев в кварцевые, на основании чего можно считать кислород, находящийся в системе, инертным компонентом. Это подтверждают и исследования К.Клейна [9], который на примерах полосчато-железистых формаций южной части Лабрадорского прогиба и железорудного пояса в штате Минас-Жерайс (Бразилия), показал, что кварц-магнетитовая, кварц-гематитовая и кварц-гематит-магнетитовая ассоциации сохраняются даже при наложенном метаморфизме высшей ступени.

При моделировании процесса наложенного метаморфизма изменения давления системы допускались от 10 до 70 МПа, температуры от 100 до 500 °С. Во всех модельных экспериментах получено 14 минеральных фаз, причем наибольшее число — при относительно низких температурах и давлениях (P 10 МПа, T 100 °С). Все полученные минеральные ассоциации разделились на четыре поля, отвечающих разным условиям давления (в МПа): 10—20, 20—35, 35—55, 50—70, которые можно охарактеризовать как разные стадии наложенного метаморфизма. Первый уровень характеризует стадию окончательного преобразования осадка в породу, второй — процесс наложенного метаморфизма средних давлений и низких температур, третий и четвертый в целом отвечают уровню зеленосланцевой фации метаморфизма или условиям близким к ней.

При постепенном повышении давления в системе полностью исчезают гидроксиды: гётит переходит в гематит: гётит → гематит ($2FeOOH \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O$), а алюминий из бёмита переходит в хлориты и серицит — бёмит → хлориты → серицит, т.е. идет процесс дегидратации системы. Массовый переход гётита в ге-

матит происходит в условиях эпигенеза при температуре до 150 °С еще до начала регионального метаморфизма, что подтверждается и экспериментальными данными [6, 8].

Следует отметить, что магнетит и гематит при изменении давления в системе ведут себя довольно стабильно: содержание изменяется очень плавно, без резких скачков. С добавлением в систему газообразного оксида углерода при температурах до 500 °С гематит может переходить в магнетит через сидерит: гематит сидерит магнетит. При давлениях более 40 МПа сидерит, по-видимому, полностью переходит в магнетит, так как в системе становится больше магнетита и почти исчезает сидерит. При давлении более 40 МПа также появляется эпидот, содержание которого незначительно, однако он обнаружен в виде зерен в пределах месторождения.

Если в систему добавить водород, то начинают появляться водные силикаты: миннесотаит и грюнерит: гематит магнетит миннесотаит грюнерит. Продолжить эту цепочку до фаялита мешают предельные значения давления в системе.

Для большинства железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, характерно тесное и частое чередование весьма разнообразных по составу и условиям образования прослоев [6]. Иногда на расстоянии в несколько сантиметров кварц-серицит-хлоритовые прослои сменяются кварц-гематитовыми и чисто кварцевыми. Изучение этих прослоев дает основание предположить, что специфические условия равновесия системы нередко соблюдались в пространстве на очень ограниченных участках (мозаичное или локальное равновесие), т.е. общее равновесие системы состояло из большого числа локально-изолированных минисистем. Такие миниучастки характеризовались определенным составом флюида в межзерновом пространстве. В участках, находящихся рядом с другими минеральными ассоциациями, содержался уже другой флюид и, скорее всего, другой набор летучих компонентов. По-видимому, при низких температурах ограничена была диффузия не только в твердых фазах, но и во флюидной. На основании этого отдельные участки метаморфизующихся пород можно рассматривать как отдельные системы [5, 6].

Еще один важный этап формирования месторождения — проработка вмещающих пород и руд гидротермальными растворами, которые, как правило, связаны с более поздними внедрениями интрузивных тел кислого состава. Одним из наиболее ярких примеров вторичной проработки гидротермальными растворами месторождений железистых кварцитов являются руды Курской магнитной аномалии, где после внедрения кислых интрузивов произошло формирование приразломных альбититов. На Сыдинском месторождении температура гидротермальных растворов была гораздо ниже, поэтому здесь сформировались системы кварц-карбонатных жил, сульфид-

ная фация, породы по составу очень близкие к березитам, а в рудах наблюдается появление мартита.

В модели нет ограничения расчета условий образования в жилах преимущественно двухминерального парагенезиса: кварц кальцит, а закладывается возможный состав системы, при котором возможно образование уже описанных минеральных фаз, наблюдаемых на месторождении. Состав исходного раствора, поступающего в систему месторождения, задан исходя из существующих представлений о химическом составе низко- и среднетемпературных гидротермальных растворов в целом.

Валовые концентрации (в моль/кг H₂O) заданных его компонентов: H₂CO₃ 1,0; NaCl 0,1; CaCl₂ 0,1; KCl 0,01; H₂S 0,01; прибавим Si, Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺ и S. Это базовый раствор, на котором проводилось большинство расчетов. Маловероятно, что в систему месторождения поступал раствор, ранее не реагировавший с вмещающими кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, поэтому основные расчеты были проведены на вновь полученном равновесном растворе. В нем изменены концентрации почти всех компонентов с учетом состава вмещающих сланцев. Этот раствор имеет кислую реакцию — pH 3,38 и Eh 0,173 В. Можно представить три миграционных цикла компонентов системы: каждый из циклов начинается насыщением исходных растворов кварц-карбонатными компонентами, затем насыщенные растворы перемещаются в пределы вмещающих сланцев и руд, а далее по мере движения этих растворов и их окончательного насыщения идет отложение кварц-карбонатных компонентов за счет реакций друг с другом поровых и трещинных составляющих единого потока гидротерм.

В связи с тем, что процесс гидротермального преобразования месторождения шел уже в приповерхностных условиях, при моделировании процесса изменения давления системы были практически постоянными: от 0,1 до 1 МПа, температура от 50 до 300 °С. Во всех модельных экспериментах получено 10 минеральных фаз. Эта ассоциация стабильна во всех термодинамических условиях, заданных в системе. Изменение идет только в зависимости от температурного режима системы, концентрации самих компонентов системы и соотношении вода : твердая фаза.

При изменении в системе температуры все парагенезисы разделились на три поля, которые отвечают трем разным температурным условиям: 50—150, 15—200 и 200—300 °С. Их можно охарактеризовать как разные стадии гидротермального процесса: 1) низкотемпературный, 2) переходный от низкотемпературного к среднетемпературному и 3) среднетемпературный. Первый уровень характеризуется преобладанием карбонатной составляющей, на втором наблюдается примерное равенство всех компонентов, а на третьем происходит увеличение в системе доли кварца, гематита, магнетита, хлоритов и пирита.

При температурах около 150 °С и выше концентрация в системе кварца и кальцита выше, чем при более низких температурах. Если на начальных стадиях формирования раствора до его поступления в систему месторождения преобладали такие элементы как Si и Ca, то при поступлении растворов в систему месторождения и понижении температуры уже идет насыщение системы Mg и Fe, которые, очевидно, заимствуются из вмещающих и рудных сланцев. Концентрации железа могут повышаться в 2—8 раз, что может приводить к образованию мартита. При достаточно высокой концентрации в системе H_2CO_3 и S при температурах выше 150 °С идет отложение пирита. Железо, по-видимому, заимствуется из рудных прослоев и рудных сланцев.

При увеличении концентрации раствора, уменьшении количества воды в системе твердая фаза—вода происходит обеднение начального парагенезиса. Если при соотношении твердая фаза—вода как 1:10 у нас наблюдается постоянство парагенезисов, то при 1:8 исчезают магнезит и сидерит, а при 1:6 остаются только кварц, кальцит, гематит и магнетит, т.е. компоненты, чье содержание в растворах наибольшее.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы. Авторы настоящей публикации рассмотрели и смоделировали основные стадии формирования и преобразования вмещающих пород и руд Сыдинского месторождения. Все процессы накопления и уплотнения первичного осадка, его метаморфического преобразования и гидротермального изменения, отраженные в приведенных физико-химических моделях, довольно условны и идут по пути наиболее вероятностного протекания процесса формирования и преобразования месторождения. Много факторов, которые могли оказывать влияние на эти процессы, не рассматривались и не вносились в условия, учиты-

ваемые при моделировании. Однако модели не противоречат общепринятым представлениям о формировании докембрийских железистых кварцитов. Также они довольно хорошо увязываются с современными представлениями о генезисе пород кувайской серии в пределах Казыр-Кизирского синклинория.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов И.К.* Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы / Материалы к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири. —Томск: Изд-во Томского ун-та, 1963. С. 3—10.
2. *Баженов И.К.* Западный Саян / Очерки по геологии Сибири. —М.: Изд-во АН СССР, 1934.
3. *Белоус Н.Х.* Краткие сведения об осадочных и осадочно-метаморфизованных железорудных месторождениях и проявлениях Алтае-Саянской горной области. —М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 1. Кн. 2. С. 520—550.
4. *Князев Г.Б.* Метаморфизованные железные руды кремнисто-железистой формации в нижнем кембрии Казыр-Кизирского синклинория. —Л., 1986. Деп. ВИНТИ, № 242 8В.
5. *Котина Р.П., Ганеев И.Г.* Флюидный режим метаморфизма в железисто-кремнистых формациях докембрия // Железисто-кремнистые формации докембрия. Формационные типы, условия метаморфизма и рудообразования. —М., 1979. С. 20—25.
6. *Мельник Ю.П.* Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. —Киев: Наукова думка, 1986.
7. *Староверов Л.Д.* Сыдинское железорудное месторождение // Вестник Западно-Сибирского геологоразведочного треста, 1933. Вып. 1.
8. *Becker R.H., Clayton R.N.* Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia // Geochim. Et cosmochim. acta. 1976. 40. № 10. P. 1153—1165.
9. *Klein C.Jr.* Changes in Mineral Assemblages with Metamorphism of Some Banded Precambrian Iron Formations // Econ. Geology. 1973. 68. № 7. P. 1075—1089.

Концепция региональных геофизических исследований для геологических и минерагенических целей

Ю.К.ЩУКИН, В.А.ЕРХОВ, С.Л.КОСТЮЧЕНКО (ВНИИГеофизика), А.В.ЛИПИЛИН (Роснедра),
А.К.СУЛЕЙМАНОВ (ВНИИГеофизика)

*100-летию выдающегося
ученого-геофизика и крупного
организатора науки и
производства В.В.Федынского
посвящается*

Все начиналось с В.В.Федынского. «Важнейшие итоги и предстоящие задачи региональных геофизических исследований. Основная задача региональных геофизических исследований — изучение глубинного строения земной коры и взаимодействующей с ней зоны верхней мантии. Нередко такое определение вызывает критику. Считается, что глубинные исследования слишком мало дают практике. В связи с этим хотелось бы подчеркнуть, что региональные исследования имеют как глубоко теоретическое, так и важное практическое значение. Они необходимы, с одной стороны, для развития фундаментальных представлений о строении и эволюции Земли, с другой, на их основании можно наметить главные направления поисков и разведки различных видов полезных ископаемых, принимая во внимание глубинные закономерности, не видимые на поверхности Земли.

За истекшие годы проведена большая работа. Установлено определение земной коры, которая ограничивается снизу поверхностью Мохоровичича. Выделены ее основные типы — континентальный, океанический, переходный, и выяснены критерии их классификации. Установлено наличие глубинных разломов различного класса и доказано, таким образом, слоисто-блоковое строение земной коры. Более того, в настоящее время накапливается все больше фактов, на основании которых можно утверждать, что лежащие слои верхней мантии также имеют слоисто-блоковое строение. Наконец, за последние годы в ряде районов наметилась определенная связь между некоторыми основными элементами глубинного строения земной коры и верхней мантии и закономерностью размещения полезных ископаемых в верхних частях земной коры, доступных для разведки и эксплуатации. Все эти достижения стали возможными в результате широкого и систематического развития сейсмических исследований с использованием искусственных взрывов. Вместе с тем, полностью выяснилась важность комплексирования этих работ с другими видами геофизических исследований: сейсмологическими, гравиметрическими, маг-



нитными, электромагнитными и геотермическими. Только комплексное использование различных методов дает наиболее полную информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии.

Наряду с этим обнаружились и некоторые слабые стороны глубинных геофизических исследований, в частности, трудность определения природы сейсмических волн, особенно при наличии градиентных сред. Информативность сейсмического метода при изучении вертикально и круто падающих границ раздела земной коры пока еще недостаточна. **Слабо разработан вопрос об увязке строения глубинных и приповерхностных слоев земной коры. В ряде районов неясны связи между глубинными характе-**

ристикami строения земной коры и верхней мантии и закономерностями размещения полезных ископаемых.

В ближайшие годы следует продолжать изучение глубинного строения континентов и океанов, в первую очередь на опорных полигонах, имеющих наиболее типичное геологическое строение и историю. Глубинными методами необходимо исследовать мировые системы рифтов и островных дуг, а также окаймляющие их блоки земной коры. *Большой интерес представляют региональные и локальные системы глубинных разломов, которые наблюдаются повсеместно. Нужно научиться получать и истолковывать физические параметры среды на глубинах, не доступных бурению, оценивать ее физическое состояние и вещественный состав.* Важно применить глубинное сейсмическое зондирование и другие геофизические методы для изучения глубинного строения земной коры в зонах развития лавовых покровов. С этой точки зрения объектом номер один является Сибирская платформа, закрытая сплошным покровом траппов. *Интересна и важна проблема связи энергетической характеристики верхней мантии и геотектонических процессов, протекающих в земной коре. С открытием слоя пониженной вязкости верхней мантии, через которые передается энергия от глубоких частей верхней мантии к земной коре, глубинные геофизические исследования приобрели важное значение для объяснения не только строения, но и теории развития земной коры в отдельных районах.*

Для решения всех перечисленных задач прежде всего необходимо усовершенствовать применяемые способы. Очень важно подумать над разработкой оптимальных систем наблюдений и методики интерпретации сейсмических наблюдений с использованием взрывов, подбирая наиболее экономичные и в то же время эффективные по информативности системы. Нужно усовершенствовать технические методы, применяемые для изучения субвертикальных границ раздела земной коры и верхней мантии. Очень важным представляется дальнейшее углубление комплексного использования различных геофизических методов в их совместной интерпретации. *Для изучения энергетического состояния недр Земли важно развивать исследование вековых вариаций естественных физических полей Земли, которые связаны с геотектоническими процессами.* Здесь имеются в виду не только электромагнитные, но и магнитные и гравитационные поля Земли.

Все это поможет повысить эффективность региональных геофизических исследований и более глубоко использовать их результаты для развития наук о Земле, для поисков и разведки полезных ископаемых (**В.В.Федынский в книге «Глубинное сейсмическое зондирование». Материалы Второго всесоюзного совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов». Алма-Ата: АН КазССР, 1973. С. 7—8).**

Так виделись задачи ровно 35 лет назад, они остаются актуальными до сегодняшних дней. Фундаментальные задачи требуют еще многих теоретических, методических, методологических и технических решений на еще долгие годы.

И все же наша страна всегда находила умы и средства производства региональных геолого-геофизических исследований на таких огромных площадях как территория России. Давайте рассмотрим всего несколько примеров уникальных результатов глубинных исследований, о которых мечтали наши чудесные ученые и учителя! России есть чем гордиться — это прежде всего уникальными глубинными исследованиями недр Земли.

К новым решениям старых и новых проблем. Минувший век стал для геофизики столетием непрерывных открытий и новых решений. Геология в одиночку уже не могла справиться с проблемами обновления бытующих представлений о геологическом строении обширных регионов. Кроме того, стал очевидным факт, что без знания глубинных процессов в земной коре и верхней мантии невозможны новые геологические открытия месторождений полезных ископаемых.

Первые же работы сейсморазведчиков, выполненные ими методом глубинного сейсмического зондирования в 50-е годы прошлого столетия, позволили геологам-теоретикам и геологам-практикам приступить к построению геолого-тектонических карт, разрезов на глубинной геофизической основе. Сформировалось новое направление — глубинная геология, позволившее создать типовые модели геологической среды до глубин в первые десятки километров, определить положение в земной коре важнейших глубинных разломов и других геологических структур. Новые достижения в геологии и геофизике были сразу же использованы для задач практической сейсмологии, геохимии.

В те же годы бурно развивающаяся область знаний, основанная на достижениях спутниковой системы, буквально «взорвала» мир невиданными возможностями дистанционных методов изучения Земли из Космоса. Логическим этапом научных и практических решений стало совмещение исследований аэрокосмических (геологических и геофизических) с наземными работами, носящими вместе с тем локальный характер.

Новым решением задач надрегионального уровня стали протяженные геотравессы, пересекающие на тысячи километров сразу несколько тектонических единиц (подразделений) — платформы, щиты, складчатые области. Использование ядерных взрывов в качестве источников возбуждения сейсмических колебаний позволило получить информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии до глубин в несколько сотен километров.

Новые технологии возбуждения и регистрации упругих волн, новые уникальные результаты геолого-геофизического содержания впервые позволили

нашей стране выйти на лидирующие позиции мировой геофизики.

Сеть глубоких и сверхглубоких скважин, пробуренных в регионах с разным геологическим строением, совмещенная с геотраверсами, стала идеальной схемой комплексного изучения глубинных недр Земли в самом широком смысле этого слова. Можно считать этот проект и его геологическую реализацию важнейшим приоритетом мирового значения.

Создание государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин, составляющие основу концепции, относится к числу наиболее значимых работ Федерального уровня. Основная цель данного вида исследований связана с решением крупных проблем в области изучения литосферы, геологического картирования, оценки перспектив и разработки критериев поиска глубинных (скрытых) месторождений полезных ископаемых, обоснованием границ континентального шельфа России, сейсмической опасности и геоэкологического мониторинга среды.

Сеть опорных профилей (геотраверсов) создается на территории и в акватории России и в итоге должна сформировать каркас взаимоувязанных профилей, опирающийся на параметрические и сверхглубокие скважины. Неотъемлемыми элементами сети профилей должны стать профили-рассечки, опорные участки площадных работ и ключевые отрезки создаваемой сети профилей. По своей полноте и представительности результаты таких работ должны быть совместимы с данными ранее проведенных исследований и интегрированы в общую схему современных геологических представлений.

На данном этапе исследований предлагаемая концепция адаптируется с программами геологического картирования территории России и в известной степени дополняет ее данными по глубокому бурению. На уровне системы региональных регионально-зональных профилей концепция предусматривает изучение закономерностей размещения полезных ископаемых с учетом особенностей глубинного строения изучаемых регионов.

Концепцией предусмотрен и обоснован каркас взаимоувязанных профилей и скважин, которые составят основу объемной модели глубинного строения территории России. Каркас включает 46 глубинных геофизических профилей, пройденных до 1995 г. и 13 новых профилей, проектируемых в соответствии с программой работ в Европейской части России, Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и шельфе морей и океанов. К настоящему времени создана лишь часть общей сети профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Наиболее полно системой геотраверсов изучены Западно-Сибирская плита, и отдельные рудные провинции (Норильская медно-никелевая, Якутская алмазоносная) Сибирской платформы и Урал. Практически слабо изучены районы Северо-Востока страны (рис. 1).

Концепцией предусматривается также переработка и переинтерпретация материалов ранее выполненных профилей ГСЗ в Восточной Сибири и региональных профилей МОГТ в Западной Сибири. В результате таких работ будет построена уточненная модель земной коры и литосферы в целом для междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски, Норильско-Таймырской и Ямало-Карской провинций. Выполняются исследования по расшифровке строения доюрского основания платформенных комплексов Западной Сибири.

Анализ и синтез полученных данных позволяет сформулировать некоторые, наиболее общие проблемные вопросы глубинной геологии, которые и в настоящее время требуют немедленного решения, в первую очередь те, которые продвигают практические задачи прогноза месторождений полезных ископаемых:

1. Новая поступающая геолого-геофизическая информация (в т.ч. полученная дистанционными методами) свидетельствует о том, что тектоносфера Земли состоит из разноранговых, разноплановых неоднородностей, пространственное положение которых в разрезе и по латерали нередко трудно напрямую увязать с положением известных геологических структур, выраженных на дневной поверхности. Возникает **проблема глубинного картирования неоднородностей коры и мантии, создания нового поколения карт на глубинной основе, новой терминологии, новой систематики глубинных структур** (рисунки 2, 3).

2. **Расслоенность, гетерогенность** земной коры и верхней мантии известна. Однако, по-прежнему, остается **проблема изучения природы границ в земной коре и верхней мантии**. Наряду с традиционными методами геологического истолкования расслоенности, важное место должны занять **вопросы изучения динамики среды, обуславливающие интенсивную расслоенность разных горизонтов тектоносферы**.

3. **Глубинным разломам** принадлежит важная роль на всех этапах формирования глубинных структур и месторождений полезных ископаемых. **Изучение геологии, истории развития, динамики, условий и механизма их формирования, вещественных магматических комплексов, сопровождающих их развитие и наполнение, специфики их минерализации — все это составляет важную проблему объемного изучения глубинных разломов**.

4. Совершенствование знаний о процессах минералогической специализации (прежде всего, эндогенного оруденения) требует безотлагательного углубленного исследования **проблемы эволюции континентальной коры**, в т.ч. (а в ряде случаев прежде всего) **ранних этапов развития**. Новые данные параметрических и сверхглубоких скважин поставляют для этих целей уникальный материал.

5. Комплекс геолого-геофизических данных, полученных в результате исследований, заставляет вновь ставить **проблему типизации земной коры и**

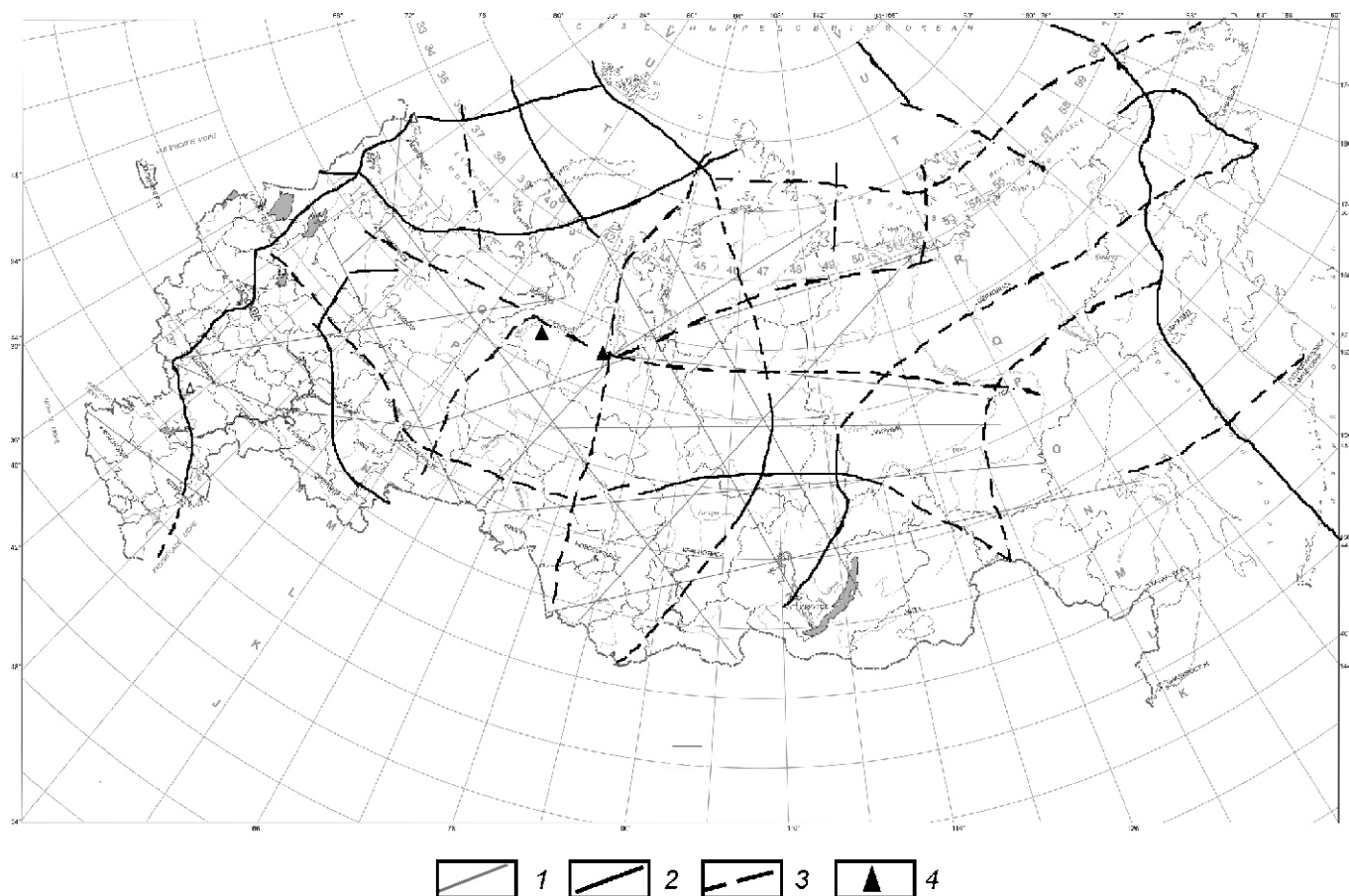


Рис. 1. Опорные геофизические профили:

1 — выполненные в 1972—1994 гг. в соответствии с Государственной программой «Регион» и региональными программами; 2 — выполненные до 2008 г. в соответствии с Федеральной программой; 3 — планируемые к выполнению до 2020 г. в соответствии с Федеральной программой; 4 — сверхглубокие и глубокие скважины

верхней мантии по глубинным критериям. Положительный опыт таких работ с учетом результатов глубинного сейсмического зондирования имеется. Объемные модели коры по комплексу данных позволяют приблизиться к решению практических задач регионального прогноза месторождений полезных ископаемых, скрытых на глубине, а также к задачам прогнозирования разреза среды, возникающим при бурении скважин на объекты минерального сырья, в задачах предупреждения землетрясений и типизации зон сильных сейсмических толчков.

6. Проблема изучения вещественного состава коры до глубины 10—15 км на основе геофизических данных. Изучение условий преобразования вещества, находящегося на больших глубинах при высоких давлении и температуре и в разных геодинамических обстановках.

7. Проблема напряженного состояния среды, его реконструкция и прогноз на глубину. Создание тектонофизических (тектодинамических) моделей среды позволит дать ответ на ряд вопросов разрушенности и проницаемости среды, условий формирования пологих тектонических нарушений, аномалий прочностных свойств среды.

8. Надрегиональные соотношения оболочек тектоносферы и геосфер Земли — в общем случае отдельных слоев земной коры и геологических образований. Выяснение закономерностей и условий взаимодействия глубинных горизонтов в земной коре и по латерали позволит получить не только новые тектонические решения, но дать принципиально новые подходы и принципы построения прогнозных карт скрытой эндогенной минерализации, нефте- и газонакопления. *Важное значение смогут иметь данные о существовании на глубине скрытых транзитных структур, протяженных на тысячи километров и пересекающих платформы и орогены.* С рядом таких зон могут быть связаны крупные рудные месторождения с источниками генерации в мантии и ниже.

9. Проблема формирования глубинных критериев минерагенического прогноза (нефть, газ, твердые полезные ископаемые) и создание на их основе новых карт прогноза скрытых месторождений. Индивидуализация региональных признаков. Надрегиональный прогноз на глубинной геологической основе.

10. Проблема изучения современных геодинамических процессов, их связи с геодинамическими об-

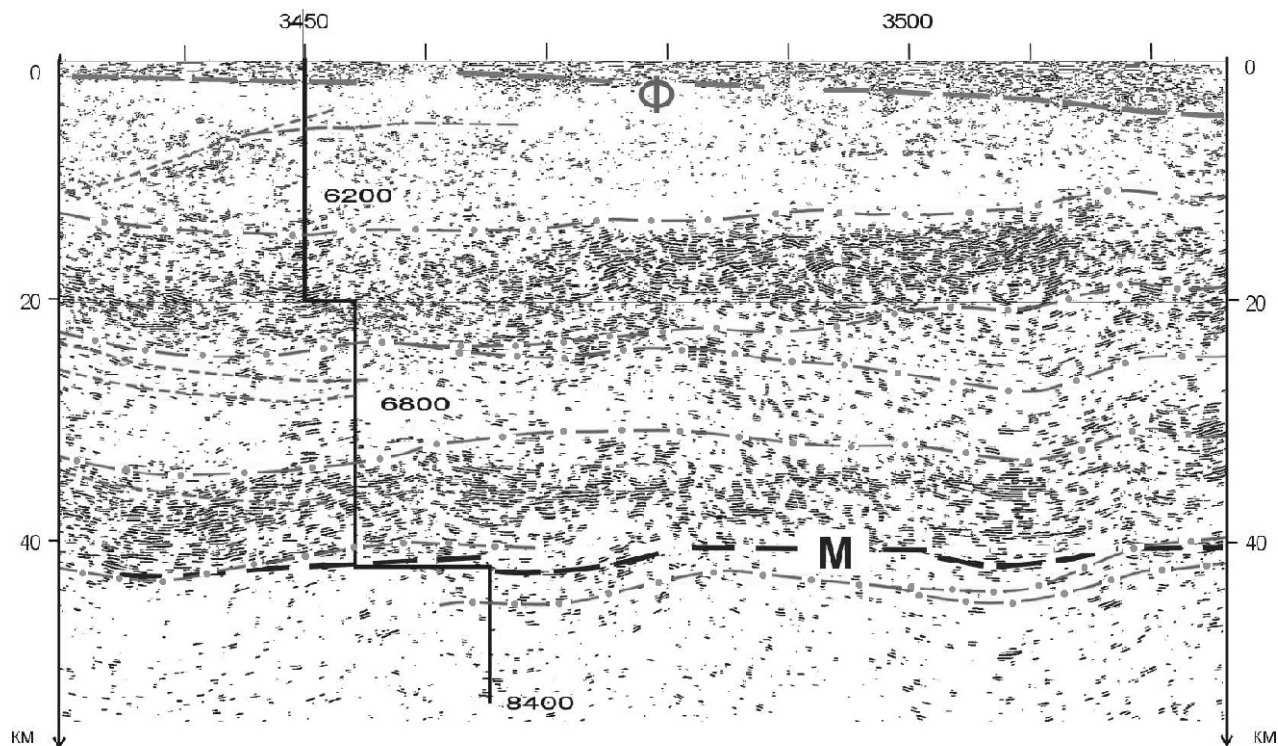


Рис. 2. Профиль 1-ЕВ. Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий горизонтальные и субгоризонтальные отражающие элементы средней, верхней и нижней коры Европейской части России

становками. Использование критериев современной активности в условиях слабоактивных регионов для создания новых подходов к практическим решениям (минералогия, геологическая, сейсмическая, экологическая и техногенная опасности).

11. Проблема нелинейных геофизических и геодинамических процессов в земной коре и верхней мантии. Разработка на этой основе новых методов измерения и наблюдения за пространственно-временными изменениями параметров разреза земной коры.

Все сказанное составляет лишь малую часть нерешенных проблем, да и то с точки зрения авторов и тех, кого они цитируют. Предполагается отдельно разбирать каждую из проблем.

Вернемся к В.В.Федынскому. Добавим проблем:

1. Потенциальные поля. Природа границ в земной коре и верхней мантии. Геологические факторы, влияющие на их формирование. Статические (структурно-вещественные) и динамические аномалии. Мерцающие и исчезающие неоднородности.

Глубина и возраст источников геофизических аномалий.

Соотношение и взаимодействие физических полей. Причины прямой и обратной связи.

Взаимосвязь геофизических полей с геологическими структурами на разных глубинных срезах. Причины несоответствия.

Природа и возраст термических аномалий в коре и верхней мантии. Связь с геологией и степень влияния на тектонику и геодинамику.

Природа сейсмических аномалий в коре и верхней мантии. Природа волноводов и их роль в тектонической расслоенности литосферы. Идея А.В.Пейве использовать волноводы в коре для объяснения геодинамических условий и масштаба коллизионных процессов. Волноводы в коре — тектоническая память среды.

Физические свойства горных пород и палеотектонические реконструкции этапов эволюции геологической среды.

Вариации физических полей во времени и современные геодинамические процессы.

Выраженность разломов в физических полях.

2. Консолидированная кора. Признаки отличия коры древних и молодых платформ.

Соответствие глубинных элементов коры приповерхностным геологическим структурам. Можно ли «снимать кальку» с геологической карты для больших (каких?) глубин.

Номенклатура и терминология для глубинных структур и неоднородностей. Существуют ли антеклизы и синеклизы, другие элементы верхней коры на больших глубинах? Как называть их глубинные пространственные аналоги?

Корни структур и их глубина. На каких глубинах «причлены» континенты? Сотни километров?

Соотношение структурных и динамических неоднородностей в коре и верхней мантии. Типы. Систематика и иерархия глубинных структур.

Геологическая эволюция земной коры. Ранние этапы формирования и развития. Идеи А.Л.Яншина об

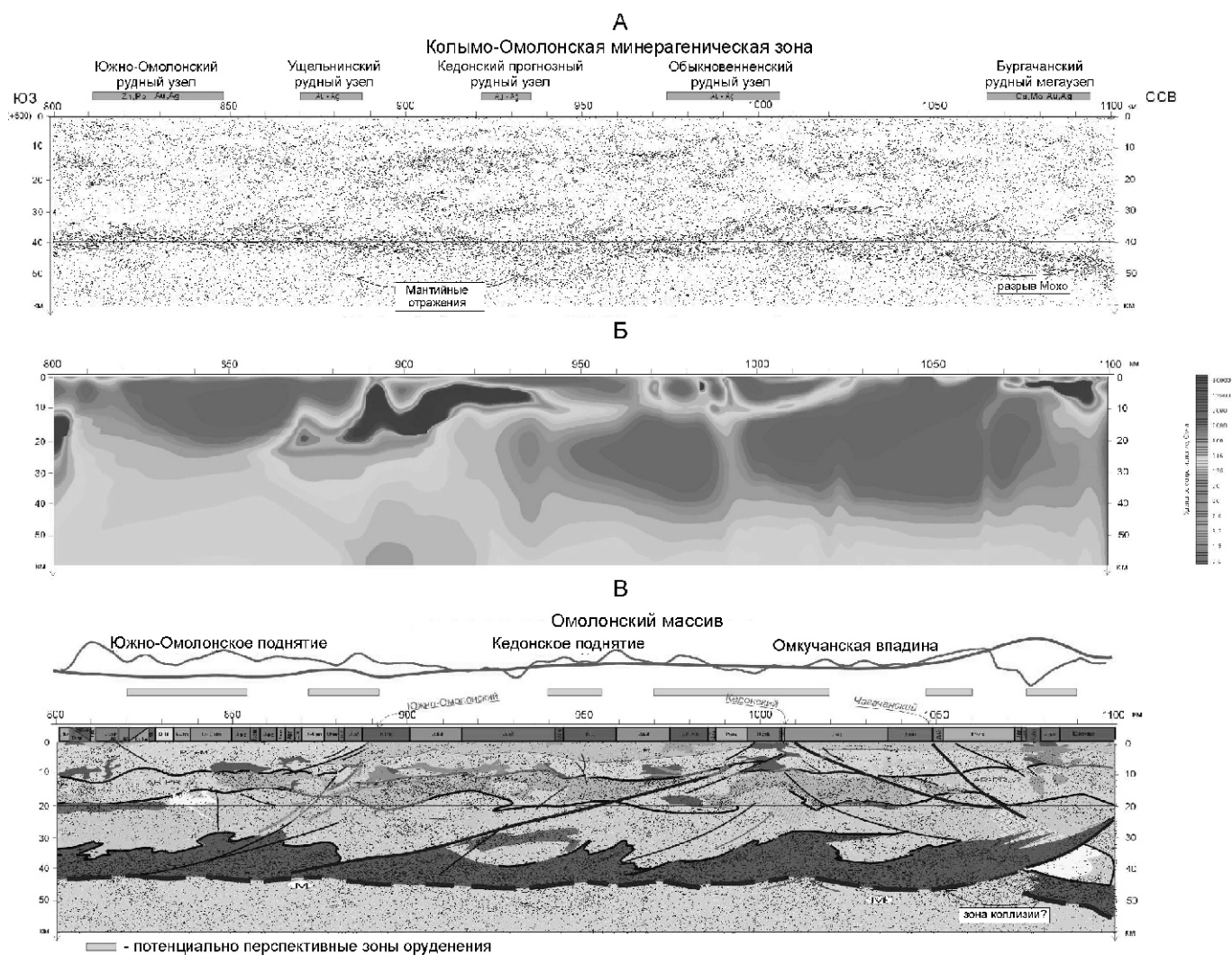


Рис. 3. Профиль 2-ДВ. Геолого-геофизический образ Омолонского срединного массива и основных рудных узлов. Северо-Восток России [25]:

разрезы земной коры и верхней мантии: А — глубинный сейсмический МОВ ОГТ; Б — геоэлектрический; В — комплексный геолого-геофизический

особом состоянии коры ранних этапов развития в условиях «высокого стояния» астеносферы или высокой температуры нагревания земной поверхности. Горячие моря. Геологически «расслабленная среда» и невозможность роста гор.

Эрозия коры. Величина эрозионного среза. Как трактовать границы в земной коре — физической, структурной, вещественной, геодинамической и другой природы? Ю.В.Ризниченко, И.П.Косминская, Е.М.Епинатьева были категорически против отождествления скоростных границ с неоднородностями вещественного состава земной коры. Каким образом коррелировать сейсмические границы вдоль профиля (разреза) со структурами разного эрозионного среза (от первых до десятков километров)?

Границы и окраинные зоны платформ. Перекратоны — периорогены (форланды) — вместилища углеводородов и твердых полезных ископаемых.

Динамические процессы в транзитных зонах.

Различие или сходство физических полей и строения среды как признаки ее развития и критерии типизации и районирования.

Латеральная и радиальная делимость коры и мантии (идеи А.В.Пейве и М.А.Садовского). Скоростные свойства и природа поверхности (раздела, границы) Мохоровичича. Молодость рельефа поверхности М.

Структурно-тектонические и геофизические аномалии верхов кристаллического фундамента. *Признаки гетерогенности и возможной динамической неустойчивости* вблизи границы фундамента с осадочным чехлом (идеи Э.Э.Фотиади, А.Д.Седовой, Е.Ф.Козловой — 1950-е—1960-е годы, Н.К. и Л.В.Булиных — 1970-е—1980-е годы, В.А.Трофимова, Н.Н.Христофоровой, М.Г. и Ю.Г.Леоновых — 1990-е годы).

Разломная и трещинная тектоника земной коры — забытые геологические проблемы. Роль динамического фактора. Поля тектонических напряжений в

земной коре и верхней мантии. Типы генетической и пространственно-временной связи.

3. Верхняя мантия. *Выраженность* тектонических структур в неоднородностях строения и свойств верхней мантии. Всегда ли она наблюдается и что это означает? Почему, например, рифейские авлакогены Русской платформы «невыразились» в низах коры и верхах мантии?

На каких глубинах в мантии «удерживаются» крупнейшие тектонические элементы и почему (или еще раз о «корнях» структур)? Идеи и построения С.Д.Коган, В.Гейко, Л.П.Винника, В.Д.Наливкина и др.

Возраст неоднородностей верхней мантии.

Разноэтажная тектоника верхней мантии, гетерогенность и зональность как признаки длительной геологической истории развития тектоносферы.

Резонансные структуры в консолидированной коре и осадочном чехле от мантийных источников тектонических движений. Идеи В.В.Белоусова, В.Е.Хаина, П.Н.Кропоткина и др.

Анизотропия структуры и свойств верхней мантии. Идеи Л.П.Винника, А.В.Егоркина, С.Н.Кашубина, К.Фукса и др.

Астеносфера и литосфера. Тектоносфера.

Признаки и региональные предпосылки аномально-го строения верхней мантии под платформами.

Современные активные процессы в мантии и глубокие землетрясения.

Напряженное состояние верхней мантии, его влияние на тектонику земной коры. Идеи С.Н.Ранкорна о динамических процессах в мантии. Конвекция.

Глубинная геодинамика (идеи Л.П.Зоненшайна).

4. Динамически взаимодействующие глубинные системы и современная тектоника. *Геологические события прошлого* и современные геодинамические процессы охватывают огромные пространства одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени).

Это объясняется тем, что в геологических процессах участвуют *крупномасштабные неоднородности* активных объемов литосферы до глубины 200—300 км и более.

При этом в *каждом структурном этаже* земной коры и верхней мантии (такие) геологические и геофизические процессы проходят в обстановке, характерной для того или иного глубинного раздела (уровня, слоя). Это легко заметить даже из обычного сопоставления разноглубинных процессов и явлений, контуров пространственно-временных аномалий физических полей.

Одновременное существование в разных этажах коры и мантии «собственных» ансамблей неоднородностей среды — один из замечательных элементов развивающейся среды. Другое важное ее свойство — пространственно-временная неустойчивость, динамичность и изменчивость физического состояния среды, ее «подстраивание» под изменяющуюся геологическую историю Земли в целом, конкретной ее области в частности.

В геологической среде не существует изолированных друг от друга (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов, явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, по-разному реагирующими, откликающимися на внутреннее (эндогенные) и внешние воздействия.

Одним из возможных источников внутриплатформенных пространственно-временных изменений и вариаций физических полей может быть *существование мантийных конвективных ячеек*, «подпитываемых» в разное геологическое время, а сейчас со стороны активных орогенов или других структур.

Остаются для обсуждения также наши прежние вопросы и предложения:

Взаимодействие осадочного чехла и фундамента.

Взаимодействие новейших структур осадочного чехла с глубинными структурами (неоднородностями) земной коры на ее разных глубинных срезах. При этом допускается, что:

неотектонические структуры могут иметь глубокие корни. Это значит, что возраст современной коры платформ в целом (особенно по ее периферии) более молодой, чем принято считать. Идеи М.М.Тетяева и В.В.Белоусова об альпийских платформах;

неотектонические структуры, возможно, имеют различную глубину в зависимости от типа формирующихся структур чехла и верхов консолидированной коры (фундамента);

Механизм глубинных процессов в литосфере под влиянием динамического воздействия активных структур может вызвать:

хрупкопластичные деформации и соответствующие кинематические типы структур;

вязкопластичные деформации (в средней и нижней коре) как необходимое условие для формирования структур фундамента и осадочного чехла;

подкоровые течения вещества в результате региональной деформации, в т.ч. в условиях динамического воздействия (сжатия) орогена на прилежащую к ней платформу;

аномальный глубинный тепловой поток как одна из возможных причин формирования глубоких впадин, в особенности по окраинам платформы, зон разуплотнения и тектонического течения пород фундамента.

расслоенность и структурная дисгармония в коре и мантии.

В строении земной коры и верхней мантии наиболее четко выражены структуры новейшего этапа развития. Четвертичные структуры (платформенного типа), по-видимому, еще не все успели «выразиться» в особенностях строения и свойствах коры и мантии.

5. Минерагения. *Влияние мантийных процессов* на образование структур земной коры и размещение в них

месторождений мантийного происхождения. Нелинейные минерагенические процессы. Латеральные минерагенические структуры. *Идеи А.Д. Щеглова.*

Разноэтажная тектоника и делимость среды. Источники рудного вещества.

Блоковая структура коры — важнейший элемент для минерагенического районирования и прогноза (геоблоки Л.И.Красного).

Эволюция земной коры и пространственно-временная минерагеническая специализация.

Глубинные промежуточные коллекторы в коре и флюидные системы.

Типизация земной коры и минерагеническая специализация.

Глубинные динамические системы как условие формирования месторождений. Предпочтительные пути миграции и обновления углеводородов. Роль гидрогеологических факторов.

Глубинные и сверхглубинные источники минерального вещества.

Протяженные глубинные линейные системы месторождения-гиганты.

«Живая тектоника». Вариации напряженно-деформированного состояния. Обновление и воспроизведение месторождений.

Глубинные разломы, трещинная тектоника, минерагения.

Эти проблемы, положения и вопросы должны учитываться при *размещении наблюдательной сети* измерений и интерпретации полученных данных на любом уровне детальности исследований геологической среды.

6. Некоторые общие положения. Конечным продуктом всех геофизических работ является также геологический объект, поэтому комплекс геофизических работ любого масштаба определяется геологическим объектом.

Региональные геолого-геофизические работы (в т.ч. на протяженных геотраверсах), в значительном объеме выполненные в последние десятилетия прошлого века, существенно изменили, а в ряде случаев разрушили бытующие представления о соотношении поверхностных структур с глубинными. Были получены новые регионального содержания результаты о минерагенической специализации крупных регионов геологических структур земной коры и верхней мантии. Результаты исследований (из-за масштаба исследований и технологии проведения геофизических работ) по своей сути были кинематическими, структурно-вещественными.

Этот знаменательный для геологии и геофизики этап исследований глубинных недр с неизбежностью «породил» необходимость постановки детальных работ, значимых для геологии, геофизики и минерагении и носящих объемный характер.

Необходимыми, а скорее обязательными, стали исследования динамических параметров среды, свидетельствующих о свойствах среды, ее нарушенности, трещиноватости, флюидонасыщенности, проницае-

мости для флюидов, газов, углеводородов, рудонасыщенных растворов и др.

Этот этап — самый ответственный, нацеленный на прогноз и обнаружение конкретного месторождения или группы месторождений. Особенность этого этапа — необходимость применения новых геофизических технологий, во многом, принципиально отличных от тех, которые использовались на начальном этапе региональных исследований.

Глобализация глубинных исследований. Оглядываясь на прошлые достижения, результаты которых еще не до конца реализованы и востребованы, можно констатировать, что был сделан первый шаг к глобализации методов и данных, обеспечивающих всю Северную Евразию однотипными единовременно полученными данными, предназначенными для широкого круга специалистов — геологов, геофизиков, сейсмологов, геохимиков и др.

Одновременно с этим проектом была предложена схема взаимодействия международного геологического и геофизического сообщества, облеченная в форму глобальных геотрансектов, пересекающих целые континенты или их наиболее «конъюнктурные» регионы (нефтегазовые регионы, рудные провинции, сейсмопасные зоны, алмазоносные провинции, ключевые геодинамические объекты).

Можно с уверенностью констатировать — в прошлом веке была правильно и удачно угадана тенденция человечества к сотрудничеству на глобальной основе.

Глобализация, т.е. унификация всех видов деятельности человека, а в геофизике — наблюдения за поведением геологической среды в реальном времени — оказалась соизвучной описанным выше российским проектам.

Это значит, что настало время, правильно оценив положительные результаты прошлого, выйти с проектом на международной основе для широкого круга геологических задач и прогноза опасных катастрофических явлений, требующих такого международного сотрудничества.

Жизненно важными могут оказаться новые открытия месторождений-гигантов, которые «успокоят» человечество и защитят от энергетического кризиса и безысходности перед природными стихиями.

Предлагаемый проект международного сотрудничества специалистов наук о Земле объединяет усилия теоретиков и практиков, планирующих и осуществляющих комплексные наблюдения за геологическими, геофизическими, геодезическими и другими наземными исследованиями с экспериментами в атмосфере (внешними геосферами). Это позволит с большей вероятностью чем прежде выполнять предупредительные и охранные мероприятия в проблеме прогноза геологических катастроф (землетрясений, извержений вулканов, их последствий).

Системой глобального изучения природных процессов предусматривается отдельные и совмещенные (в пространстве и во времени): геолого-геофизические наблюдения за внутриземными процессами и аномальными явлениями; сейсмологические наблюде-

ния сетью цифровых сейсмических станций за поведением упругих волн в среде (томография); глобальной сети цифровых геодезических наблюдений, основанных на спутниковых и наземных измерениях в реальном времени; спутниковых измерений ионосферных и атмосферных явлений и аномалий, с непременным изучением отклика твердой земли на такие аномальные явления.

В качестве пилотного можно предложить Евроазиатский проект комплексного изучения внешних и внутренних геосфер по одному из геотраверсов: Атлантический океан—Тихий океан с расщелками и районами детальных (и стационарных) наблюдений.

Геотраверс (в полосе 100—300 км) сможет быть основан и поддержан сетью геофизических, геодезических и других наблюдений, уже работающих в национальных проектах. Значительная часть геотраверса на российской территории обеспечена ранее выполненными работами.

Важная роль в проекте наряду с известными наземными геофизическими методами отводится аэрокосмическим методам наблюдения за состоянием и поведением приземного слоя и его отклика на эндогенные и внешние воздействия.

Будет собрана в широкой полосе (до 300—500 км) вся возможная информация о геосферах и их взаимодействии, особенно в зоне активной деятельности человека.

Данные мониторинга кинематических и динамических характеристик внутренних (эндогенных) и внешних геосфер, полученные в реальном времени и совмещенные с конкретной геологической и геодинамической обстановками на огромном пространстве от Атлантического до Тихого океана, позволяют:

Получить пространственно-временной срез и условия взаимодействия современных процессов, происходящих сейчас в твердой Земле и высоких слоях атмосферы и ионосферы.

Выявить взаимодействие глобальных, надрегиональных и региональных структур и процессов в твердой Земле, их взаимосвязь с геологией, тектоникой и геодинамикой верхов коры.

Изучить характер и скорость протекания длиннопериодных (тысячи километров) и относительно высокочастотных (сотни километров) медленных и быстрых современных геодинамических процессов в разных тектонических обстановках Северной Евразии.

Оценить тренд мгновенных горизонтальных движений (по результатам измерений методами космической геодезии) в областях активной и пассивной геодинамики, в зонах их интерференции и коллизии.

Изучить (оценить) суперпозицию глубинных (сотни километров) и сверхглубинных (тысячи километров) неоднородностей в твердой Земле (по результатам взрывной и пассивной сейсмологии, космической геофизики) на предмет увязки с конкретной геологией и практическими задачами.

Приблизиться к пониманию глубинных источников, места и условий размещения месторождений-ги-

гантов (углеводороды, руды, алмазы и другие виды минерального сырья).

Найти ответ на причины неожиданных природных катастрофических явлений (эндогенного и космического происхождения), изучить разнообразие отклика среды на эти опасные явления природы в разных тектонических обстановках активных и пассивных геологических сред.

Совершенно очевидно, что дальнейшая пассивность в организации комплексных исследований на кооперативных началах приведет к гораздо большим убыткам, чем затраты на предлагаемые работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР* / Под ред. Ю.В.Зайченко, В.А.Ерхова и Ю.К.Щукина. — М., 1989.
2. *Атлас карт и разрезов вдоль пяти геотраверсов России* / Под ред. А.С.Егорова. — М., 1989.
3. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2007. № 1. Вып. 9.
4. *Глубинное строение территории СССР*. — М.: Наука, 1991.
5. *Глубинные сейсмические исследования в России: результаты и проблемы*. — С-Пб., 2007.
6. *Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А.* Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай—Северная Земля / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. — С-Пб., 2007.
7. *Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. С. 25—30.
8. *Егоров А.С.* Научные результаты глубинного геолого-геофизического и геодинамического моделирования орогенных структур по данным комплексных исследований вдоль региональных профилей ГСЗ-МОВЗ и МОВ-ОГТ / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. — С-Пб., 2007.
9. *Ерхов В.А., Щукин Ю.К.* Проблемы глубинной геологии / Геологическая секция по Государственной сети опорных геофизических профилей. Материалы рабочего заседания. — С-Пб., 2000.
10. *Каминский В.Д., Морозов А.Ф., Пискарев-Васильев А.Л.* и др. Основные черты глубинного строения Центрально-Арктического бассейна по геолого-геофизическим данным / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. — С-Пб., 2007.
11. *Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Рыбалка А.В.* Глубинные сейсмические исследования Уральского складчатого пояса / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. — С-Пб., 2007.
12. *Козловский Е.А.* Комплексная программа глубинного изучения земных недр // Советская геология. 1982. № 9. С. 3—11.
13. *Козловский Е.Л., Зайченко В.Ю., Ерхов В.А.* и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли // Советская геология. 1987. № 11. С. 7—22.
14. *Комплексирование методов разведочной геофизики* / Под ред. В.В.Бродового, А.А.Никитина. — М.: Недра, 1984.
15. *Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К.* Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73—84.
16. *Литилин А.В., Аккуратов О.С., Келлер М.Б., Щукин Ю.К.* Создание Государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубо-

- ких скважин // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 7—11.
17. Липилин А.В., Петров О.В., Анискин А.Л. и др. Глубинные сейсмические исследования в России: результаты и проблемы / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. —С-Пб., 2007.
 18. Липилин А.В., Петров О.В., Анискин А.Л. и др. Методические рекомендации по комплексным геологическим, петрографо-минералогическим, геохимическим, геофизическим исследованиям сверхглубоких скважин. —М., 1986.
 19. Мильштейн Е.Д., Никитин А.А., Каличева Т.И. и др. Комплексная геолого-геофизическая модель глубинного строения Восточной Фенноскандии (по материалам сейсмического профилирования, гравиметрическим и магнитным данным) / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. —С-Пб., 2007.
 20. Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования. Основные этапы развития. Достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7—8. С. 3—29.
 21. Поселов В.А., Каминский В.Д., Аветисов Г.П. и др. Глубинное строение континентальной окраины района поднятия Менделеева (Восточная Арктика) по результатам геолого-геофизических исследований на опорном профиле «Арктика-2005» / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. —С-Пб., 2007.
 22. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. —М., Наука, 1987.
 23. Система регионального глубинного изучения земной коры верхней мантии территории СССР и основные указания по проведению геолого-геофизических работ на опорных геофизических профилях. —М., 1984.
 24. Солодилов Л.Н. Центр ГЕОН — 25 лет глубинных сейсмических исследований // Разведка и охрана недр. 1994. № 10. С. 2—8.
 25. Старосельцев В.С., Долгушин С.С., Садур О.Г. Глубинное строение земной коры фрагмента профиля 2-ДВ (810—1100 км) на основе математического моделирования по сейсмическим и гравиметрическим данным / Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. —Новосибирск: Наука, 2007.
 26. Суворов В.Д., Мишенькин З.Р., Мельник Е.А. Латеральная неоднородность верхней мантии Сибири по данным ядерных взрывов / Модели земной верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. —С-Пб., 2007.
 27. Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Липилин А.В. Результаты комплексных глубинных геолого-геофизических исследований Восточно-Европейского кратона (опорный геофизический профиль 1-ЕВ) / Материалы Международного научно-практического семинара 18—20 сентября 2007 г. —С-Пб., 2007.
 28. Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Андриященко Ю.Н., Липилин А.В. Глубинные сейсмические исследования отраженными волнами / Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. —Новосибирск: Наука, 2007. С. 22—26.
 29. Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. и др. Строение земной коры восточной части Фенноскандинавского щита в поле отраженных волн / Строение литосферы Российской части Баренц-региона. —Петрозаводск, 2005. С. 40—58.
 30. Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Яковлев А.Г., Липилин А.В. Отображение земной коры в сейсмическом и электромагнитном полях на профиле 2-ДВ / Материалы Международного практического семинара 18—20 сентября 2007 г. —С-Пб., 2007.
 31. Федьинский В.В. Важнейшие итоги и предстоящие задачи региональных геофизических исследований «Глубинное сейсмическое зондирование» / Материалы Второго всесоюзного совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. —Алма-Ата, 1973.
 32. Шукин Ю.К. Геологические задачи региональных геофизических исследований // Геофизика. 1997. № 1. С. 12—19.
 33. Шукин Ю.К., Солодилов Л.Н. В.В.Федьинский и изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии / Геофизика. 1998. Специальный выпуск. С. 20—30.

Геология и геофизика Мирового океана

УДК 551.46

Б.Д.Углов, Е.Г.Мирлин, 2008

Тектонические линеаменты западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов и связь с ними современного колчеданообразования

Б.Д.УГЛОВ (ЦНИГРИ), Е.Г.МИРЛИН (Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского)

Рассматриваемый регион, охватывающий значительную часть Тихого и Индийского океанов, обладает рядом специфических особенностей, отражающихся в рельефе земной поверхности, геофизических полях и строении земной коры. Эта специфика определяется главным образом наличием в регионе единственной в своем роде глобальной зоны перехода от Тихого и Индийского океанов к Евразийскому и Австралийскому континентам, представленной цепью островодужных структур и сопряженными с нею задуговыми бассейнами и окраинными морями (рис. 1). Эта зона, а также прилегающие к ней части

океанских плит, обладают своеобразными особенностями структурной геометрии широко развитых здесь линеаментов, зачастую составляющих структуры, которые могут быть названы «вихревыми».

Структуры континентальной литосферы, характеризующиеся вихревой геометрией, впервые выявлены в первой трети XX в. Относительно недавно было показано, что вихревые движения обуславливают специфику геодинамики и структурной геометрии океанских бассейнов, возникающих при раздвиге литосферных плит [3], а также возможность существования вихревых структур вне

зон спрединга — в островодужных и внутриплитных обстановках [4].

Океанское ложе изучаемого региона самое древнее в Мировом океане: его возраст поздняя юра—поздний мел. Особенность геологической истории региона — широкое развитие вулканизма разных типов: островодужного и рифтового — в зоне сочленения Тихого и Индийского океанов с Евразией и

Австралией, и весьма мощного внутриплитного — в глубоководных областях океанов. Соответственно это отражено в строении рельефа: здесь распространены как линейные морфоструктуры (островодужные системы, вулканические хребты, цепи подводных гор), так и изометрические поднятия (одиночные вулканы, массивные плато и возвышенности). Присутствие морфоструктур разного ранга и облика за-

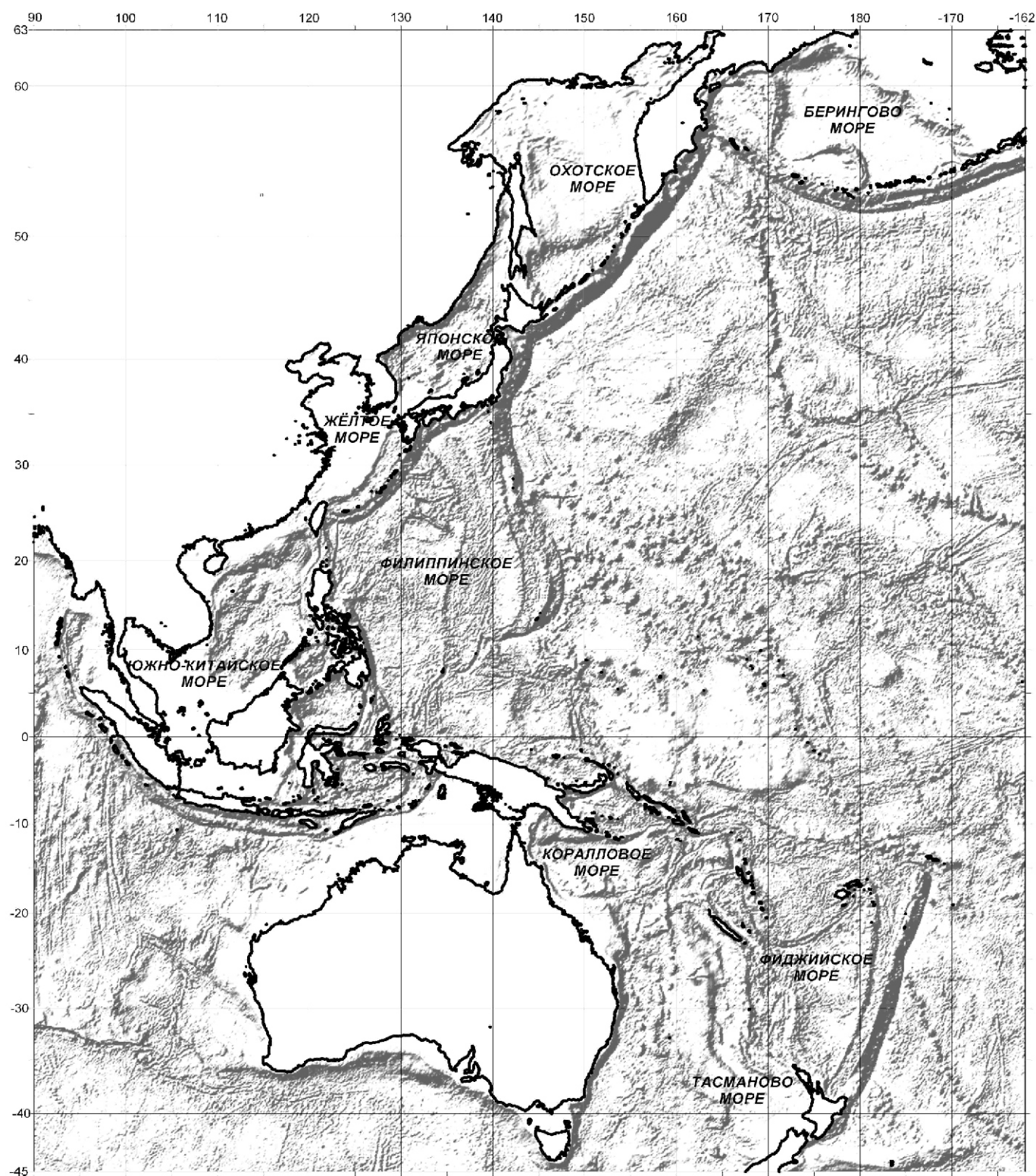


Рис. 1. Рельеф дна западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов

трудняет выявление особенностей их плановой геометрии. В связи с этим авторы публикации провели частотный анализ подводного рельефа, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии [7]. В результате применения частотной фильтрации длинноволновая компонента рельефа исключена. В его коротковолновой части («остаточный» рельеф) выделяются отдельные, сравнительно небольшие в поперечнике (от 30 км до 100—150) изометричные поднятия дна (включая острова) и подводные горы, возвышающиеся над сглаженным рельефом более чем на 500 м (рис. 2).

На схеме «остаточного» рельефа видно, что подавляющее большинство островов, подводных поднятий и подводных гор расположены не хаотично, а образуют линейные структуры — линеаменты. Они различны по протяженности и весьма многочисленны. Разумеется, охарактеризовать каждый из них невозможно, и авторы, схематично разделив линеаменты по характеру геометрии в плане, пронумеровали на рис. 2 лишь те из них, которые имеют наиболее типические черты.

С точки зрения плановой геометрии линеаменты отчетливо разделяются на три категории. *Первая категория* — это линеаменты, имеющие в плане форму асимметричной дуги (см. рис. 2). Они, как это не трудно видеть, доминируют в исследуемом регионе. К ним относятся островодужные структуры (как активные, так и отмершие), начиная от Алеутской и Курило-Камчатской, и кончая Зондской и Тонга-Кермадек, имеющие характерную дугообразную конфигурацию. Однако большинству из них свойственна асимметрия в плане: одно из окончаний дуги закручено значительно больше другого, что, по существу, преобразует окончание вулканической дуги в спиральную или вихревую структуру. Вихреобразное закручивание островодужных структур наблюдается в западной части Алеутской, северной части Курило-Камчатской, южной части Филиппинской, Кюсю-Палау, Яп, Марианской дуг и др. Особо примечательна в этом отношении система Зондской, Ново-Гвинейской, Соломоновой, Витязя, Ново-Гебридской, Фиджийской, Колвилл-Лау и Тонга-Кермадек островодужных структур. Вихреобразное закручивание здесь выражено наиболее отчетливо. Островные дуги стягиваются в одну точку в районе островов Фиджи. Поэтому геометрия спирально закрученных линеаментов весьма сходна с морфологией атмосферного циклонического вихря, что представляется весьма показательным для рассматриваемого вопроса. Совокупность островных дуг можно рассматривать как гигантскую (сама по себе вихреобразная) систему вихревых структур, протягивающуюся на многие тысячи километров в зоне сочленения Тихоокеанской и Индоокеанской плит с Евразией и Австралией.

Ко *второй категории* линеаментов принадлежат цепочки поднятий дна в глубоководных областях Тихого и Индийского океанов (районы интенсивно проявленного внутриплитного вулканизма), а также в

краевых задуговых бассейнах, хотя в таких бассейнах из-за интенсивного осадконакопления они выражены менее отчетливо. Эти поднятия и горы зачастую группируются в виде линий, имеющих форму вихрей, колец или полуколец (см. рис. 2). При сходстве внешней формы, их поперечные размеры колеблются в очень широких пределах: от 150 км до 1000 и более.

Третья категория линеаментов характеризуется почти прямолинейной ориентировкой (см. рис. 2). Эти линеаменты соответствуют подводным хребтам (Императорский, Гавайский, Луисвилл, Норфолк, Лорд-Хау, Брокен и др.) или цепочкам подводных гор и островов (Лайн, Маршалловы, Гилберт и др.). Большинство из них включены в системы вихревых линеаментов и обусловлены, как считает большинство исследователей, внутриплитным вулканизмом, приуроченным к тектоническим нарушениям. В целом они преимущественно ориентированы на юго-запад—северо-восток и юго-восток—северо-запад, т.е. образуют почти ортогональную систему, соответствующую регматической сети в пределах океанических плит [6].

Особая группа линеаментов представлена приразломными хребтами и трогами, соответствующими системе разломов-гигантов восточной части Тихого океана — Чинук, Мендосино, Меррей, а также крупнейшим разломам его западной части — Хоккайдо и Нова-Кантон (см. рис. 2).

Из рассмотренных категорий линеаментов наибольший интерес представляют те, которые имеют форму вихря, спирали или полукольца. Составляющие их подводные горы, острова и изометрические поднятия дна обусловлены, согласно имеющимся данным, преимущественно вулканизмом. При рассмотрении возможной природы самих линеаментов с вихревой геометрией в плане важно отметить тот факт, что зона сочленения Тихого океана с Евразией и Австралией отмечена весьма значительным гравитационным градиентом. К ней же приурочены повышенные значения высот геоида [8], причем самые крупные на нашей планете высоты геоида, превышающие 80 м (см. рис. 2, врезка), относятся к упомянутой «циклонической» островодужной системе Зондская—Тонга-Кермадек. Возможно, это является отражением мощного мантийного потока, направленного от Тихого океана в сторону Евразии и Австралии. Такой поток, судя по полученным данным, сопровождается в настоящее время (и, по-видимому, сопровождался в геологическом прошлом), вихревой компонентой перемещения вещества и, соответственно, образованием вихревых структур разного ранга. Подобные вихревые движения, очевидно, способствуют интенсификации магматической активности в регионе и приводят к деформации океанской литосферы.

Широкое развитие магматических процессов во внутриплитной области региона подтверждается также анализом гравитационного поля. Так, внутриплитные линеаменты второго и третьего типов скла-

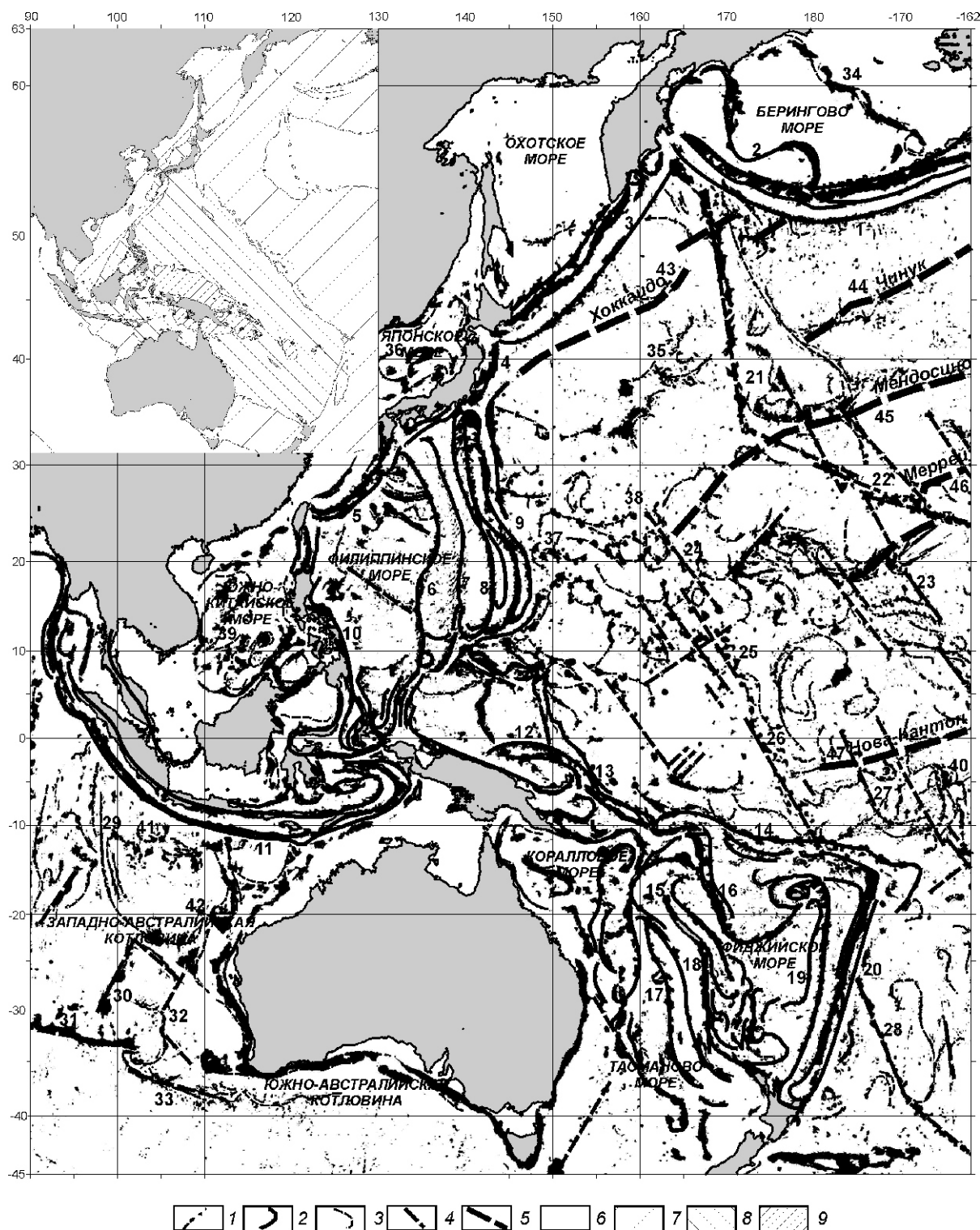


Рис. 2. Остаточный (высокочастотный) рельеф дна, распределение линеаментов и высоты геоида (на врезке):

1 — горные цепи и вершины, возвышающиеся над сглаженным рельефом дна более чем на 500 м; 2 — окраинные островодужные системы: 1 — Алеутская, 2 — Ширшова-Бауэрс, 3 — Курило-Камчатская, 4 — Японская, 5 — Рюкю, 6 — Кюсю-Палау, 7 — Яп, 8 — Идзу-Бонинская, 9 — Марианская, 10 — Филиппинская, 11 — Зондская, 12 — Манус, 13 — Соломонова, 14 — Витязя, 15 — Лоялти, 16 — Ново-Гебридская, 17 — Лорд-Хау, 18 — Норфолк, 19 — Колвилл-Лау, 20 — Тонга-Кермадек; 3, 4 — структуры вихревых и линейных линеаментов окраинных морей и глубоководных частей океанов: 21 — Императорская, 22 — Гавайская, 23 — Лайн, 24 — Маршаллова, 25 — Гилберта, 26 — Тувалу, 27 — Токелау, 28 — Луисвилл, 29 — Инвестигейтор, 30 — Ист-Индиямен, 31 — Брокен, 32 — Хартог, 33 — Даймантина, 34 — Прибылова, 35 — Шатского, 36 — Ямато, 37 — Магеллановых гор, 38 — Маркус-Неккер, 39 — Южно-Китайская, 40 — Кука, 41 — Венинг-Мейнеса, 42 — Кювье; 5 — трансформные разломы: 43 — Хоккайдо, 44 — Чинук, 45 — Мендосино, 46 — Меррей, 47 — Нова-Кантон; высоты геоида (см. врезку): 6 — от 70 до 5 м, 7 — от 5 до 30 м, 8 — от 30 до 60 м, 9 — от 65 до 90 м

дываются в определенные структуры, соответствующие массивам подводных гор или архипелагам, которые образуют крупнейшие системы, такие как Императорско-Гавайская, Маркус-Неккер—Лайн, Маршаллова—Гилберт—Луисвилл, Инвестигейтор—Брокен—Даймантина и др. Наиболее крупные из них отчетливо проявлены в аномалиях силы тяжести. В частности, в гравитационных аномалиях Буге они преимущественно отличаются относительными минимумами, достигающими 100—150 мгал.

Известно, что гравитационные аномалии типа Буге в значительной степени отражают положение основных плотностных границ в разрезе земной коры. В океанской коре таких границ две — поверхность кристаллического фундамента (консолидированная часть земной коры, представленная II и III слоями океанской коры) и поверхность Мохоровичича (подошва земной коры). В связи с этим нами была предпринята попытка определить корреляционные зависимости между аномалиями Буге и глубинами залегания основных плотностных разделов литосферы, установленными по редкой сети сейсмических данных. Выяснилось, что аномалии Буге и глубины залегания основных плотностных разделов литосферы находятся в достаточно тесной корреляционной зависимости. Это позволило определить уравнения регрессии, отражающие соотношение величин аномалий Буге и глубин залегания плотностных разделов и в соответствии с ними пересчитать карту аномалий силы тяжести Буге, рассчитанную по данным о гравитационных аномалиях в свободном воздухе, полученных по альтиметрическим показателям, в карты глубин поверхности консолидированной части земной коры и поверхности Мохоровичича.

Соотношение между аномалиями Буге (g_B) и глубинами залегания фундамента (h_Φ) при весьма высокой точности аппроксимации (коэффициенте корреляции) $R\ 0,9207$ описывается линейным уравнением регрессии:

$$h_\Phi\ 0,0128\ g_B\ 0,8636,$$

а несколько менее тесная связь между аномалиями Буге и глубинами поверхности Мохоровичича (h_M) при коэффициенте корреляции $R\ 0,751$ выражается уравнением регрессии второго порядка:

$$h_M\ 0,0001\ g_B^2\ 0,0907\ g_B\ 32,876.$$

В соответствии с этими соотношениями из карты аномалий Буге получена карта мощности консолидированной части земной коры (рис. 3). Данная карта не претендует на высокую точность, но достаточно достоверно указывает на тенденции распределения мощности консолидированной земной коры. Из нее видно, что указанным внутриплитным структурам соответствует консолидированная часть земной коры увеличенной мощности, достигающей 10—12 км. Такое увеличение мощности, очевидно, вызывается наращиванием этой части земной коры за счет продуктов вулканической деятельности, имеющими мень-

шую плотность относительно океанических базальтов.

Столь широкое развитие вулканоматмических процессов в регионе, несомненно, способствует образованию геологических обстановок, благоприятных для формирования колчеданных руд (глубоководных полиметаллических сульфидов), главным для процесса образования которых в вулканически активных зонах Мирового океана является эндогенный фактор. Этот фактор тесно связан с тектоническими особенностями строения океанического дна, составом и возрастом вмещающих магматитов, интенсивностью осадконакопления, которые обуславливают наличие проявлений гидротермальной активности и определяют тип формирующихся колчеданных руд, состав и геохимический тип колчеданных формаций. Данные обстоятельства возникают в связи с тем, что согласно практически общепринятой рециклинговой модели формирование глубоководных полиметаллических сульфидов происходит в результате переотложения на контакте с морской водой вещества, выщелоченного из вмещающих пород конвективно циркулирующими гидротермальными растворами. В качестве основного компонента этих растворов рассматривается нагретая морская вода, а источников энергии для функционирования конвективной системы — близповерхностные магматические очаги. Несмотря на принципиально одинаковый для всех колчеданных руд механизм формирования, многие параметры оруденения (характер распределения, форма, размеры и состав рудных тел) значительно изменяются в зависимости от геодинамического режима, географо-климатических условий и ряда других факторов. Обобщенные данные о геологических обстановках размещения колчеданного оруденения в вулканически активных зонах Мирового океана [5, 6] представлены в таблице.

Колчеданные руды срединно-океанических хребтов преимущественно цинк-медь-колчеданной формации характерны для рифтовых долин и осевых зон медленноспрединговых срединно-океанических хребтов, которым присуще слабое осадконакопление.

Колчеданные руды океанических окраин преимущественно колчеданно-полиметаллической и цинк-медь-колчеданной формаций свойственны задуговым рифтам и зонам спрединга, а также островных дуг при интенсивном или слабом осадконакоплении соответственно.

Колчеданные руды красноморского типа цинк-медь-колчеданной формации типичны для ранних этапов раскрытия океанов (стадия межконтинентальных рифтов) при накоплении эвапоритов и мощной толщи осадков.

Особая группа колчеданных рудопроявлений в пределах океанических плит (тип *океанических плит*) могла формироваться в связи с внутриплитной тектономагматической активностью. Классическое ее проявление — вулканические хребты, поднятия и

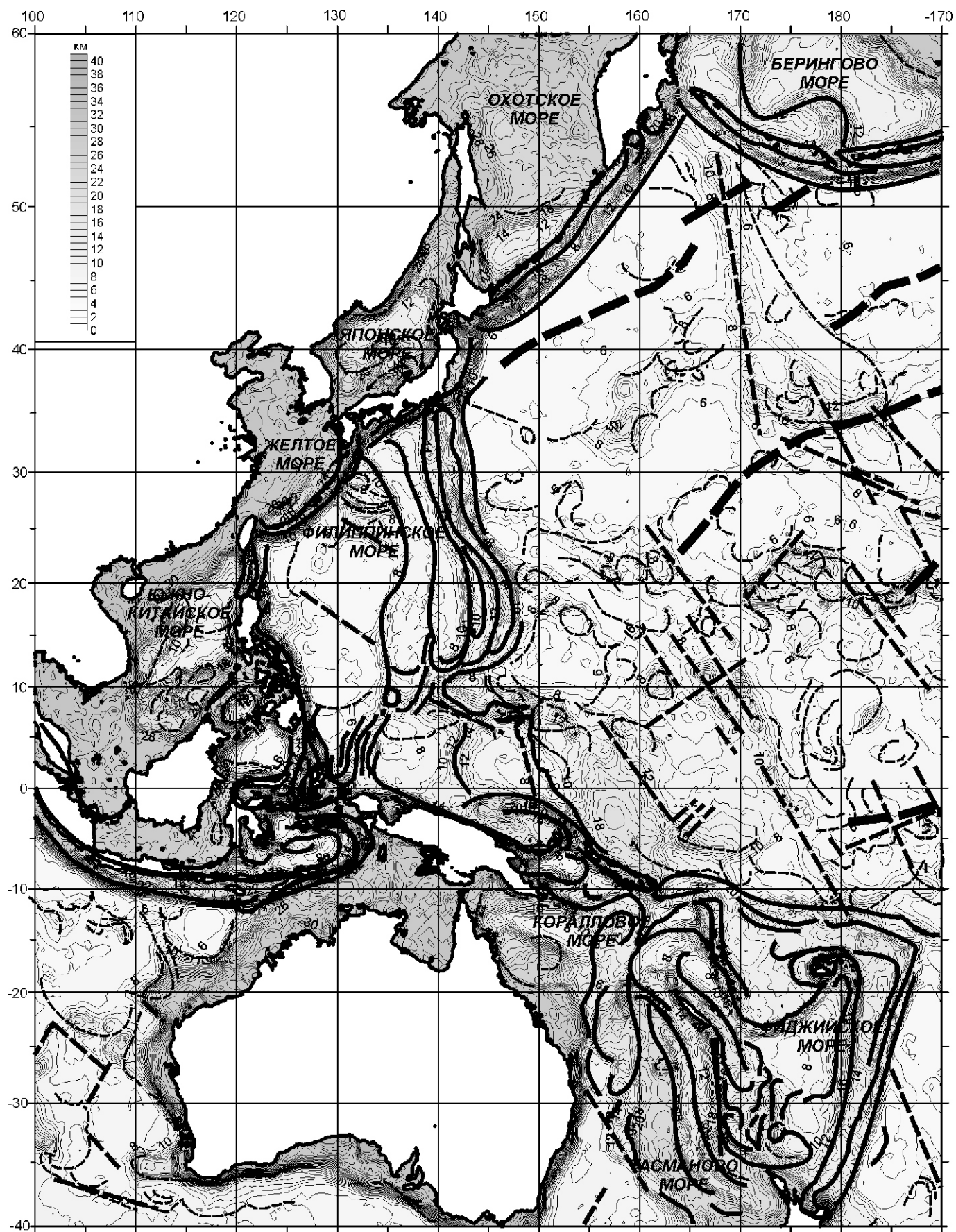


Рис. 3. Мощность консолидированной части земной коры западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов:

см. услов. обозн. к рис. 2

Геологические обстановки размещения колчеданных руд в вулканически активных зонах Мирового океана

Тектонические обстановки			Тип и подтипы колчеданных руд									
Рудоконтролирующие структуры			Рудоносные морфотектонические структуры	Срединно-океанических хребтов				Океанических окраин		Красно-морский	Океанических плит	
								Заостро-дужный	Островодужный		Гавайский	Внутриплитный
				Колчеданные формации (с возможными их геохимическими типами)								
Срединно-океанические хребты	Быстроспресинговые	Медленно-спресинговые	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Полиметаллическая (Zn-Cu-Pb золото-сереброносный)	Полиметаллическая (Zn-Cu-Pb-Ag золотоносный)	Полиметаллическая (Zn-Cu-Pb-Ag золотоносный)	Zn-Cu (Zn-Cu золото-сереброносный)	Zn-Cu (широкая вариация геохимических типов метаталлоносных осадков)	Cu (?)	Полиметаллическая (?)
	Отсутствие осадков		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
Окраинно-океанические структуры	Тыловые бассейны	Островные дуги	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
	Отсутствие осадков		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
Внутриконтинентальные рифты	Активные и затерянные континентальные рифты	Подводные вулканические поднятия и горы	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
	Отсутствие осадков		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
Области внутриплитной тектонической активизации	Подводные вулканические поднятия и горы	Зоны внутриплитных деформаций	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
	Отсутствие осадков		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
	Зоны внутриплитных деформаций		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков
	Отсутствие осадков		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков

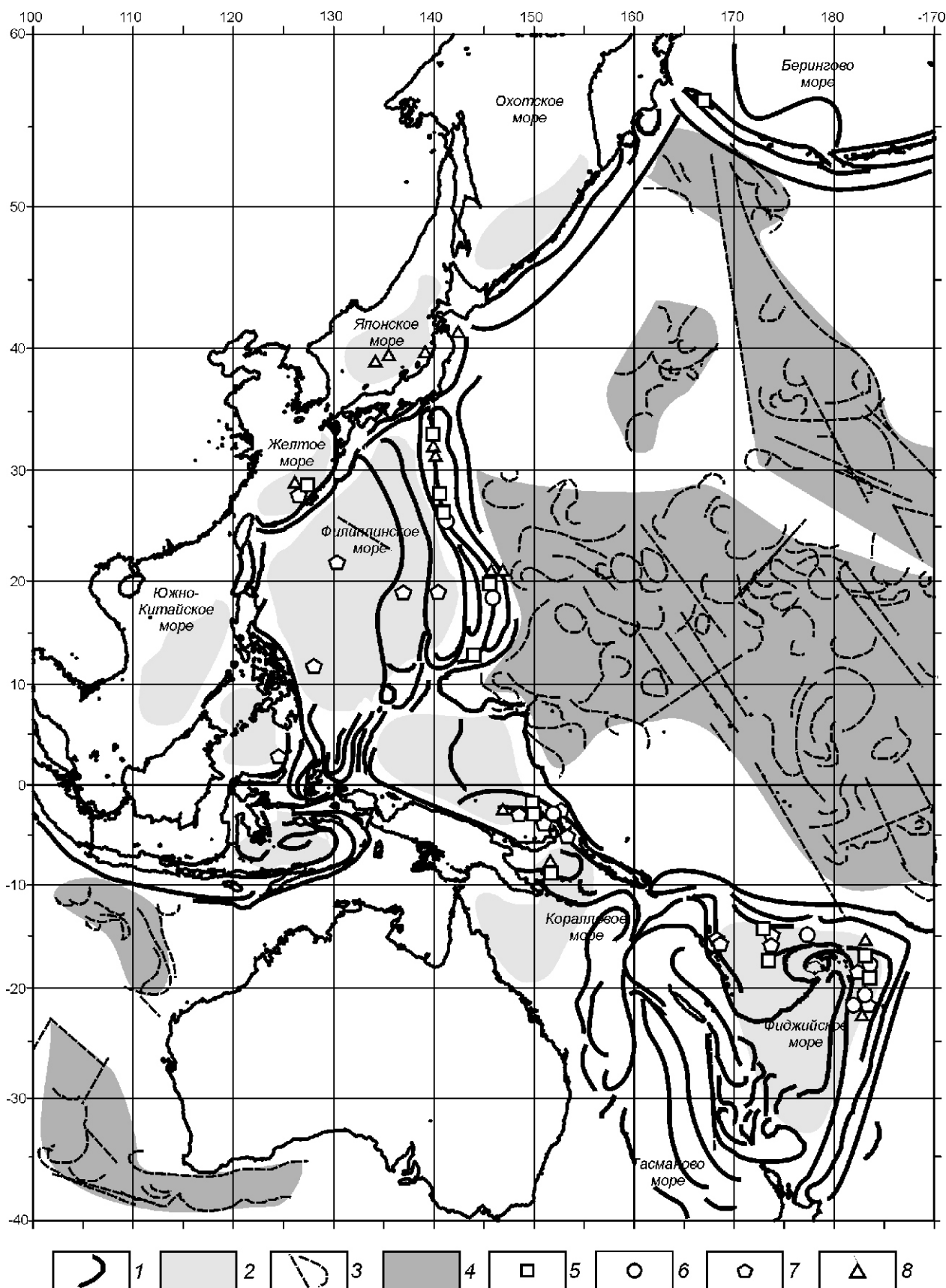


Рис. 4. Прогнозное распределение колчеданных руд и их находки в западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов:

прогнозное распределение колчеданных руд подтипов: 1 — островодужного, 2 — заостроводужного, 3 — гавайского, 4 — внутриплитного; находки колчеданных руд и ассоциируемых с ними образований: 5 — массивные сульфиды, 6 — прожилково-вкрапленные сульфиды, 7 — скопления металлоносных осадков, 8 — корки гидротермального генезиса и гидротермальные руды неустановленного состава

подводные горы. Связанный с ними интенсивный вулканизм мог служить фактором колчеданообразования гипотетического «гавайского» подтипа (по аналогии с современным рудопроявлением на вулкане Лоихи в Гавайском хребте). Рудные тела здесь могут быть отнесены к медноколчеданной формации. Имеются также предпосылки для выделения обстановок гидротермального рудогенеза «внутриплитного» подтипа, связанного с тектономагматической активизацией (деформацией) «пассивных» областей литосферных плит. С точки зрения генезиса колчеданных руд наиболее важными особенностями деформированной литосферы является повышенный тепловой поток и развитие многочисленных тектонических нарушений, увеличивающих ее проницаемость.

Исследуемый регион перспективен на образование в первую очередь колчеданных руд океанических окраин. При этом здесь известны колчеданные месторождения и рудопроявления как островодужного, так и заостроводужного подтипов и возможны также рудопроявления гавайского и внутриплитного подтипов колчеданных месторождений океанических плит (рис. 4).

Большинство проявлений современных колчеданных руд в переходных зонах обнаружено в задуговых и междугловых бассейнах, а также во внутридуговых рифтах. Залежи этих руд характерны для большинства бассейнов переходной зоны западной части Тихого океана — Лау, Манус, Северо-Фиджийского, а также в Марианском трogu. Процессы колчеданообразования в спрединговых хребтах задуговых бассейнов в целом сходны с таковыми в быстроспрединговых срединно-океанических хребтах. По составу они близки к рудам в участках срединно-океанических хребтов с мощным осадочным чехлом — кроме Cu и Zn в них присутствуют в заметных количествах Pb, Ag и Au, а в виде примесей также Ni, Co и Cd [1].

Наименее изученным к настоящему времени остается вопрос о металлогенических особенностях областей проявления внутриплитного (постспредингового) вулканизма и тектономагматической активизации. Однако существуют определенные предпосылки считать эти металлогенические обстановки весьма перспективными и заслуживающими поэтому детального изучения. Современное сульфидное оруденение в подобной обстановке, как уже упоминалось, установлено пока лишь в кратере подводного вулка-

на Лоихи, расположенного в пределах цепи Гавайских островов. В областях проявления внутриплитной тектономагматической активизации (интенсивных деформаций океанической литосферы) колчеданного оруденения пока не обнаружено, но имеются признаки, которые обычно с ним ассоциируются [2].

Прогноз развития оруденения гавайского подтипа может быть дан для вихреобразных вулканических линеаментов Императорской подводной горной системы, Магеллановых гор, поднятия Маркус-Неккер, горных систем Лайн, Маршалловой, Гилберта, Туvalu, Токелау и Кука. К этим же районам может быть приурочено оруденение внутриплитного (деформационного) подтипа, поскольку все они являются областями интенсивной внутриплитной тектономагматической активизации. Глубоководных полиметаллических сульфидов в этих районах пока не обнаружено, но они заслуживают, с точки зрения авторов настоящей публикации, самого пристального внимания, тем более что большинство из них — области широкого развития кобальтомарганцевых корок, источниками вещества которых, возможно, являются эндогенные процессы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ельянова Е.А., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океаническое колчеданообразование. — М.: Научный мир, 1999.
2. Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д. Внутриплитная тектономагматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064—1068.
3. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3—17.
4. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии вулканизма и тектоники в западном секторе Тихого и восточном секторе Индийского океанов // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 70—73.
5. Объяснительная записка к Металлогенической карте Мирового океана (1:10 000 000) / Под ред. С.И. Андреева, И.С. Грамберга. — СПб., 1998.
6. Углов Б.Д. Геолого-геофизические основы минерагенического районирования дна Мирового океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 2004.
7. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences // Intl. Geophys. Series. 2001. Vol. 69. P. 447—457.
8. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 10039—10054.

Деформационные образы некоторых землетрясений и краткосрочный сейсмический прогноз

Г.С.ВАРТАНЯН (РАЕН)

В мире ежегодно происходит 130—150 крупных природных катастроф, среди которых на долю фатальных геодинамических событий приходится более половины от общего количества глобальных потрясений. Такие катастрофы как сильные землетрясения, мощные оползни, инициированные сейсмическим фактором, разжижение грунта и другие явления разрушают инфраструктуру селитебных агломераций, промышленных комплексов, протяженных линейных сооружений, вызывают гибель людей, создают напряженную психофизиологическую обстановку в обществе.

Именно поэтому прогноз сильных землетрясений и обнаружение надежных предвестников катастрофических сейсмических событий должны быть фундаментальными элементами современной практической сейсмологии. Вместе с тем большие, но малорезультативные усилия в решении задач прогноза землетрясений породили в мировом сейсмологическом сообществе сильный скептицизм в отношении рассматриваемой проблематики. Так, типичен печальный опыт Геологической службы США (USGS), длительное время осуществляющей сейсмический мониторинг на полигоне Паркфилд и широко оповестившей о предстоящем в 1988 г. сильном землетрясении в Паркфилдском сегменте разлома Сан Андреас. Как известно, землетрясение Лома Приета разразилось годом позже, а эпицентр пришелся на территорию, расположенную в 180 км к северу от района ожидания. Негативным следствием подобного «пропуска цели» оказалось утвердившееся в среде американских исследователей мнение о нереальности сейсмического прогноза [20].

В 1978 г. были сформулированы принципы регионального изучения поля напряжений и способы прогноза землетрясений на основе наблюдений за рядом гидрогеологических параметров, получившие позднее статус российских патентов и патентов ряда других государств [1, 2, 21, 22, 24, 25 и др.]. Истекшие с этого времени тридцать лет оказались периодом обнаружения и изучения нового типа геофизического поля — гидрогеодеформационного (ГГД) поля Земли.

Применяя специально разработанную методологию регионального мониторинга [3, 7, 8], за указанное время удалось выявить ряд важных особенностей функционирования ГГД-поля, характерных как для геодинамически спокойных интервалов, так и для периодов подготовки сильных землетрясений [6, 9, 10,

11, 12, 13, 26, 27]. Среди таких черт в первую очередь следует назвать глобальное развитие ГГД-процессов, протекающих в масштабе реального времени, высокую скорость зарождения и разрушения короткоживущих структур деформации, дальное действие возникающих деформационных импульсов, волновое их распространение, гидравлические форшоки, предшествующие разрушению геологического массива. Эти и другие показатели ГГД-поля свидетельствуют о высокой степени изменчивости геомеханических состояний литосферы, особенно контрастно проявляющейся в пределах так называемой эндодренажной системы (ЭДС) Земли [9, 11, 12, 13].

Совершенно очевидно, что подобно любому вновь обнаруженному природному явлению, ГГД-поле Земли подлежит тщательному и многомерному изучению, на что потребуются годы исследований и усилия больших научных и производственных коллективов. Вместе с тем уже сейчас известные особенности его функционирования дают основание считать, что методология регионального изучения быстро меняющихся состояний поля напряжений—деформации может быть особенно привлекательной для многих видов геологических и геодинамических реконструкций.

На такие перспективы исследований ГГД-поля указывают как отечественные, так и зарубежные специалисты. В частности, А.К.Певнев в публикации [14] утверждает: «Несомненно, ГГД-мониторинг является мощнейшим и, очевидно, надежнейшим инструментом изучения различных пространственно-временных характеристик напряженно-деформированного состояния геофизической среды, благодаря чему с его помощью можно, наконец-то, с достаточной точностью решить проблему фоновых процессов. Этот метод позволит также районировать земную кору по степени ее современной деформированности. Следовательно, организация масштабного и тщательно продуманного ГГД-мониторинга является крайне необходимой...».

Вместе с тем, в этой же работе в связи со ссылкой на глобальные вариации фоновых характеристик напряженно-деформированного состояния геофизической среды утверждается, что именно эти вариации «...не позволяют достоверно опознавать аномалии, порождаемые готовящимся очагом землетрясения, т.е. шум фона столь велик, что не позволяет выделять искомый полезный сигнал».

Член Национальной академии инженерных наук США, доктор Дж.Д.Бредехофт в обращении к руководству Геологической службы США отмечал: «Русская парадигма утверждает, что региональное поле напряжений разряжается через локальные землетрясения — парадигма, которая признается далеко не всеми в научном сообществе Соединенных Штатов...

Вартанян и его коллеги утверждают, что ГГД-поле отражает региональные деформации...

Если справедлива русская парадигма, утверждающая, что локальным землетрясениям предшествуют изменения в региональном поле тектонических деформаций, [создание] региональной сети наблюдения за деформациями могло бы привести к прогнозу землетрясений. Даже если бы [такая] сеть не привела к прогнозу, ее эксплуатация в высшей мере расширила бы наше понимание региональных изменений как в напряжениях, так и в деформациях...».

Из приведенных цитат следует, что к настоящему времени сложились далеко не самые полные представления о реальных возможностях изучения ГГД-поля Земли и для внесения ясности в оценку рассматриваемой методологии требуется представить более развернутую информацию о некоторых полученных решениях.

В приводимых ниже результатах ГГД-мониторинга, который выполнялся в периоды подготовки и разрядки ряда сильных и катастрофических землетрясений, раскрываются некоторые из недавних интерпретаций, демонстрирующих реальные возможности оперативного воспроизведения складывающейся структурно-деформационной обстановки в обширных сейсмоактивных регионах.

Совершенно очевидно, что вне зависимости от природы внешних источников воздействия, исходным фактором подготовки и реализации любого геодинамического процесса (и прежде всего сильных землетрясений) в геологическом массиве является изменение геомеханического состояния вещественного состава петроминеральной массы с последующим превышением предела длительной прочности и нарушением сплошности геологических толщ.

При этом, как показывает опыт применения методологии ГГД-мониторинга, такие деформационные процессы на заключительных этапах «созревания» землетрясения (обычно охватывающих несколько месяцев) становятся наиболее интенсивными и проявляются в виде четко оконтуриваемых и сопрягающихся между собой в пространстве короткоживущих структур растяжения и сжатия. Мощность готовящегося землетрясения, степень удаленности территории мониторинга от будущего эпицентра и ряд других факторов определяют различные проявления и взаимные расположения структур растяжения и сжатия в регионе.

Тем не менее, во всех случаях на заключительной стадии подготовки землетрясения контрастная смена деформированного состояния геологической среды не может остаться незамеченной, а четко выраженные сигналы-предвестники (в том числе гидравли-

ческие форшоки) обозначат порог, за которым следует разрядка сейсмической энергии [11, 12, 13].

Так, ретроспективный анализ развития деформационной обстановки на Северном Кавказе и в Закавказье (начиная с августа 1988 г.) свидетельствует о том, что созданная к этому времени первая очередь сети ГГД-мониторинга *накрывала эпицентральной область* Спитакского землетрясения. Поэтому последовательный временной ряд карт ГГД-поля мог бы обеспечить отслеживание «подготовки» сейсмического процесса и достаточно уверенно судить о местоположении будущего очага [3, 6, 8, 9]. К несчастью, техническое несовершенство системы передачи информации в центр обработки и анализа данных оказалось одним из тех роковых факторов, которые стали препятствием для своевременного предупреждения о катастрофе.

В случаях, когда (в отличие от приведенного выше соотношения наблюдательной сети и зоны будущей катастрофы) *эпицентральной области находится за пределами территории, контролируемой сетью мониторинга*, карты ГГД-поля дают возможность выявлять лишь те направления, где развиваются наибольшие деформации. Характерен пример Рудбарского землетрясения в Иране в июне 1990 г.

На кавказской сети ГГД-мониторинга (многоугольник городов Ессентуки, Баку, Октемберян, Батуми, Гали, Лазоревское) после длительного периода господствующих растяжений, отмечавшихся с января 1990 г., в середине апреля указанного года стала увеличиваться доля деформаций сжатия. Такие массивные сооружения, оттесняя из региона короткоживущие структуры растяжения, заняли широкие площади, охватив всю срединную часть территории и распространившись на юго-восток в сторону иранской границы. Весь май и начало июня интенсивность сжатия в этих структурах нарастала, но разрушительное землетрясение произошло на удалении более чем в 1000 км от рассматриваемого региона, в пределах горно-складчатой системы Эльбурс в Иране.

Поскольку национальная сеть ГГД-мониторинга не давала возможности «заглянуть» за пределы страны, местоположение будущего сейсмического очага осталось вне поля зрения. Только в ретроспективе стало ясно, что выявленные на Кавказе аномалии являлись апофизой обширной структуры деформации, производной от Рудбарского эпицентра на территории Ирана. Впоследствии аналогичные ситуации были многократно зарегистрированы при подготовке других удаленных сильных землетрясений (17.08.1999 Измит, Турция, М 7,6; 12.11.1999 Дузце, Турция, М 7,2; 26.12.2003 Бам, Иран, М 6,6 и др.).

Приведенные эпизоды сейсмической жизни обширных регионов однозначно свидетельствуют о том, что разветвленная сеть ГГД-мониторинга могла бы стать, по существу, одной из наиболее надежных систем отслеживания ареалов подготовки геодинамических катастроф, т.е., располагая наднациональными (или национальными, но информационно свя-

занными между собой) сетями ГГД-мониторинга, можно было бы уверенно выявлять положение будущих эпицентров сильных сейсмических событий.

Как показывают наблюдения в других регионах мира, территории, приуроченные к ЭДС и отстоящие на тысячи и десятки тысяч километров от будущего эпицентра, проявляют «коллективную реакцию» на один и тот же источник геодинамической активизации [12, 13]. Совершенно очевидно, что по таким наблюдениям установить напрямую местоположение будущего мощного землетрясения невозможно. Однако по времени появления деформационного сигнала и его интенсивности, которые фиксируются в том или ином регионе, можно судить о степени близости конкретного региона к будущему сейсмическому очагу и методом межрегионального деформационного зондирования (МРДЗ) отслеживать зону эпицентра (2008).

Поскольку на создание разветвленной системы ГГД-мониторинга во всех сейсмически опасных регионах мира в настоящее время рассчитывать не приходится, гораздо более реалистичным представляется строительство цепочки «узловых» полигонов, контролирующих деформационные эволюции в наиболее активных частях ЭДС. Сведения об эволюциях ГГД-поля, получаемые с такой редкой сети субглобального уровня, могут уточняться с помощью других методов и, прежде всего, путем использования в регионах, где опасность наиболее высока, выносных сейсмических станций, измерения электромагнитной эмиссии геологических массивов и др.

Нахождение другого важного показателя прогнозной триады (сила, время, место) — времени сейсмического события становится возможным путем последовательного, по мере поступления полевой информации, построения специфических деформограмм, так называемых -грамм, характеризующих мало заметные, но решающие эволюции состояния геологической среды в наблюдаемом регионе. Существующий экспериментальный материал свидетельствует о том, что в периоды подготовки сильных землетрясений с помощью этого вида построений сейсмоподготовительный процесс и последующие деструктивные изменения выявляются наиболее четко.

В отличие от всех других видов реконструкции ГГД-поля, как правило, географически «привязанных» к местности, -грамма не является картографической моделью, а представляет собой целостный образ развивающегося во времени процесса, своеобразную «твердую копию» последовательно происходящих смен деформированного состояния (приращений объемов ,) геологических толщ региона в период сейсмоподготовки, в момент самого события и после него.

Иначе говоря, -грамма — это реплика геодинамического процесса, протекающего в конкретном регионе, представленная квазиповерхностью и отображающая закономерные связи между уровнем деформации (in), площадью деформируемого пространства в

пределах конкретного региона (D_{dm}) и физическим временем (t).

Так, -грамма периода Рудбарского землетрясения, полученная для территории Кавказа и Закавказья, характеризовала весьма ощутимые перестроения деформированного состояния огромного региона площадью не менее 500 тыс. км². На отрезке времени с января по июль 1990 г. (начальный момент принят условно) удается выделить несколько очень контрастно проявленных этапов активного геодинамического процесса (рис. 1): 1) с 1 января по 5 апреля, когда в регионе отмечается достаточно высокий уровень деформации растяжения, представленный на деформограмме субгоризонтальной поверхностью; 2) после 10 апреля до 15 июня — резкое увеличение деформаций сжатия с образованием глубокой «воронки»; 3) после 15 июня — стремительное «обмеление» воронки, характеризующее быстро нарастающие тенденции растяжения. На эту часть -граммы через 5 суток после максимальной деформации сжатия (основание воронки) приходится Рудбарское землетрясение; 4) с 20 июня по 25 июля — возврат к деформациям растяжения, которые, однако, к концу июля так и не достигли прежних высоких уровней.

В рассмотренном случае следует обратить внимание на очень существенную деталь — землетрясение произошло через несколько суток после «выхода» -граммы из участка максимальных сжатий на ее восходящей ветви.

Землетрясения близ острова Шикотан и в Кобе. Япония реализует огромные объемы экспериментальных работ с целью выявления надежных предвестников сильных землетрясений и создания целостной системы сейсмического прогноза. В цикле таких исследований Геологическая служба Японии

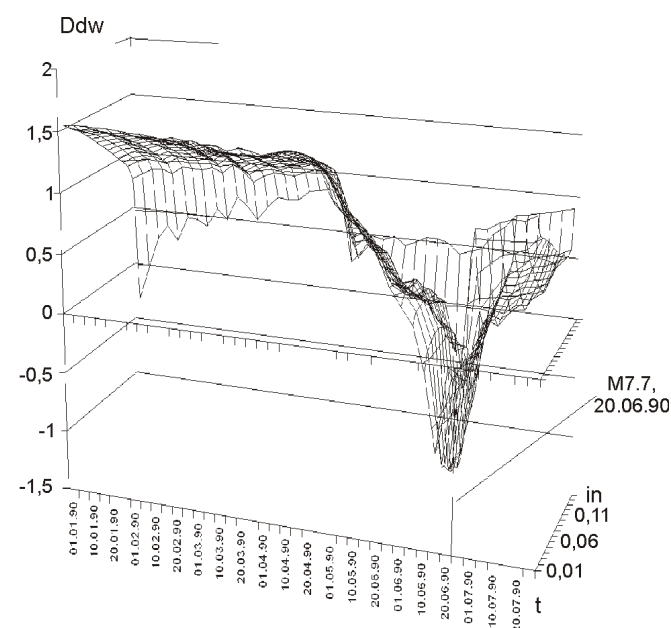


Рис. 1. Регион Кавказа и Закавказья. ГГД-деформограмма периода подготовки и разрядки Рудбарского землетрясения (Иран)

(GSJ) на полигоне Суруга (юго-восток о.Хонсю) ведет наблюдения за долгосрочными изменениями уровней подземных вод.

Обработка гидрогеологических данных, выполняемая японскими специалистами по методикам, близким к тем, которые применяются в USGS, сопровождается операцией так называемой «фильтрации» сигнала [15, 16, 17, 18, 19 и др.]. Согласно исходной посылке в результате таких операций должны устраняться все природные факторы, «мешающие» выявлению собственно тектонических признаков надвигающегося события.

Опыт показывает, что практически во всех случаях, когда операция фильтрации удавалась, на отредактированной кривой уровня действительно был получен сигнал в виде достаточно заметной ступеньки. Такая отметка обычно совпадала с моментом сейсмического удара, что по полезности информации мало чем отличало ее от стандартной, существенно проще и быстрее получаемой сейсмограммы. Совершенно очевидно, что при таких результатах ни о каком сейсмическом прогнозе говорить не приходилось.

Несколько лекций о принципах ГГД-мониторинга, прочитанных на специальном семинаре в Геологической службе Японии [23], вызвали определенный интерес к нашим подходам, а в результате коротко-срочного сотрудничества ВСЕГИНГЕО, Геологической службы Японии и Геологической службы Дании и Гренландии впоследствии была опубликована совместная работа [10].

Следует подчеркнуть, что после анализа «сырых» данных с полигона Суруга, выполненного по методике ВСЕГИНГЕО, японские коллеги в особом письме выражали определенные намерения заключить с институтом договор на апробацию таких решений в практике работ GSJ. По каким-то причинам это российско-японское сотрудничество не состоялось, но, как результат, нам представилась возможность оперировать исходным материалом, полученным по сети упомянутого полигона.

В числе катастрофических сейсмических событий, которые приходились на период, совпавший со временем наблюдений на полигоне Суруга, оказались сильнейшие землетрясения в районе о.Шикотан (М 8,2, 04.10.1994) и в Кобе (М 6,9, 16.01.1995).

Из реконструированной нами σ -граммы полигона Суруга для периода с 10 июня 1993 г. по 10 февраля 1995 г. (20 месяцев) следует, что процессы подготовки этих сейсмических событий проявились очень контрастно, хотя, например, будущий эпицентр землетрясения близ о.Шикотан отстоял от района мониторинга на расстоянии порядка 1200 км к северу. Следует обратить внимание, что при землетрясении на о.Шикотан (как и на кавказской сети в случае с Рудбарским землетрясением) перед сейсмической катастрофой проявился резкий спазм сжатия, после чего наступила релаксация и последовал сейсмический удар (рис. 2).

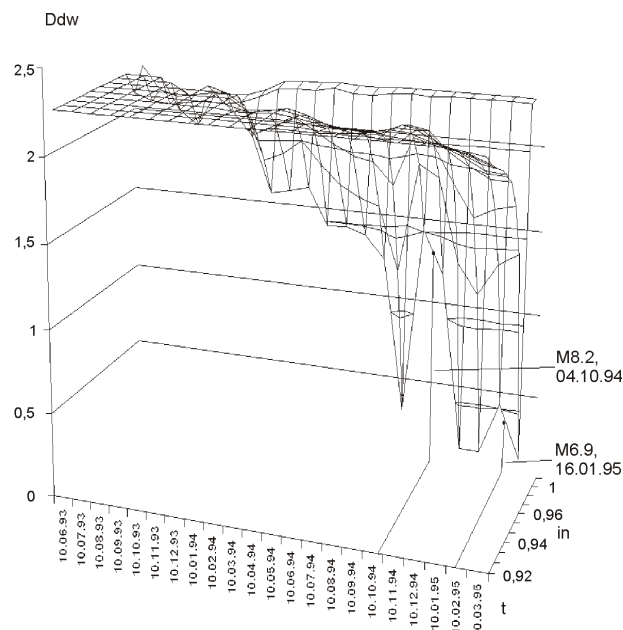


Рис. 2. Япония, полигон Суруга. σ -грамма периода подготовки и реализации землетрясений на о.Шикотан и в Кобе

Важно подчеркнуть, что все три землетрясения проявились на σ -граммах как следствие смены сильных сжатий на растяжения, причем в случае с Рудбарским землетрясением растяжение имело устойчивый во времени тренд. В то же время, в отличие от Рудбарского события, землетрясения на Шикотане и в Кобе произошли при сравнительно кратковременной смене режимов сжатия на растяжение.

Подчеркнем, что два случая (Рудбар и Шикотан) из трех рассмотренных относятся к катастрофическим землетрясениям высоких энергий, эпицентры которых располагались на очень больших расстояниях от ареалов мониторинга. По опыту изучения динамики ГГД-поля в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения исходим из того, что на длительных отрезках заключительного этапа подготовки землетрясений эпицентральные зоны развиваются в режиме растяжения, темпы которого (по достижении геологическими массивами предельных состояний деформации) незадолго до события сильно замедляются.

В этот же период геоблоки периферических зон продолжают свой вертикальный рост и, разуплотняясь, все сильнее угнетают массивы эпицентра. Заключительная фаза процесса сопровождается множественными, пока еще досейсмическими, разрушениями вещества, причем сигналом наступления фазы геомеханической неустойчивости выступает четко проявленный гидравлический форшок. Спустя несколько суток—часов после такого сигнала, вдоль сосредоточенных линейных полос происходит разрушение массива и сейсмические службы регистрируют землетрясение [12, 13]. В этом отношении особенно показательны сейсмические события, где гидравлический форшок проявился наиболее четко.

В более ранних публикациях [4, 12, 13] было показано, что Спитакскому землетрясению предшествовал достаточно длительный период растяжений, которые, становясь более интенсивными, охватили значительную часть массивов Кавказа и Закавказья. При этом величина удельной деформации растяжения к моменту разрядки сейсмической энергии в зоне будущего эпицентра оказалась максимальной и составила $20\,600\text{ см}^3/\text{м}^3$, т.е. 2% от исходного объема 1 км^3 породы.

Отсюда, принимая процесс условно равномерным во времени, можно заключить, что за период наблюдений 01.08—07.12.1988 г. темпы приращения объема превосходили $150\text{ см}^3/\text{м}^3\text{сут}$ или ежесуточный прирост объема 1 м^3 породы в зоне эпицентра равнялся 0,016% (скв. 0304, Гукасян).

Как следует из -граммы (рис. 3), гидравлический форшок проявился здесь почти за трое суток до главного удара (с 13 ч 5 декабря) и был представлен четко обозначенным субвертикальным уступом, но уже 9 декабря, т.е. через сутки после землетрясения, этот провал на -грамме исчез.

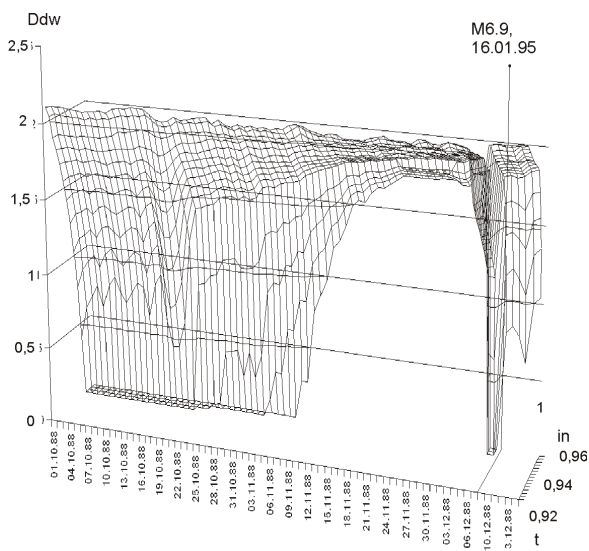


Рис. 3. Кавказ и Закавказье. -грамма периода подготовки и реализации Спитакского землетрясения

Сильное *землетрясение Лома Приета* (М 7,1, 18.10.1989) поразило регион Сан-Франциско, вызвав крупные разрушения и человеческие жертвы. Группе специалистов из Советского Союза, приглашенной сразу после этого землетрясения президентом Соединенных Штатов, была предоставлена возможность ознакомиться со всеми материалами, которые были накоплены Геологической службой США (USGS) по итогам наблюдений на технически одном из наиболее совершенных сейсмологических полигонов мира — Паркфилд.

Как следовало из представленных фондовых и полевых материалов, весь массив данных, имевшихся в распоряжении сейсмологической службы, по существу, никаких признаков готовящегося события не да-

вал. Что касается ранее выданных прогнозов о предстоящем в 1988 г. землетрясении, то они базировались на статистически выведенной величине, равной 22 годам, которая, по мнению американских сейсмологов, характеризовала период «созревания» сейсмической обстановки в пределах сегмента Паркфилд разлома Сан-Андреас. Сейсмическое событие разразилось позже предсказанного периода и в другом ареале Калифорнии, что стало для специалистов полной неожиданностью.

На основе Соглашения о научно-техническом сотрудничестве, подписанного между Министерством геологии СССР и USGS после упомянутой командировки советских специалистов в США, ВСЕГИНГЕО был передан массив данных по уровням подземных вод в наблюдательных скважинах полигона Паркфилд.

Примененные к таким «сырым» данным способы обработки информации и вычислений по методологии анализа ГГД-поля дали убедительную и четко выраженную картину заключительной стадии подготовки землетрясения Лома Приета. Из этих результатов следовало, что в регионе после достаточно длительного периода нарастающих растяжений в двадцатых числах августа 1989 г. была достигнута некоторая стабилизация процесса, что на -грамме выразилось субгоризонтальным положением плоскости и «спокойными» ее очертаниями. Однако уже с начала сентября 1989 г. на деформограмме можно было бы регистрировать период раскачивания, который сопровождался зарождением пяти последовательных циклов волн деформации. В каждом последующем цикле амплитуда волны нарастала. После пятого цикла, который отличался наиболее длиннопериодной волной, 4 октября 1989 г. в регионе произошел очень резкий спазм сжатия. На деформограмме этот процесс представлен круто падающей стеной, вероятно, характеризующей начало разрушения внутренних связей в массиве, что и обозначил гидравлический форшок [12, 13]. Вслед за этим событием регион вступил в полосу нестабильности, что на деформограмме проявилось в виде цепочки переверотов, резких переломов, изгибов, субвертикальных срывов и воздыманий плоскости. Период времени с 10.10 по 17.10.1989 г. процессы деформации вновь стабилизировались, о чем свидетельствует субгоризонтальная плоскость деформограммы. Далее, в 180 км к северу от полигона, в эпицентре землетрясения Лома Приета следует разрушение сплошности толщ, а плоскость -граммы района Паркфилд как индикатор такого разрушения вновь вертикально обрывается к низу (рис. 4).

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что, используя данные мониторинга и располагая «твердой копией» высокоскоростной геодинимической эволюции региона, уже начиная с двадцатых чисел июля 1989 г., можно было бы с определенностью судить о приближении сейсмической катастрофы.

Анализ результатов характеризует деформационные процессы, которые протекали в несхожих между

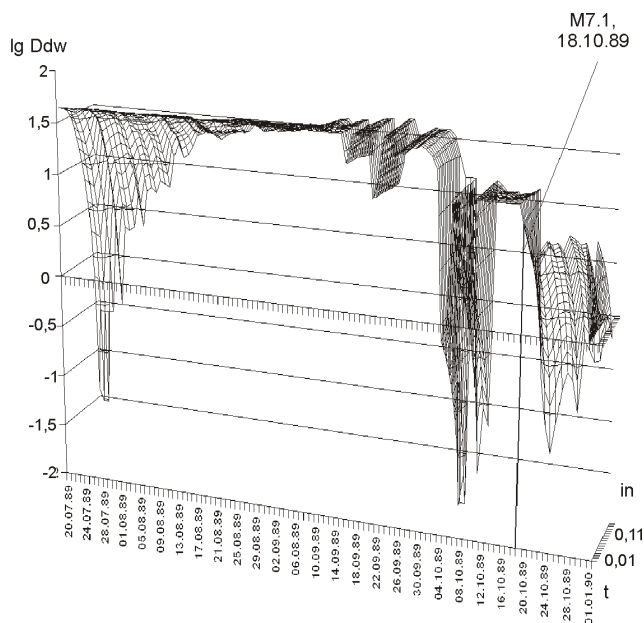


Рис. 4. Полигон Паркфилд, Калифорния. ГГД-деформограмма в период подготовки и реализации землетрясения Лома Приета (М 6,9, 18.10.1989 г.)

собой структурно-тектонических зонах глобально единой ЭДС. Несмотря на весьма существенные различия в строении указанных регионов, расстояниях ареалов мониторинга от эпицентральных зон, энергии готовящихся землетрясений и других существенных факторах, во всех рассмотренных эпизодах (равно как и в других, не приведенных в данной статье) методами ГГД-мониторинга выявлены четкие признаки предсейсмической эволюции крупных территорий, обнаружены деформационные предвестники готовящегося сильного землетрясения.

Не подлежит сомнению, что наиболее идеальным положением в применении методологии ГГД-мониторинга для целей сейсмического прогноза было бы создание разветвленной сети наблюдательных скважин, охватывающей большие пространства сейсмически опасных территорий. В таком случае сочетание отслеживания эволюции поля деформаций на местности (автоматизированное картографирование) с последовательным во времени «наращиванием» ГГД-деформограммы региона могло бы стать наиболее эффективным инструментом прогноза и даже сейсмического предсказания.

Вместе с тем, исходя из экономических реалий, можно говорить о целесообразности создания «узловых» сетей-полигонов, с которых будет поступать опорная информация о динамике сейсмоподготовительных процессов в пределах отдельных частей ЭДС, необходимая для последующих детализационных работ другими методами. В этом случае потребуются согласованные усилия заинтересованных стран-соседей в создании и оснащении сетей, реализации работ по ГГД-мониторингу, оперативному обмену информацией и принятию решений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г.С. Способ прогнозирования землетрясений. Российский патент №791021. 1979.
2. Вартанян Г.С. Способ изучения напряженного состояния массива. Российский патент №776278. 1979.
3. Вартанян Г.С., Попов Е.А., Волейшо В.О. и др. Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной наблюдательной сети в целях прогноза сильных землетрясений. —М., 1985.
4. Вартанян Г.С., Гарифулин В.А., Шалина Т.Е., Шаранов Н.Н. Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения // Советская геология. 1990. № 1. С. 92—96.
5. Вартанян Г.С. Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 91—95.
6. Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле в исследованиях механизмов геодинамики // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 29—36.
7. Вартанян Г.С. Региональная система геодинамического мониторинга и проблема устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 37—45.
8. Вартанян Г.С., Гончаров В.С., Кривошеев В.П. и др. Методические указания по ведению гидрогеодеформационного мониторинга для целей сейсмопрогноза (система R-STEPS) —М.: Геоинформмарк, 2000.
9. Вартанян Г.С. Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 2. С. 59—63.
10. Вартанян Г.С., Кристенсен О.В., Госк Э., Цукуда Э. Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 3—8.
11. Вартанян Г.С. Эндодренажная система Земли и сейсмичность: перспективы мониторинга // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 41—52.
12. Вартанян Г.С. Гидравлический форшок — сверхкраткосрочный сейсмический предвестник // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 59—66.
13. Вартанян Г.С. Некоторые деформационные механизмы функционирования эндодренажной системы Земли и сейсмичность // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 28—27.
14. Певнев А.К. О причинах неуспеха в решении проблемы прогноза землетрясений / Геофизика XXI столетия. —Тверь: ГЕРС, 2007. С. 244—249.
15. Bredehoeft J.D. Response of well-aquifer systems to Earth tides, *J. Geophys. Res.* 72. 1967. P. 3075—3087.
16. Hsieh P.A., Bredehoeft J.D., Farr J.M. Determination of Aquifer Transmissivity from Earth Tide Analysis // *Water Resources Research*. 1987. Vol. 23. #10. P. 1824—1832.
17. Koizumi N. Frequency Dependence of the Groundwater Discharge at an Artesian Well as Recognized from Tidal Fluctuation Records. *J. Geophys. Res.* Vol. 98. P. 825—835.
18. Mikumo T. and Kato M. Time domain analysis of Earth tide records. *Bull Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* 26. 1976. P. 71—81.
19. Rojastaczer S. Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: Sensitivity and noise level. *J. Geophys. Res.* 93. 1988. P. 13619—13634.
20. Sholtz C. Whatever happened to Earthquake Prediction? // *Geotimes*. 1997.
21. Vartanyan G.S. Method of monitoring deformation of geological structures and predicting geodynamic events. European Patent. 1994.
22. Vartanyan G.S. Jeolojik vapilaraki deformasyonun deuetlenmesine ve jeodynamik olaylarin onceden tahmin edilmesine yaranan yontem. 1995. Турецкий патент.

23. Vartanyan G.S. Regional Earthquake Prediction System (REPS) based on analysis of HydroGeo Deformation field // REPS-seminar, Geological Survey of Japan, 10—14 March 1997. Copenhagen, SEISMON, 1997.
24. Vartanyan G.S. *do paraколо и и* 1997. (Греческий патент).
25. Vartanyan G.S. United States Patent. Method of monitoring deformation of geological structures and predicting geodynamic events. 1998.
26. Vartanyan G.S. Regional System of Geodynamic Monitoring: Sustainable Development of Seismic-Prone Regions // UN Forum on Urban Geology in Asia and the Pacific, 2001. Bangkok, Atlas of Urban Geology. Vol. 14. P. 355—374.
27. Vartanyan G.S. Prediction of the Endogenic Geological Processes. In «Geology and Ecosystems». Springer. 2006.

УДК 551.2:551.24(925.14)

А.А.Константиновский, 2008

Основные черты геодинамики и рудоносности Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем

А.А.КОНСТАНТИНОВСКИЙ (ЦНИГРИ)

Обобщение материалов большого числа среднемасштабных геологических карт, полевых исследований автора и опубликованных данных приводит к выводу, что в структурном каркасе Верхоянской и Яно-Колымской систем Верхояно-Колымской (Верхояно-Чукотской) складчатой области главная роль принадлежит не столько надвигам, сколько региональным сдвигам. Сдвиги сформированы на коллизионном этапе на месте долгоживущих конседиментационных сбросов и разделяют главные структурные элементы, испытавшие различные по масштабу горизонтальные перемещения. Размещение золотоносных рудно-россыпных зон и районов определяется расположением региональных сдвигов и локальных зон растяжения со структурами типа pull-apart в складчатых турбидитных комплексах. Размещение сереборудных объектов тесно связано с постколлизионными разрывами на шельфовой «платформе» с алевро-песчаным осадконакоплением. Разрывы возникли в результате активизации девонских рифтогенных структур в складчатом основании Верхоянской системы.

Тектоническое районирование и главные структуры. В данной статье сохранено ранжирование структур западной части Верхояно-Колымской складчатой области, при котором в этой области традиционно выделялись Верхоянская и Яно-Колымская складчатые (складчато-надвиговые) системы. В монографии [15] они объединены в Верхоянский складчато-надвиговый пояс и рассмотрены, соответственно, в качестве зон форланда и хинтерланда последнего. Определенная общность Верхоянской и Яно-Колымской систем, без сомнения, существует и обусловлена тем фактом, что они сформированы на месте единой пассивной континентальной окраины и сложены толщами общего для обеих систем верхоянского комплекса ($C_{1v} — J_3km$). Это позволяет противопоставлять их складчатым системам внутренних частей Верхояно-Колымской области, которые отличаются иным составом слагающих толщ и иным фундаментом, в строении которого нередко участвует кора океанического типа. Однако выделять совокупность обеих систем как Верхоянский складчато-надвиговый пояс [15, 8] представляется неправиль-

ным, поскольку нарушается общепринятый иерархический ряд: складчатый пояс — складчатая область — складчатая система — складчатая зона [14]. Но, несмотря на высказанные замечания, в статье с изменениями и дополнениями использована схема тектонического районирования, предложенная Л.М.Парфеновым с соавторами.

Верхоянская пассивная континентальная окраина сложена мощными толщами верхнего докембрия, палеозоя и мезозоя, которые хотя и были затронуты локальными деформациями на рубеже рифея и венда, в раннем и среднем палеозое, но завершающую складчатость испытали на рубеже юры и мела. Основанием образовавшейся Верхоянской складчато-надвиговой системы, занимающей западную и центральную части континентальной окраины, служит раннедокембрийский кристаллический фундамент, являющийся продолжением фундамента Сибирской платформы и погружающийся к востоку до регионального Адыча-Тарынского разлома, который будет охарактеризован ниже. Фундамент Яно-Колымской складчато-надвиговой системы, сформированной на месте дистальной части континентальной окраины за Адыча-Тарынским разломом, неизвестен. Судя по огромным мощностям турбидитовых толщ и их интенсивным дислокациям, он относительно пластичен и в большей степени подвержен деформациям. Наращивание мощностей и полнота стратиграфического разреза увеличиваются в восточном направлении [15]. От Сибирской платформы Верхоянская система отделена надвигами и Приверхоянским краевым (передовым) прогибом. С Яно-Колымской ее разделяет уже упомянутый Адыча-Тарынский разлом. С востока на Яно-Колымскую систему надвинут коллизионный пояс Черского, представляющий собой по [15] фронтальную часть Колымо-Омолонского супертеррейна (рис. 1).

Задачи проведенного исследования заключались, во-первых, в обобщении данных, дополняющих имеющиеся представления о структурах, образующих Верхоянскую и Яно-Колымскую складчато-надвиговые системы, и об их геодинамике на завершающем мезозойском коллизионном этапе. Во-вторых, в установле-

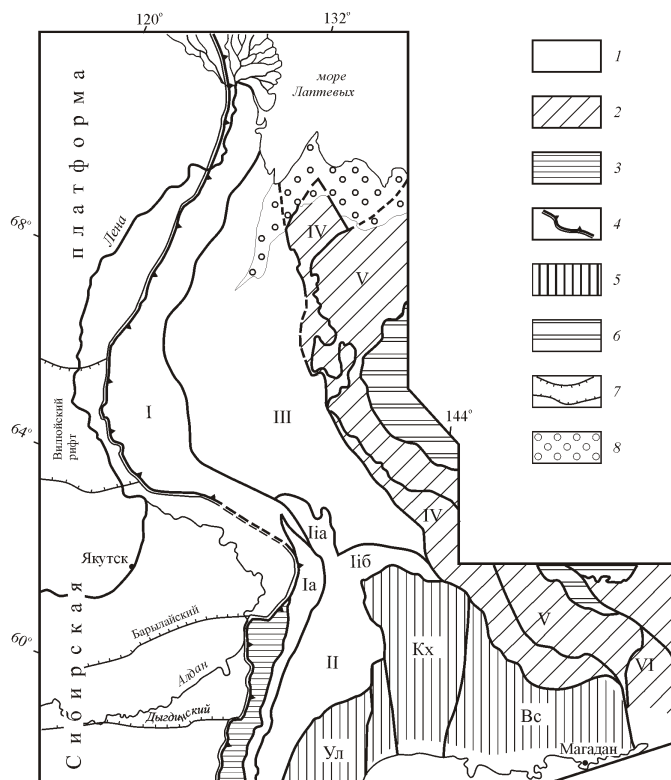


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Верхояно-Колымской складчатой области:

I — Верхоянская складчато-надвиговая система, структурно-формационные зоны: *I* — Западно-Верхоянская (*Ia* — Сетте-Дабанское поднятие), *II* — Южно-Верхоянская (складчатые ветви: *IIa* — Томпонская, *IIб* — Кюбюме-Куйдусунская), *III* — Янская; 2 — Яно-Колымская складчато-надвиговая система, террейны: *IV* — Кулар-Аян-Юряхский, *V* — Полоусно-Дебинский, *VI* — Балыгычанский; 3 — Нелькано-Кыллахское краевое поднятие; 4 — краевой шов (надвиг) Верхояно-Колымской складчатой области; 5 — Охотский массив (блоки *Kx* — Кухтуйский, *Ул* — Ульяновский, *Вс* — Восточный); 6 — подвижный пояс Черского; 7 — сбросы и сбросо-сдвиги системы Вилюйского платформенного рифта; 8 — кайнозойские наложенные впадины

нии кинематических типов главных разрывных нарушений, разделяющих структурно-формационные зоны. В-третьих, в выявлении особенностей размещения золотоносных и сереборудных зон и районов, определяемых составом вмещающих формаций и структурными факторами. В связи с решением третьей задачи необходимо отметить, что верхоянский комплекс, завершающий разрез континентальной окраины, резко отличается по составу от подстилающих более древних толщ, для которых характерен кварцево-карбонатный тип осадконакопления. Обломочные породы, слагающие комплекс, отличаются преимущественно полимиктовым (вплоть до вулканомиктового) составом, нередко с признаками лавинной седиментации. Эту характеристику можно дополнить: в составе комплекса в настоящее время выявлены алевро-песча-

ные флишеидные и алевро-глинистые углеродистые («черносланцевые») турбидиты, преобладающие на востоке в Яно-Колымской системе и являющиеся индикаторами осадконакопления в обстановках континентального склона и его подножья.

Верхоянская складчатая система объединяет три структурно-формационные зоны: 1) Западно-Верхоянскую, включающую Сетте-Дабанское поднятие; 2) Южно-Верхоянскую; 3) Янскую.

В коленообразно изогнутой *Западно-Верхоянской* зоне обнажаются в основном породы карбона и перми. Зона представляет собой цепь асимметричных антиклинориев (Хараулахский, Орулганский, Куранахский, Баранайский), опрокинутых в сторону Сибирского кратона и осложненных многочисленными разрывами *Западно-Верхоянского* надвига. С учетом общего воздымания структур в южном направлении можно принять, что Сетте-Дабанское поднятие, находящееся на южном продолжении описываемой структурно-формационной зоны, представляет собой выведенное на дневную поверхность древнее ядро цепи названных антиклинориев и потому рассматривается автором в составе Западно-Верхоянской зоны. Состав пород изменчив по латерали. В Хараулахском и Орулганском антиклинориях за некоторыми исключениями преобладают глубоководные углеродистые алевро-глинистые, а также алевро-песчаные флишеидные турбидиты. В Куранахском (на повороте зоны к востоку) господствуют грубообломочные слабоугленосные континентально-сублиторальные и существенно песчаные дельтовые толщи. В меньшей степени это относится и к широтно вытянутому Баранайскому антиклинорию.

Южно-Верхоянская структурно-формационная зона отделена от смежного Сетте-Дабанского поднятия Восточно-Сетте-Дабанским левым сдвиго-надвигом (на севере сдвиго-поддвигом) и представлена одноименным крупным синклинием, погружающимся на север (рис. 2). Эта зона, как и Западно-Верхоянская, сложена в основном породами карбона и перми. Латеральная изменчивость состава пород здесь проявлена в широтном направлении: западное крыло синклиория сложено преимущественно глубоководными черносланцевыми турбидитами, осевая часть — флишеидными турбидитами, восточное крыло — мелководными песчаными дельтово-шельфовыми отложениями, которые с приближением к Охотскому массиву (области сноса) замещаются грубообломочными континентально-сублиторальными. На севере синклиория разделяется на северо-западную Томпонскую и северо-восточную Кюбюме-Куйдусунскую складчатые ветви. Своеобразная особенность синклиория — косое к его простиранию расположение линейных складок и осложняющих их взбросов и надвигов (все они ориентированы на северо-восток), а также их общая северо-западная вергентность.

Янская структурно-формационная зона расположена к северу от Южно-Верхоянской и к востоку от Западно-Верхоянской, охватывая обширный бассейн

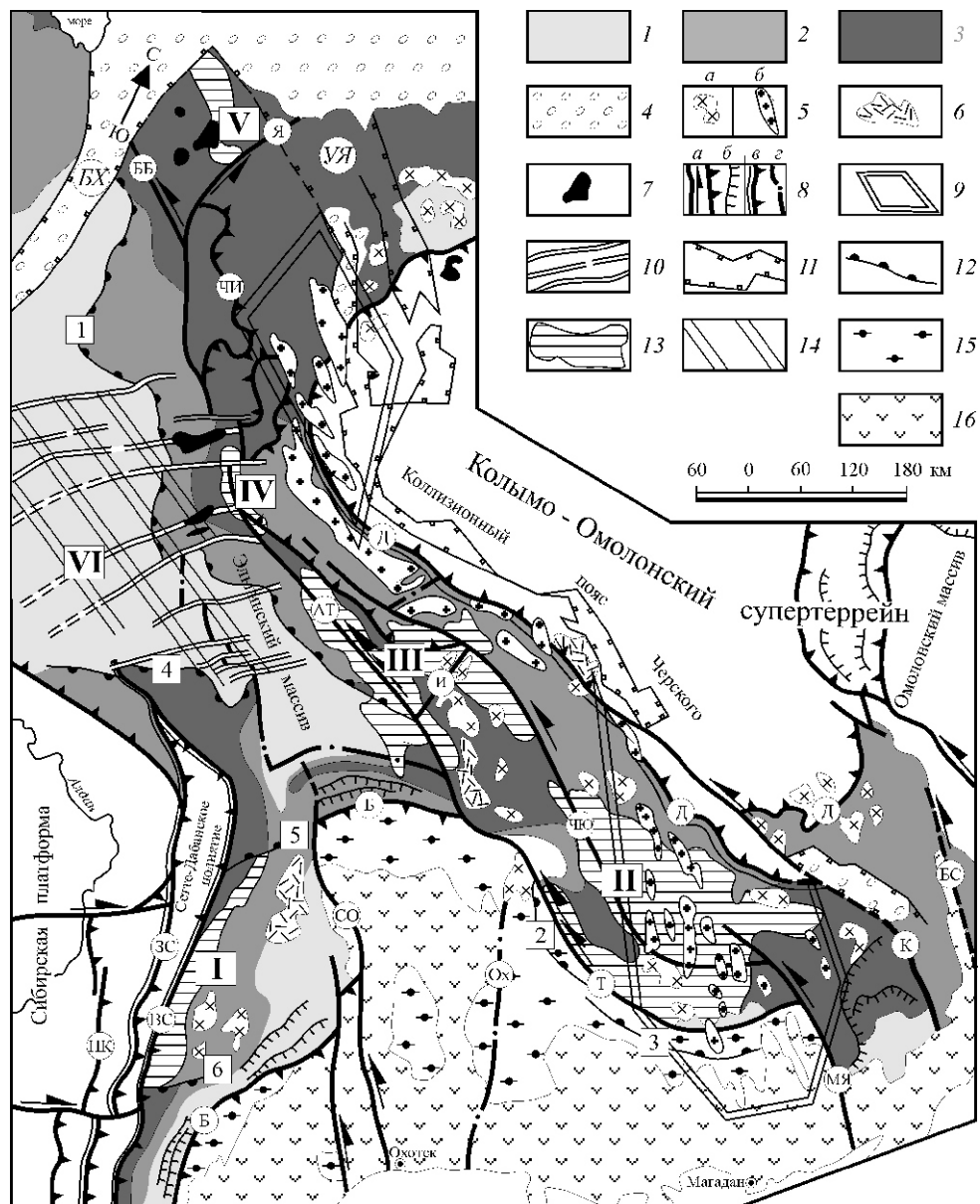


Рис. 2. Структурно-формационная схема Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем с элементами рудоносности:

формации Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем: 1 — преимущественно песчаная дельта и шельфа, 2 — алевро-песчаная флишеидная турбидитная, 3 — углеродистая алевро-глинистая турбидитная, 4 — кайнозойская терригенно-глинистая континентальная; 5 — гранитоиды коллизионного этапа: а — первого поколения, б — второго поколения; 6 — субвулканические риолиты и дациты коллизионного этапа; 7 — «внегеосинклинальные» гранитоиды постколлизионного этапа; 8 — разрывные нарушения коллизионного этапа: а — сдвиги и взбросо-сдвиги региональные (АТ — Адыча-Тарынский, Т — Тенькинский, ЧЮ — Чай-Юрюинский, Я — Янский, СО — Сунтаро-Охотский, МЯ — Мякит-Ямской, К — Купкинский (Улаханский), ВС — Балыгычано-Сугойский), б — надвиги региональные (НК — Нелькано-Кыллахский, Б — Билякчанский, ЧИ — Чаркы-Индибирский, Д — Дарпирский на северо-западном и юго-восточном флангах) и локальные, в — сдвиго-надвиги и сдвиго-подвиги региональные (ЗС — Западно-Сетте-Дабанский, ВС — Восточно-Сетте-Дабанский, Д — Дарпирский на центральном отрезке), г — неустановленной кинематики (Ох — Охотский и его смещенное северное продолжение, И — Индибирский, а также разрывы, ограничивающие Эльгинский массив); 9 — границы зон локального растяжения (структур типа pull-apart); разрывные нарушения постколлизионного этапа: 10 — сбросы, сбросо-сдвиги и раздвиги K_1-2 возраста в Дербеке-Нельгесинской зоне рассеянной трещиноватости, 11 — молодые (K_2-KZ) сбросы Буор-Хаинской (БХ) и Усть-Янской (УЯ) ветвей Усть-Ленского шельфового рифта; 12 — конседиментационные флексур (арабские цифры в квадратах: 1 — Дербеке-Бытантайская, 2 — Кулинская, 3 — Армань-Малтанская, 4 — Барайы-Томпонская, 5 — Тыринская, 6 — Юдомская); 13 — рудно-россыпные золотоносные районы (римские цифры в квадратах: I — Аллах-Юньский (выделяемый обычно как зона), II — Центрально-Колымский, III — Верхне-Индибирский, IV — Адычанский; V — Куларский); 14 — Дербеке-Нельгесинская сереброрудная зона (VI); 15 — Охотский массив (микроконтинент); 16 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

р. Яна, с которой их разделяет региональный Восточно-Верхоянский разлом [16], рассматривающийся как кулисообразно расположенное северное продолжение Восточно-Сетте-Дабанского сдвига-поддвига. В пределах описываемой зоны выделяются (с запада на восток): 1) Омолойский синклиниорий, сложенный преимущественно пермскими флишеидными алевро- и песчано-глинистыми породами; 2) Среднеянское узкое и нечетко выраженное линейное поднятие, представленное также пермскими породами; 3) Сартангский дугообразно изогнутый синклиниорий, для которого характерны в основном T_{1-2} алевро-песчаные толщи шельфа (северный фланг его дуги обрзан с востока Адыча-Тарынским разломом); 4) Адычанская зона, располагающаяся внутри дуги Сартангского синклинория на юго-востоке Янской зоны и сложенная в основном песчаными породами верхнего триаса (на восточной ее окраине они резко сменяются флишеидными турбидитами). Юго-восточная часть Адычанской зоны отличается по структуре от ее северной и вообще от всей Янской структурно-формационной зоны: в ее пределах господствуют сундучные складки с широкими (до 25 км) плоскими сводами. Е.П.Спрингис еще в 50-е годы XX в. выделила эту площадь как *Эльгинский район слабых дислокаций*. Характер структуры позволяет предположить наличие на глубине жесткого массива, отторгнутого от близко расположенного Охотского при заложении Верхоянской складчатой системы. Массивы разделены Кюбюме-Куйдусунской субширотной складчато-надвиговой ветвью.

Широкое развитие на большей части Янской структурно-формационной зоны — в пределах огромного Сартангского синклинория и Адычанской зоны — мощных (до 5—7 км) алевро-песчаных (T_1) и существенно песчаных (T_{2-3}) толщ, накопившихся в обстановках соответственно глубокого и мелкого шельфа, указывает на существование обширной шельфовой «платформы». С северо-востока она ограничена региональной Дербеке-Быгантайской конседиментационной флексурой [8], отделяющей глубоко погруженную окраинную структурную ступень рассматриваемой Янской зоны. Песчаные шельфовые толщи замещены на этой ступени флишеидными турбидитными, чередующимися в разрезе с еще более глубоководными черносланцевыми. С юга шельфовая «платформа» также ограничена конседиментационной флексурой — Барайы-Томпонской [8]. Она вытянута в субширотном направлении, разбита поперечными более поздними сдвигами и отделяет толщи глубоководных черносланцевых турбидитов T_1 — T_{2a} возраста, развитые к югу от нее в Томпонской ветви Южно-Верхоянского синклинория, от разновозрастных с ними мелководных песчаных толщ, наблюдающихся к северу от флексуры на южном фланге Сартангского синклинория.

Структурная неоднородность южной границы Янской структурно-формационной зоны — наличие Барайы-Томпонской флексуры, которую далее к востоку (с небольшим смещением к югу) продолжает погребенный тектонический уступ — южный край

Эльгинского массива, свидетельствует о существовании скрытого на глубине крупного субширотного разлома. Примечательно, что он расположен на восточном продолжении сброса, ограничивающего с юга платформенный девонский Виллойский рифт.

Яно-Колымская складчатая система объединяет два спаренных линейно-вытянутых террейна — Кулар-Аян-Юряхский и Полоусно-Дебинский (см. рисунки 1 и 2).

Кулар-Аян-Юряхский террейн вытянут на 1500 км с северо-запада на юго-восток от междуречья Яны и Омолая, где в его структуре выделяется Куларское поднятие, через бассейны рек Адыча, Эльги и Нера до бассейна верхней Колымы включительно. Для террейна характерна напряженная линейная складчатость, сопровождаемая многочисленными разрывами и кливажем. Юго-западной его границей служит Адыча-Тарынский левый сдвиг, осложненный взбросово-надвиговой составляющей, — региональный тектонический шов, отделяющий террейн от Янской структурно-формационной зоны. Непосредственным продолжением Адыча-Тарынского разлома в бассейне верхней Колымы следует считать Тенькинский левый взбросо-сдвиг, который отделяет описываемый террейн от Охотского массива. Северо-западная часть террейна обычно выделяется как Кулар-Нерский террейн (сланцевый пояс) [15]; юго-восточная ранее в структуру террейна не включалась. Ее представляет крупный Аян-Юряхский антиклинорий — прямое продолжение Кулар-Нерского террейна. Новое, предложенное автором название [8], четче отражает большую протяженность и целостность этой региональной структуры.

Для обеих частей террейна характерно господство мощнейших (до 8—10 км) черносланцевых турбидитов триаса, из-под которых на Куларском поднятии на крайнем северо-западе террейна и в ядре Аян-Юряхского антиклинория обнажаются пермские отложения того же состава. Только видимая их мощность (основание не вскрыто) 2—3 км. Углеродистые алевро-глинистые турбидиты рассматриваются как дистальные «хвосты» или шлейфы илистого материала, принесенного с Сибирского кратона и, вероятно, с Охотского массива, — отложения завершают латеральный формационный ряд пассивной континентальной окраины. На это указывает и выше приведенный факт: на смежной погруженной окраине Янской структурно-формационной зоны триасовые черносланцевые турбидиты, особенно характерные для террейна, замещаются менее глубоководными алевро-песчаными флишеидными, с которыми они образуют сложные взаимопереходы. Изначальная связь турбидитов Кулар-Аян-Юряхского террейна с отложениями Янской зоны подтверждается и общностью остатков бореальной фауны в породах обеих структур. Связь с осадками, принесенными с Сибирского кратона, подтверждается, кроме того, сходством ассоциаций тяжелых минералов, содержащихся в черносланцевых турбидитах террейна и во флишеидных смежной окраины Янской структурно-формационной зоны. Те и другие можно отнести к единой *тур-*

малин-апатит-цирконовой, характеризующей западную (Сибирскую) питающую область. В отличие от нее (если судить по флишеидным турбидитам верхней юры) восточную питающую область — поднятия пояса Черского — характеризует *эпидот-цоизит-гранатовая* ассоциация.

Адыча-Тарынско-Тенькинский региональный взбросо-сдвиг во время осадконакопления представлял собой конседиментационный сброс с погруженным северо-восточным крылом. На это указывает смена флишеидных турбидитов и песчаных толщ, развитых вдоль погруженных окраин Янской структурно-формационной зоны и Кухтуйского блока Охотского массива, глубоководными черносланцевыми турбидитами Кулар-Аян-Юряхского палеотрога, существовавшего на месте одноименного террейна.

Необходимость отнесения описанного террейна к структурам именно этого класса обусловлена тем, что он представляет собой аллохтон. По Адыча-Тарынско-Тенькинскому левому взбросо-сдвигу амплитуда его горизонтального смещения к северо-западу относительно Кухтуйского блока Охотского массива достигала 170 км. На такую величину смещено в этом направлении северное продолжение Охотского долгоживущего разлома (Индибирский), пересекающее почти поперек описываемый террейн по долине р.Индибирка. На такую же величину перемещена и дистальная часть крупной пермской дельты [8]. Значительное (десятки километров) смещение испытала и северная часть Кулар-Аян-Юряхского террейна. Нужно отметить, что подвижки происходили по крайней мере в два этапа. На первом этапе перемещение террейна было относительно небольшим. Об этом свидетельствует отсутствие заметных смещений Куларского поднятия по Баки-Быгантайскому левому сдвигу (прямому продолжению Адыча-Тарынского) относительно смежной Янской структурно-формационной зоны. На втором амплитуда перемещения была несравненно большей. По новообразованному Янскому левому сдвигу (северо-восточному ответвлению Адыча-Тарынского разлома), отрезавшему Куларское поднятие, слившиеся между собой в единый блок северная часть «обезглавленного» Кулар-Аян-Юряхского террейна и соседний Полоусный синклиний были выдвинуты на 160—180 км к северу. Об этом свидетельствует торцовое сочленение по Янскому сдвигу линейных широтно вытянутых складок названного синклинория с субмеридиональными структурами Куларского поднятия.

Полоусно-Дебинский (преддуговой по [12]) *террейн* сложен мощными преимущественно флишеидными турбидитными толщами юры и ограничивает с востока Кулар-Аян-Юряхский. В его структуре выделяются в северной части дугообразно изогнутый Полоусный синклиний, а в центральной части и на юго-востоке — Иньяли-Дебинский синклиний. Граница между террейнами тектоническая. Крупные ее отрезки различаются между собой по кинематике и имеют разные названия. В бассейне верхней Колымы это Чай-Юрюинский левый взбросо-сдвиг, к севе-

ро-западу от р.Индибирка — Чаркы-Индибирский надвиг, местами осложненный левосдвиговой составляющей, а еще севернее в низовье р.Адыча — шарьяж юго-западной вергентности, который можно назвать Туостакским. Все перечисленные разрывы сформировались на мезозойском коллизиионном этапе из единого конседиментационного сброса с погруженным северо-восточным крылом, который ограничивал с юго-запада юрский прогиб. С приближением к нему турбидитные флишеидные толщи замещаются сначала менее глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями (J_1), накопившимися предположительно в верхней части континентального склона, затем алевро-песчаными глубокого шельфа (J_2), а на севере — на правобережье р.Яна в бассейнах рек Ольджо и Абырабыт — даже песчаными континентально-сублиторальными (J_1) и мелководного шельфа (J_3). Лишь севернее устья р.Джанкы (правый приток р.Яна) полоса этих относительно мелководных отложений прерывается — они по простирацию резко замещаются черносланцевыми турбидитами. Появление мелководных фаций позволяет сделать вывод о том, что смежная протяженная часть Кулар-Аян-Юряхского террейна представляла в юре линейно вытянутое поднятие, служившее областью сноса. Немалое значение имела, по-видимому, и восточная область сноса — цепь поднятий пояса Черского. Об этом свидетельствует преобладание флишеидных турбидитов над алевро-глинистыми, характерными для Кулар-Аян-Юряхского террейна. Полоусно-Дебинский террейн отнесен к структурам такого класса вследствие своей аллохтонной природы. Относительно Кулар-Аян-Юряхского его юго-восточная и центральная части перемещены на северо-запад по Чай-Юрюинскому левому взбросо-сдвигу примерно на 90—100 км. Такова амплитуда смещения скрытого северного продолжения Охотского разлома, выделяемого автором как Индибирский. Он рассекает террейн в районе торцового окончания Чибгалахского [8] гранитного плутона (см. рис. 2). Северо-западнее, где террейны разделяет Чаркы-Индибирский надвиг, переходящий в Туостакский шарьяж, сдвиговая составляющая сходит на нет, и уже описанное выше масштабное смещение на север испытали оба террейна, спаянные в единый блок.

Балыгычанский террейн ограничивает с востока Кулар-Аян-Юряхский, от которого его отличают появление отложений глубокого шельфа $T_2—J_1$ возраста, а также структурный план. Характерные для Аян-Юряхского антиклинория линейные складки сменяются в его пределах фестонами дугообразно выпуклых к северу субширотных широких асимметричных складок, разделяемых надвигами второго порядка. От торцового окончания Аян-Юряхского антиклинория террейн отделен зоной сближенных левых сдвигов, к югу сливающихся в единый Мякит-Ямской левый сдвиг [8]. С севера и северо-запада террейн ограничен фронтальным Буюндинским надвигом, по которому надвинут на глубоководные

турбидиты, развитые в пределах восточного продолжения антиклинория и смежной с ним юго-восточной ветви Иньяли-Дебинского синклинория.

С юга и юго-востока Верхоянская и Яно-Колымская складчатые системы ограничены структурами внутреннего обрамления — коллизионным поясом Черского и Охотским массивом (микроконтинентом).

Коллизионный пояс Черского представляет собой фронтальную окраину обширного Колымо-Омолонского супертеррейна (коллажа террейнов), надвинутого с востока по Дарпирскому сдвигу-надвику на Полоусно-Дебинский террейн. Важно подчеркнуть, что Дарпирский разлом с конца мела—начала палеогена, когда до него «дотянулся» с северо-запада осевой рифт подводного хребта Гаккеля, стал служить границей литосферных плит. По данным работ [7, 15 и др.] к юго-западу от этой границы расположены Евразийская и Охотоморская плиты, а к северо-востоку — Северо-Американская.

Пояс Черского отличается от описанных складчатых систем сложностью строения. В его линейно вытянутых поднятиях (Омулевском, Тас-Хаяхтахском и др.) на дневную поверхность выходят деформированные сланцево-карбонатные ниже-среднепалеозойские толщи, незначительно — вендские и рифейские, в целом сходные с обнажающимися в Сетте-Дабанском поднятии. Они несогласно перекрыты отложениями, одновозрастными с верхоянским комплексом, но отличающимися составом (появляются кремнистые породы), малыми мощностями и наличием крупных стратиграфических перерывов и угловых несогласий в разрезе [11]. Из этого следует, что в позднем палеозое—раннем мезозое пояс Черского представлял собой тектонически поднятую кордильеру, ограничивавшую с северо-востока глубокие прогибы, существовавшие на месте Полоусно-Дебинского и Кулар-Аян-Юрхского террейнов. Если отложения карбона, перми и триаса на поясе Черского частично сохранили полимиктовый состав, присущий породам верхоянского комплекса, то юрские толщи резко отличны от него. Они представлены или выделенными автором совместно с М.И.Гедько и Б.Н.Ауловым молассоидными грубообломочными конгломератами средней юры (талбыгирская свита), валуны которых состоят из карбонатных пород местного PZ_{1-2} складчатого основания, или интенсивно дислоцированными кремнисто-вулканогенными толщами верхней юры, которые вместе с перекрывающими их черносланцевыми турбидитами бастахской свиты слагают протяженный Уяндино-Ясачненский островодужный пояс [12].

К этому нужно добавить, что на отдельных участках пояса Черского обнажаются породы офиолитовой ассоциации и гипербазиты, свидетельствующие о частичном раскрытии океанической коры, что нехарактерно для Верхоянской и Яно-Колымской складчатых систем.

Охотский массив (микроконтинент) во время мезозойской коллизии испытал значительное пере-

мещение с юго-востока на северо-запад. При этом он подобно тупому клину раздвинул Южно-Верхоянскую структурно-формационную зону и Кулар-Аян-Юрхский террейн (см. рис. 1), сильно деформировав первую. На обзорных тектонических картах массив обычно выделяют лишь в объеме *Кухтуйского блока*, который с точки зрения автора представляет собой лишь центральную, наиболее обнаженную его часть. Из-под континентальных угленосных отложений верхнего палеозоя и меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса в этом блоке на поверхность выступает архейский кристаллический фундамент с фрагментами деформированного рифейско-среднепалеозойского чехла. Северо-восточный погруженный склон Кухтуйского блока, насколько можно судить по мощностям пермских толщ, отделен от его приподнятой центральной части Кулинской конседиментационной флексурой, которая, как и вышеописанная Дербек-Бытантайская, протягивается примерно параллельно региональному тектоническому шву — Адыча-Тарынско-Тенькинскому разлому, отступив от него к юго-западу.

По данным автора Охотский массив не ограничивается Кухтуйским блоком — размеры его значительно больше. К юго-западу от Кухтуйского находится *Ульинский блок*, к востоку — *Восточный*, по площади примерно равные Кухтуйскому. Древний кристаллический фундамент с фрагментами маломощного рифейско-палеозойского чехла обнажен вдоль северо-западной окраины *Ульинского блока*, отделенной от Южно-Верхоянского синклинория *Биякчанским глубинным надвигом* (он рассекает породы кристаллического фундамента). Остальная часть блока перекрыта меловыми вулканитами, в туфо-брекчиях и туфах которых встречаются обломки древнего фундамента и рифейских (?) пород. *Восточный блок* полностью погребен под вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Его существование косвенно подтверждается развитием вдоль его погруженной северной окраины на отрезке 180 км (в верховьях рек Армань, Ола, Малтан) нескольких мощных сближенных между собой дельт J_{2-3} возраста. С юга погруженную окраину блока с песчаными дельтами предположительно ограничивает Армань-Малтанская конседиментационная флексура — прямое продолжение Кулинской флексуры. Упомянутые песчаные дельты открывались в глубоководный Аян-Юрхский трог, существовавший на месте сформированного на коллизионном этапе одноименного антиклинория. На это указывает резкое замещение песчаного материала дельт одновозрастными флишоидными и «черносланцевыми» турбидитами, появляющимися на северном краю блока близ Тенькинского разлома. Их появление свидетельствует о глубоком погружении в юре юго-восточной части Кулар-Аян-Юрхского террейна, что сильно отличает ее от тектонически поднятой в юрском периоде северо-западной части того же террейна, где она являлась областью сноса. Большой объем песчаного материала, принесенного с юга из центральных частей Восточного блока (мощности

дельт достигают 2—2,3 км), позволяет считать, что древняя область сноса не ограничивалась данным блоком. Значительная ее часть несомненно скрыта под водами Охотского моря.

Геодинамика на этапе коллизии. В геодинамическом развитии Верхоянской и Яно-Колымской складчатых систем и структур их внутреннего обрамления на коллизионном этапе намечаются три стадии.

I стадия. Надвигание Ульяновского блока Охотского массива в северо-западном направлении на Южно-Верхоянский палеотрог. Вектор перемещения блока был направлен к нему под углом. В результате линейные складки и осложняющие их взбросы и надвиги начавшего формироваться меридионально вытянутого синклиория расположились по нормали к вектору и косо к простиранию самого синклиория, приобретая при этом северо-западную вергентность. Вдоль Билякчанского надвига образовалась одноименная зона смятия и чешуйчатых надвигов. Сминаемые пластичные массы осадочных толщ, перемещаясь под давлением Ульяновского блока на северо-запад, наискось «упирались» в тектонический уступ Восточно-Сетте-Дабанского палеосброса, отделявшего формирующийся синклиорий от древнего поднятия Сетте-Дабан. Оказываемое давление разлагалось на два вектора: северный и западный. Северный обусловил «проскальзывание» деформируемых толщ по названному сбросу и превращение его в масштабный левый сдвиг (на юге с надвиговой, на севере — с поддвиговой составляющими), западный — мощное перемещение масс на запад. Это привело к надвиганию структур Сетте-Дабана на Нелькано-Кыллахское краевое поднятие мезозойд, а последнего — на погруженную окраину Сибирского кратона с образованием Нелькано-Кыллахского надвига — краевого шва мезозойд. Несомненно, с трансформацией Восточно-Сетте-Дабанского сброса в левый сдвиг-надвиг (сдвиг-подвиг) связано формирование вытянутого вдоль него метаморфического пояса [15].

Примерно в то же время произошло перемещение Кухтуйского блока Охотского массива в север-северо-западном направлении (относительно Ульяновского не менее чем на 160 км) и его надвигание на Кюбюме-Куйдусунскую ветвь Южно-Верхоянского трога. В результате эта ветвь была резко сужена и превращена в зону смятия и чешуйчатых надвигов. Глубинный фронтальный надвиг, ограничивающий с севера Кухтуйский блок, по занимаемой позиции аналогичен Билякчанскому, и его можно рассматривать как восточное продолжение последнего, смещенное далеко на север по субдолготному Сунтаро-Охотскому левому сдвигу, отделяющему Кухтуйский блок от Ульяновского. Внедрение гранитов и субвулканических дацитов, прорывающих структуры Южно-Верхоянского синклиория, произошло, вероятно, в конце I стадии.

II стадия. Надвигание кордильеры пояса Черского на Полоусно-Дебинский и расположенный за ним Кулар-Аян-Юряхский глубокоководные палеотроги. Перемещаясь, пояс Черского (и Колымо-Омолон-

ский супертеррейн в целом) наискось «упирался» в крутопадающую границу литосферных плит, с которой примерно совпадает уже упомянутый Дарпирский разлом. При этом оказываемое давление (как и при трансформации уже охарактеризованного Восточно-Сетте-Дабанского сброса в левый сдвиг-надвиг) разлагалось на два вектора. Запад-юго-западный обусловил общее перемещение масс в сторону Сибирской платформы и образование складчато-надвиговой структуры северной части Яно-Колымской и Верхоянской систем. Север-северо-западный вектор вызвал масштабное левосдвиговое «проскальзывание» структур пояса Черского по Дарпирскому разлому, усилившее первоначальный дугообразный изгиб Полоусного синклиория и покровно-складчатого Селенняхского поднятия с образованием вершины Колымской петли. Горизонтальную амплитуду левого сдвига по Дарпирскому разлому оценить трудно из-за недостатка данных, но немалый ее масштаб очевиден. В перемещение пояса Черского в север-северо-западном направлении были вовлечены и террейны Яно-Колымской системы.

Полоусно-Дебинский испытал перемещение к северо-западу относительно Кулар-Аян-Юряхского по Чай-Юрюинскому левому взбросо-сдвигу. На левобережье р. Индигирка амплитуда смещения, как отмечалось выше, оценивается в 90—100 км. Северо-западнее она постепенно затухает, и оба террейна перемещались по Янскому левому сдвигу, слившись в единый блок. При этом они испытывали деформации, подчеркиваемые извилистым в плане рисунком Чаркы-Индигирского надвига и изменчивыми простираниями линейных складок. Масштабное перемещение Кулар-Аян-Юряхского террейна в северо-западном направлении подтверждается также существованием гигантских складок волочения с субвертикальными шарнирами в структуре Аян-Юряхского антиклинория [8].

III стадия. Значительное (не менее 500 км, судя по общему структурному рисунку) перемещение к северо-западу Омолонского кристаллического массива (микроконтинента) — наиболее жесткого элемента в составе Колымо-Омолонского супертеррейна. Этим перемещением, с точки зрения автора, объясняется региональный дугообразный изгиб юго-восточной части Ильяли-Дебинского синклиория и продолжающих его складок — они изменили свое простирание с юго-восточного на северо-восточное. На перемещение массива указывают зоны смятия и эшелонированных поддвигов южной и восточной вергентности, ограничивающих соответственно с севера и запада фронтальный клин Омолонского массива. Дугообразный изгиб Ильяли-Дебинского синклиория и продолжающих его складчатых структур закономерно сопровождают крупные левые сдвиги — ранее выделенные автором Мякит-Ямской и Купкинский [8]. К этой же системе можно отнести и субпараллельный им Балыгычано-Сугойский, «залеченный» на пост-коллизионном этапе верхнемеловыми вулканитами северного «залива» Охотско-Чукотского пояса и за-

тем перекрытый чехлом угленосной молассы (см. рис. 2). Вся эта система перемещений может рассматриваться как завершающая в данном регионе коллизионный этап. Произошло это вследствие заключительного («вдогонку») перемещения Омолонского массива, наблюдавшегося уже после надвигания в северо-западном направлении гетерогенного Колымо-Омолонского супертеррейна.

Проанализировав геодинамику южной и юго-восточной частей рассмотренных складчатых систем и структур их внутреннего обрамления, можно заключить, что в направлении от Южно-Верхоянского синклинория к Омолонскому массиву последовательно фиксируются все более поздние тектонические события мезозойского коллизионного этапа, а также нарастание амплитуды горизонтальных перемещений по региональным сдвигам и сопряженным с ними вероятным глубинным надвигам типа Билякчанского. Так, если Кухтуйский блок смещен относительно Ульинского к северо-западу на 160 км, то Кулар-Аян-Юряхский террейн (судя по смещению Аян-Юряхского антиклинория) с учетом приведенных выше данных передвинут относительно того же Ульинского блока на 330 км, а Полоусно-Дебинский террейн (с учетом смещения Иньяли-Дебинского синклинория) — минимально на 430 км, а максимально на 510 км. Наиболее ранним было надвигание Ульинского блока на Южно-Верхоянский трог, наиболее поздним — заключительное перемещение Омолонского массива.

Формирование интрузий Главного батолитового пояса происходило на II и III стадиях коллизионного этапа. Намечается два поколения гранитов. Гранитоиды *первого поколения* образуют сравнительно небольшие массивы изометричных очертаний и внедрялись в конце II стадии коллизионного этапа до заключительного перемещения Омолонского массива, связанного с этим региональным изгибом Иньяли-Дебинского синклинория и образования разорвавшего синклинорий Купкинско-Улаханского левого сдвига (с горизонтальной амплитудой 120 км). На это указывает тот факт, что на юго-восточном фланге Главного батолитового пояса они уже находились в структурах синклинория при его продольном изгибе и поперечном сдвиговом смещении. Гранитоиды *второго поколения* внедрены во время и после перемещения Омолонского массива. Образованные ими цепи крупных удлиненных массивов, сохраняя генеральное юго-восточное простирание батолитового пояса, *наискось пересекают* дугу линейных складок Иньяли-Дебинского синклинория (бассейны рек Мылга, Дебин, Сусуман, Берелёх, лево- и правобережье Колымы), что хорошо видно на всех геологических картах. Очевидно, что интрузии при своем внедрении использовали систему разрывов, диагональных по отношению к простиранию складок синклинория и к ограничивающим его региональным разломам.

Данную систему диагональных, большей частью скрытых разрывов на дугообразном изгибе синклинория можно отнести к структурам локального раз-

двига (pull-apart structures) [23], происходившего в обстановке общего сжатия и масштабных левосдвиговых перемещений по ограничивающим синклинорий Чай-Юрюинскому взбросо-сдвигу и Дарпирскому сдвигу-надвику. Кроме интрузий скрытые раздвиги маркируются небольшими грабенообразными впадинами позднемезозойского и главным образом кайнозойского возраста. Структуры типа pull-apart не выделялись здесь предшествующими исследователями. Особенно важно отметить, что площадь их развития совпадает с большей северо-восточной частью знаменитого своей продуктивностью Центрально-Колымского золотоносного района. Такое пространственное совпадение вряд ли случайно. Оно наводит на мысль о связи коренных источников россыпного золота — малосульфидных кварцевых жил, штокверков и минерализованных зон с названными структурами локального растяжения. В пределах смежного Аян-Юряхского антиклинория такие структуры проявлены слабее, но южнее, на границе с Охотско-Чукотским поясом, вновь четко фиксируются. Их подчеркивают узкие и протяженные (до 50—75 км) субдолготные «заливы» меловых вулканитов в пределы антиклинория.

Зеркальным отображением описанной картины является крайний северо-запад Полоусно-Дебинского террейна. Здесь намечаются те же два поколения гранитов — участвующие в региональном изгибе Полоусного синклинория и секущие этот изгиб (крупный Хадарыньинский и другие массивы). Можно допустить, что интрузии, секущие смятые в линейные складки юрские толщи, здесь также связаны с системой скрытых трещин локального растяжения.

Постколлизионный этап. На постколлизионном этапе сформированы региональные зоны наложенной трещиноватости: 1) над продолжениями девонских рифтовых структур в складчатом основании верхоянского структурно-формационного комплекса и 2) связанные с молодыми рифтами, рассекающими Верхоянский структурно-формационный комплекс.

Среди зон наложенной трещиноватости над девонскими погребенными рифтовыми структурами выделяются региональная Дербек-Нельгесинская зона и меньшие по размерам зоны в Южно-Верхоянском синклинории.

Дербек-Нельгесинская зона рассеянной трещиноватости образовалась над погруженным северо-восточным продолжением Вилюйского девонского платформенного рифта и имеет одинаковую с ним ширину. Зона представлена серией субпараллельных сбросов, сбросо-сдвигов и раздвигов общего с рифтом северо-восточного простирания, пересекающих в поперечном направлении линейные складки Янской структурно-формационной зоны (Западно-Верхоянская зона в силу неясных причин разрывами этой системы почти не затронута). Примечательно, что подавляющее большинство разрывов «упирается» в Адыча-Тарынский взбросо-сдвиг, не пересекая его. Это косвенно подтверждает существенное различие между жестким, предпо-

ложительно кристаллическим фундаментом Верхоянской складчатой системы и пластичным — Яно-Колымской. Наиболее крупные разрывы — Эге-Хайский, Халтысинский, Северо- и Южно-Тирехтяхский, Дербек-Нельгесинский, Сан-Юряхский и Нолучинский — выделены в основном по геофизическим данным [16]. Все они, за некоторыми исключениями, скрытые, но частично фиксируются раздвиговыми зонами густой трещиноватости, скоплениями даек кислого, среднего и основного составов и цепочками малых гранитных интрузий. Местами к ним отчетливо приурочены единичные линейно вытянутые массивы гранитоидов так называемого «поперечного пояса» (крупнейший из них Нельгесинский достигает в длину 70 км). На отдельных отрезках эти скрытые нарушения разграничивают поля развития мелководных и глубоководных фаций триаса, что указывает на перемещения по ним еще в эпоху седиментации. Таковы Сан-Юряхский и Нолучинский левые сдвиги с горизонтальной амплитудой до 10—15 км. Особенно густую сеть образуют разрывы Дербек-Нельгесинской зоны в центральной части предполагаемого Эльгинского массива, ответвляясь к северо-востоку от широтно-вытянутой Барайы-Томпонской конседиментационной флексуры. Их приуроченность к погребенному массиву подтверждает наличие у него жесткого фундамента. На площади предполагаемого массива разрывы представляют собой малоамплитудные (3—7 км) правые сдвиги, которые пересекают с отчетливо выраженным смещением брахиформные антиклинали и щелевидные синклинали в толщах триаса и нижней юры.

Кроме господствующих разрывов северо-восточного простирания в Дербек-Нельгесинской зоне встречаются единичные разломы северо-западного простирания, секущие складки Верхоянской системы под косым углом. Крупнейшие среди них — Аллахский левый сдвиг (на северо-западе выделяемый как Джарджанский), а также Собопольский [16]. Их оперяют многочисленные мелкие разрывы общего с ними простирания. Не исключено, что разломы этой системы образовались при активизации трансформных разломов погребенного продолжения Вилюйского рифта.

Зоны трещиноватости в Южно-Верхоянском синклинии также являются наложенными, пересекают его в северо-восточном направлении и представлены в основном правыми сдвигами и сбросо-сдвигами сравнительно малой горизонтальной амплитуды, измеряемой первыми километрами. Эти нарушения расположены на затухающих продолжениях двух платформенных разломов — в основном Барылайского, в меньшей степени Дыгдинского. Оба они параллельны Вилюйскому рифту (см. рис. 1), расположены на южном его фланге и заложились, вероятно, в одно с ним время. Над их затухающими продолжениями еще во время накопления верхоянского комплекса были сформированы конседиментационные флексуры: на продолжении Барылайского — *Тыринская*, Дыгдинского — *Юдомская* (см. рис. 2). *Тыринская* ограничивает с юга Томпонскую глубоководную впадину и отделяет заполня-

ющие ее черносланцевые турбидиты нижнего триаса от развитых южнее разновозрастных пестроцветных лагунных отложений. *Юдомская* контролирует размещение фаций карбона и перми. В позднем мезозое, во время постколлизии активизации Барылайский и Дыгдинский разломы были трансформированы в правые взбросо-сдвиги, пересекающие почти поперек со значительными (20—35 км) смещениями Нелькано-Кыллахский краевой шов мезозойского Южного Верхоянья. При этом на их продолжениях возникли зоны трещиноватости, тяготеющие к названным флексурам.

Наиболее молодыми (K_2 — KZ) среди постколлизии являются сбросы, ограничивающие грабены континентальных *Буор-Хаинской* и *Усть-Янской (Момской)* ветвей *Усть-Ленского шельфового рифта*. *Усть-Янская (главная) ветвь* пространственно связана с границей между вышеназванными литосферными плитами. Она пересекает дугу складок Полоусного синклиория в виде серии кайнозойских грабенов, которые в юго-восточном направлении постепенно сливаются в единую цепь крупных грабенообразных впадин, протягивающихся параллельно Дарпирскому сдвигу-надвику вдоль коллизии пояса Черского. Цепь завершается крупной Буюндинской впадиной на р. Колыма. *Буор-Хаинская* рифтовая ветвь протягивается от одноименной губы моря Лаптевых на юг до 68 с.ш. в виде широкого (30—40 км) кайнозойского грабена. Большинство этих рифтовых структур, насколько известно по данным немногочисленных скважин, заполнено палеоген-плиоценовыми и четвертичными отложениями, но формирование самих структур началось, вероятно, еще на рубеже раннего и позднего мела. Это, во-первых, подтверждается временем заложения гигантской рифтовой системы срединно-арктического хр. Гаккеля (одна из ветвей ее — Усть-Ленский рифт), которое датируется концом альбского века раннего мела [15]. Во-вторых, изотопными датировками (106—95 млн. лет) гранитоидов Куларского поднятия [21], разделяющего названные рифтовые ветви. Гранитоиды считаются на основании датировок посторогенными («внегеосинклинальными»). Такой же возраст (96 млн. лет) имеет и Хобойоту-Эчийский гранитный массив, расположенный на южном продолжении Буор-Хаинской рифтовой ветви.

Особенности рудоносности. Вопросам золотоносности Верхоянской и главным образом Яно-Колымской складчатых систем посвящено большое число источников [1—6, 13, 15]. Однако проблема связи между размещением рудных и рудно-россыпных зон и районов, с одной стороны, и геодинамическими обстановками, с другой, на взгляд автора, нуждается в дальнейшем изучении. Прежде всего нужно отметить, что размещение золотоносных зон и районов явно согласуется с общим структурным рисунком (см. рис. 2). Пересечение рудоносными зонами складчатых систем и образующих их структурно-формационных зон, отмечаемое некоторыми исследователями [1], по данным автора, не имеет места.

Дербеке-Нельгесинская сереброрудная (с полиметаллами) зона также «укладывается» в охарактеризованную структурную раму — она совпадает с одноименной наложенной зоной рассеянной трещиноватости. В историко-геологическом плане формирование золотоносных зон и районов происходило преимущественно в конце коллизионного этапа, а сереброрудных — на постколлизионном.

Рудно-россыпные зоны и районы золотой специализации приурочены к **региональным структурам сжатия (*transpression*) в пределах глубоких прогибов (*тпогов*) с турбидитным осадконакоплением**. Такую позицию занимают Главный золотоносный пояс, протягивающийся более чем на 1000 км вдоль спаренных Кулар-Аян-Юрхского и Полоусно-Дебинского секторов, включая расположенное севернее Куларское поднятие, а также Аллах-Юньский золотоносный район (зона) Южного Верхоянья. Зона сжатия в Главном золотоносном поясе маркируется огромным батолитовым поясом колымских коллизионных гранитоидов, который тяготеет к Дарпирскому сдвигу-надвигу. Вероятно, тектоническая активность его, как уже отмечалось, не прекращалась, а, может быть, даже усиливалась на постколлизионном этапе, что привело к трансформации этого разлома в сверхглубинный, проникший в верхнюю мантию до астеносферы и разделивший литосферные плиты. Пространственная связь с ним богатейшего золотоносного пояса очевидна, временная — предполагается. Зона сжатия, к которой приурочен Аллах-Юньский золотоносный район (зона), вытянута вдоль западного крыла Южно-Верхоянского синклинория и маркируется упомянутым метаморфическим поясом. Протяженность зоны около 300 км. Примечательно, что она находится в пределах осевой, наиболее прогнутой части глубоководного позднепалеозойского трюга.

Локализация рудно-россыпных золотоносных (местами с золотосурьмяными объектами) районов и узлов в пределах зон сжатия контролируется **региональными левыми сдвигами**, в разной степени осложненными взбросами или надвигами (местами поддвигами).

В Главном золотоносном поясе такую роль играли упомянутые выше Адыча-Тарынско-Тенькинский и Чай-Юрюинский региональные сдвиги. Вдоль Тенькинского по юго-западной окраине Центрально-Колымского золотоносного района протягивается богатая металлом Тенькинская рудно-россыпная зона. К северо-западу от нее к этому же региональному левому взбросо-сдвигу (начиная с бассейна р.Бол.Тарын он выделяется как Адыча-Тарынский) приурочена значительная часть рудно-россыпных объектов Верхне-Индигирского золотоносного района, а также расположенный дальше к северо-западу Адычанский золото-россыпной район. В Верхне-Индигирском к Адыча-Тарынскому сдвигу приурочено крупнейшее золотосурьмяное Сарылахское месторождение, в Адычанском — Сентачанское. Еще севернее, к северо-восточному ответвлению Адыча-Тарынского разлома — Янскому ле-

вому сдвигу — приурочено золотосурьмяное (со ртутью и мышьяком) месторождение Кючус, расположенное на юго-востоке Куларского золотоносного района. На севере последнего находится Бургуатский рудно-россыпной узел, пространственно связанный с разрывами северо-восточного простирания, параллельными Янскому сдвигу и пересеченными молодыми сбросами Усть-Янской рифтовой ветви.

Не менее важное значение для размещения рудно-россыпных золотоносных районов имел Чай-Юрюинский региональный левый взбросо-сдвиг. К нему пространственно тяготеют уникальные по продуктивности россыпные узлы по левобережью верхней Колымы и р.Чай-Юрюе, входящие в состав Центрально-Колымского района, а также вытянутая более чем на 300 км полоса россыпных узлов Верхне-Индигирского района по р.Худжах, правобережью р.Нера и левобережью р.Индигирка.

Аналогичную позицию занимает и Аллах-Юньский рудно-россыпной золотоносной район (зона). Он вытянут вдоль Восточно-Сетте-Дабанского регионального левого сдвига, осложненного на юге надвигами, к северу сменяющимися поддвигами. Район известен своими золоторудными объектами (крупное Неждановское месторождение, Дуэт-Бриндакитский золоторудный узел) и богатыми, плотно расположенными россыпными узлами, в настоящее время в основном отработанными.

Причина избирательной приуроченности большинства рудно-россыпных золотоносных районов Верхоянского пояса к региональным сдвигам во многом неясна. Отчасти проливают свет на этот счет данные по современным сдвигам дна ряда морских и океанических бассейнов. К ним приурочены холодные сипово-винтинговые системы — важные поставщики на морское дно батинальных областей ОВ, водорода, метана, серы, кремнезема и некоторых рудных элементов [9, 17, 18, 19, 20, 22]. Такие растворы увеличивают потенциал сероводородного заражения придонных илов и, соответственно, скорость и масштабы выделения золота при трансформации сульфидов железа [10], с чем связывается повышение кларкового содержания благородного металла в осадках. В случаях рециклинга это может привести к образованию в углеродисто-глинистых турбидитах золотоносных зон, в которых размещение рудных объектов и россыпей подчиняется не только структурному контролю, но и литолого-стратиграфическому. Это хорошо видно на примере Аллах-Юньского района, в котором хорошо заметна избирательная приуроченность рудных и россыпных месторождений золота к протяженной полосе выходов черносланцевой экачанской свиты С₂ вдоль Восточно-Сетте-Дабанского левого сдвига-надвига—сдвиго-поддвиг.

Важную роль в размещении рудно-россыпных золотоносных районов наряду с региональными сдвигами играли с точки зрения автора **структуры типа pull-apart**, приуроченные к **локальным зонам растяжения (*transtension*)**.

Юго-восточная зона развития таких структур, как уже отмечалось выше, предполагается нами на юго-востоке расширенного там Иньяли-Дебинского синклинория. Важно подчеркнуть, что с этой зоной пространственно совпадает основная площадь Центрально-Колымского золотоносного района (бассейны рек Сусуман, Берелёх, Мылга, Дебин и др.). Восточная граница последнего совпадает с Мякит-Ямским сдвигом север-северо-западного простирания — расположенный за ним Балыгычанский террейн практически не золотоносен.

Северная зона локального растяжения охватывает юго-восточное крыло Полоусного синклинория и смежные покровно-складчатые структуры Селенняхского поднятия в районе крутого их поворота к северо-востоку (бассейны верхнего течения рек Уяндин, Селеннях и Ольджо). В пределах этой зоны золотоносные объекты в настоящее время неизвестны. Однако большое сходство ее структурной позиции с описанной юго-восточной в Центрально-Колымском районе позволяет оценить северную зону растяжения в отношении золота положительно. Следует однако учитывать, что прогнозируемые в ней структуры pull-apart и рудно-россыпные объекты могут оказаться скрытыми под наложенными кайнозойскими грабенами (грабен-долинами) Усть-Янской (Момской) рифтовой ветви.

Структуры типа pull-apart по всей вероятности развиты и в Верхне-Индибирском районе. На это указывает резкое расширение промышленно важных золотороссыпных площадей в верховьях рек Утачан и Адыча между Чаркы-Индибирским и Адыча-Тарынским региональными разломами с господствующими левосдвиговыми составляющими, а также значительные размеры примыкающей к ним с юга золотороссыпной площади в низовье р.Эльги юго-западнее Адыча-Тарынского разлома.

В отличие от золотоносных зон и районов Дербек-Нельгесинская *сереброрудная (с полиметаллами)* зона, как уже отмечалось выше, сформирована на постколлизийном этапе, совпадает с одноименной наложенной зоной рассеянной трещиноватости и приурочена к обширной центральной части Янской структурно-формационной зоны, развивавшейся в режиме *шельфовой платформы*. Для нее характерны медленные компенсированные погружения и накопление мелководных алевро-песчаных толщ большой (до 5—7 км) мощности. Рудные узлы и месторождения, а также многочисленные рудопроявления серебро-полиметаллической рудной формации в ее пределах выявлены в наиболее опосредованных *зонах трещиноватости, малоамплитудных раздвигов, сбросов и правых сдвигов* над погребенными региональными разломами северо-восточного простирания. Примерами служат такие крупные месторождения как Прогноз, находящееся в зоне Южно-Тирехтяхского разлома вблизи его пересечения с постколлизийным Аллахским левым сдвигом, а также Мангазейское, расположенное на юго-западном продолжении Северо-Тирехтяхского. Особеннос-

тью позиции Мангазейского является его приуроченность к узлу пересечения постколлизийного Северо-Тирехтяхского разлома с более древним (коллизийным) Восточно-Верхоянским, разделяющим Западно-Верхоянскую и Янскую структурно-формационные зоны. Несомненную связь с постколлизийными разрывами северо-восточного простирания обнаруживает и сереброрудное месторождение Заря в алевро-песчаных толщах Т₃ возраста центральной части погребенного Эльгинского массива. Оно расположено южнее Нолучинского разлома и приурочено к зоне параллельных ему многочисленных мелких нарушений. Сереброрудное месторождение Кимпиче структурно также связано с разломами постколлизийного этапа, но не генерального северо-восточного, а северо-западного простирания. Это серия мелких разрывов, оперяющих региональный Собопольский разлом с северо-востока и расположенных параллельно ему. Проявления *золотополисульфидно-кварцевой* рудной формации (объекты Хоспох, Галечное и др.) развиты в Дербек-Нельгесинской рудоносной зоне незначительно. Их структурная позиция та же, что и у сереброрудных, и определяется приуроченностью к разрывам северо-восточного простирания (Дербек-Нельгесинский разлом и его юго-западная ветвь).

Рудоносность молодых структур Буор-Хаинской и Усть-Янской рифтовых ветвей изучена слабо. Связь с ними обнаруживают с точки зрения автора лишь единичные объекты *золотортутной* формации, приуроченные к южной части Буор-Хаинской ветви — Звездочка и Шилгон (последний приурочен к пересечению Аллахского сдвига сбросами названной ветви). Связь с молодыми рифтогенными разломами намечается и у руд золотокварцевой формации в Бургуатском рудно-россыпном узле Куларского золотоносного района (север Кулар-Аян-Юрхского террейна). Это подтверждает преимущественная приуроченность золотоносных зон дробления с пластово-штокверковыми кварцево-жильными телами *к узлам пересечения* разломов коллизийного этапа, протягивающихся в север-северо-восточном направлении параллельно Янскому левому сдвигу, молодыми рифтогенными юго-восточного простирания.

Новые *золотоносные* зоны можно прогнозировать вдоль *региональных сдвигов*, расположенных в пределах складчатых турбидитных комплексов. Это, во-первых, глубоко погруженные северные фланги Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем, где их пересекают Янский региональный левый сдвиг и Баки-Бытантайский разлом, продолжающие соответственно на северо-восток и северо-запад разветвляющийся Адыча-Тарынский рудоконтролирующий региональный взбросо-сдвиг. Во-вторых, западный фланг Томпонской ветви Южно-Верхоянского синклинория вдоль ограничивающей ее сдвиговой зоны — продолжения рудоконтролирующего Восточно-Сетте-Дабанского сдвиго-поддвига. Неменьший интерес представляет северная зона локального растяжения с предполагае-

мыми структурами типа pull-apart в турбидитных комплексах нижней юры на юго-восточном крыле Полоусного синклиория.

Новые **золотоносные** в сочетании с **сереброрудными** зоны можно прогнозировать в пределах конседиментационных флексур с характерными для них резкими переходами от мелководных фаций к образованиям континентального склона. Это протяженная (600 км) Дербек-Бытантайская и продолжающие ее на юго-восток относительно короткие Кулинская и Армань-Малтанская флексуры. К сожалению, целенаправленных поисковых работ в их пределах не производилось. Однако имеющиеся в настоящее время данные обнадеживают. На примерах других подобных флексур видно, что они могут играть важную роль в размещении рудных объектов. Золоторудное месторождение Агылки и сереброрудное Хачакчан приурочены к выделенной нами Барайы-Томпонской флексуре, а золоторудные объекты Нежданское и Дуэт — соответственно к Тыринской и Юдомской конседиментационным флексурам в относительной близости к участкам их пересечения Восточно-Сетте-Дабанским сдвиго-поддвигом [8]. Поисковый интерес, несомненно, представляет также зона описанного скрытого тектонического шва, отделяющего Янскую структурно-формационную зону от Южно-Верхоянской и Охотского массива. К востоку от Барайы-Томпонской флексуры этот шов представляют разломы, ограничивающие южный выступающий угол Эльгинского погребенного массива, и разлом, отделяющий данный массив от Кюбюме-Куйдусунской складчато-надвиговой зоны. Все они, подобно конседиментационным флексурам, разделяют поля развития мелководных песчаных фаций в чехле массива и глубоководных турбидитов к югу от него.

Новые **сереброрудные** узлы можно прогнозировать в слабо опоискованных зонах трещиноватости над скрытыми региональными разрывами Дербек-Нельгесинской рудоносной зоны (Эге-Хайский, Халтысинский, Сан-Юряхский, Нолучинский).

Автор признателен сотрудникам ЦНИГРИ В.В.Аристову, Д.Н.Задорожному, Б.Ю.Орлову и Н.В.Тихоновой за участие в обсуждении проблемных вопросов рудоносности Верхоянского пояса, за высказанные советы и критические замечания, а также за техническую помощь (компьютерная графика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхояно-Черской провинции // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 24—29.
2. Атласов И.П., Великий А.С., Никитин Г.М. и др. Геологическое строение и металлогения центральной части Восточного Верхоянья // Тр. ГГУ ГУСМП. Вып. 35. 1947. С. 41—53.
3. Билибин Ю.А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока / Избранные труды. Т. II. —М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 216—232.
4. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. —М.: Гостеолтехиздат, 1955.
5. Вихерт А.В., Возин В.Ф., Ивенсен Ю.П. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. —М.: Изд-во АН СССР, 1961.
6. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невоиса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. —Новосибирск: Наука, 1975.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Современная геодинамика литосферных плит Северо-Востока Азии // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 228—233.
8. Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3—22.
9. Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др. Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море // Геохимия. 2000. № 3. С. 268—281.
10. Лихт Ф.Р. Условия концентрации тонкого золота в приконтинентальных морских отложениях (о седиментационной модели месторождений черносланцевого типа) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 31—44.
11. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия (Северо-Восток СССР). —М.: Наука, 1971.
12. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). —М.: ГЕОС, 2000.
13. Салихов Р.Ф. Закономерности размещения и прогнозная оценка крупнообъемных месторождений золота и сурьмы Кулар-Нерского черносланцевого пояса // Вестник Госкомгеологии РС (Я). № 2. С. 8—14.
14. Соколов С.Д. Иерархия и классификация складчатых сооружений на примере северо-востока Азии / М.В.Муратов — ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. —М.: ГЕОС, 2007.
15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
16. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. К.Б.Мокшанцева. 1973. —М.: ГУГК, 1976.
17. Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевич А.Х. и др. Изотопный состав метана, двуокиси углерода и карбонатов из термальных венцов подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 728—732.
18. Bohrmann G., Greinert J., Suess E. Authigenic carbonates from Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability // Geology. 1998. Vol. 26. № 7. P. 647—650.
19. Fu D., Aharon P., Byerly G.R. Barite chimneys of the Gulf of Mexico slope: initial report on their petrography and geochemistry // Geo-marine Letters. 1994. № 14. P. 81—87.
20. Ginsburg G.D., Soloviev V.A., Granston R. E. et al. Gas hydrate from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea // Geo-marine Letters. 1993. № 13. P. 41—48.
21. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167—170.
22. Roberts H.H., Aaron P., Carney R. et al. Sea floor responses to hydrocarbon seep, Louisiana continental slope // Geomarine Letters. 1990. № 10. P. 232—243.
23. Woodcock Nigel H., Fisher Mike. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. Vol. 8. № 7. P. 725—735. 1986.

Инфракрасное излучение и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома Байкальской рифтовой зоны

Н.В.ВИЛОР (Институт геохимии СО РАН), А.В.КЛЮЧЕВСКИЙ, В.М.ДЕМЬЯНОВИЧ (Институт земной коры СО РАН), С.А.ТАЦИЛИН (Институт солнечно-земной физики СО РАН)

В работах по изучению распределения эндогенного теплового потока в земной коре планеты установлено его повышение в континентальных рифтовых зонах [4, 5, 10]. Это подтверждается фактами активного теплообмена литосферы с поверхностью в областях динамического влияния разломов — структурные элементы рифтогенных сейсмоактивных разломов отчетливо выделяются высоким уровнем уходящего инфракрасного (ИК) излучения [1]. В данной работе выполнено исследование влияния работы сейсмических источников и проницаемости геологических пород на уходящее в тепловом диапазоне излучение Земли. В соответствии с моделью повышенной генерации уходящего теплового потока вдоль разрывов верхней коры изложены результаты изучения распределения интенсивности ИК-излучения в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны, имеющей высокую сейсмическую активность, а основное внимание уделено хорошо изученному в сейсмическом отношении Белино-Бусийнгольскому разлому [7, 8]. Основными показателями уходящего теплового потока, измеряемого в ИК-диапазоне искусственными спутниками Земли, являются плотность поверхностного ИК-потока и соответствующая яркостная температура. Авторы полагают, что генерация теплового потока в простейшем случае зависит от градиента эндогенного теплового потока, проницаемости среды в зоне разлома и работы сейсмических источников. С учетом данного подхода определена корреляция уходящего ИК-потока с основными сейсмическими параметрами, рассмотренными далее в этой публикации.

На юго-западном ограничении Байкальской рифтовой зоны представлена как современная часть внутриконтинентального рифта, формирующаяся в виде системы трех субмеридионально ориентированных кайнозойских депрессий Белинской, Бусийнгольской и Терехольской, связанных с Белино-Бусийнгольским разломом и разделенных узкими межвпадинными перемычками (рисунки 1, 2). Располагаясь в верховьях Большого и Малого Енисея, система впадин занимает крайнее в рассматриваемой зоне положение к западу от Хубсугульской и Дархатской депрессий. Бусийнгольская система впадин возникла при развитии рифтогенеза в области инверсии структурных ориентировок от субширотной к субмеридиональной при сочетании каледонской (тувинской) и рифейской (саяно-монгольской) частей Центрально-Азиатского складчатого пояса: Восточно-Тувинской складчатой зоны и Тувино-Монгольского массива [12], формирующих границу Байкальской рифтовой зоны с Алтае-Саянской горной областью. Удлиненные рифтогенные впадины расположены в

области крайне расчлененного молодого альпийского рельефа с высотными отметками днищ 1200—1800 м и отделены крутыми приразломными склонами от водораздельных массивов, поднимающихся до 3200 м. Депрессии заполнены ледниковыми, флювиогляциальными и озерными отложениями. Вдоль бортов и на южном окончании Бусийнгольской впадины размещены мощные конечные морены долинных ледников, иногда срезаемые современными сбросами. Борты впадинных грабенов представлены крупными протяженными сбросами. В Бусийнгольской и Терехольской впадинах мелкие малоамплитудные сбросы дешифрируются как сейсмодислокации. К ним приурочены группы горячих минеральных источников, температура воды которых от 24 до 84 °C [10]. Все сочетание положительных и отрицательных форм рельефа характеризуется высокой плотностью эпицентров землетрясений (см. рис. 1), преимущественно афтершоков сильных землетрясений 1974, 1976 и 1991 годов [7, 8].

Методика. Принципиально новый подход основан на совместном изучении обнаруженного одним из авторов [1—3] аномального уходящего ИК-излучения таких структурных элементов земной поверхности как разломы, активизированные блоки коры и сейсмоактивные ареалы и параметров их эндоэнергетики — напряженно-деформированного состояния и сейсмичности недр [7, 8]. Инструментальная основа для изучения этого природного феномена — изображения поверхности, передаваемые по 5 каналам от искусственных спутников Земли — космических аппаратов (КА) серий NOAA и TERRA, в т.ч. по тепловым каналам 3, 7, 8 и 10—11 мкм от радиометров AVHRR и MODIS, а также динамические параметры сейсмических источников, определенные по материалам Байкальского филиала Геофизической службы (БФ ГС СО РАН). Для наиболее полного исключения влияния солнечного нагрева поверхности Земли использовано позднее ночное время съемки собственного уходящего излучения. Обработаны как отдельные безоблачные сцены, так и мультивременной имидж, созданный на основе многолетнего архива изображений в сезон поздней осени и зимы, до марта при удлиненном ночном времени и значительном радиационном остывании поверхности литосферы. Возможное влияние популяций темнохвойной древесной растительности, располагающихся на приразломных склонах, на величину уходящего теплового потока учитывалось анализом распределения максимумов NDVI (normalized difference vegetation index). Измерена спектральная плотность уходящего потока

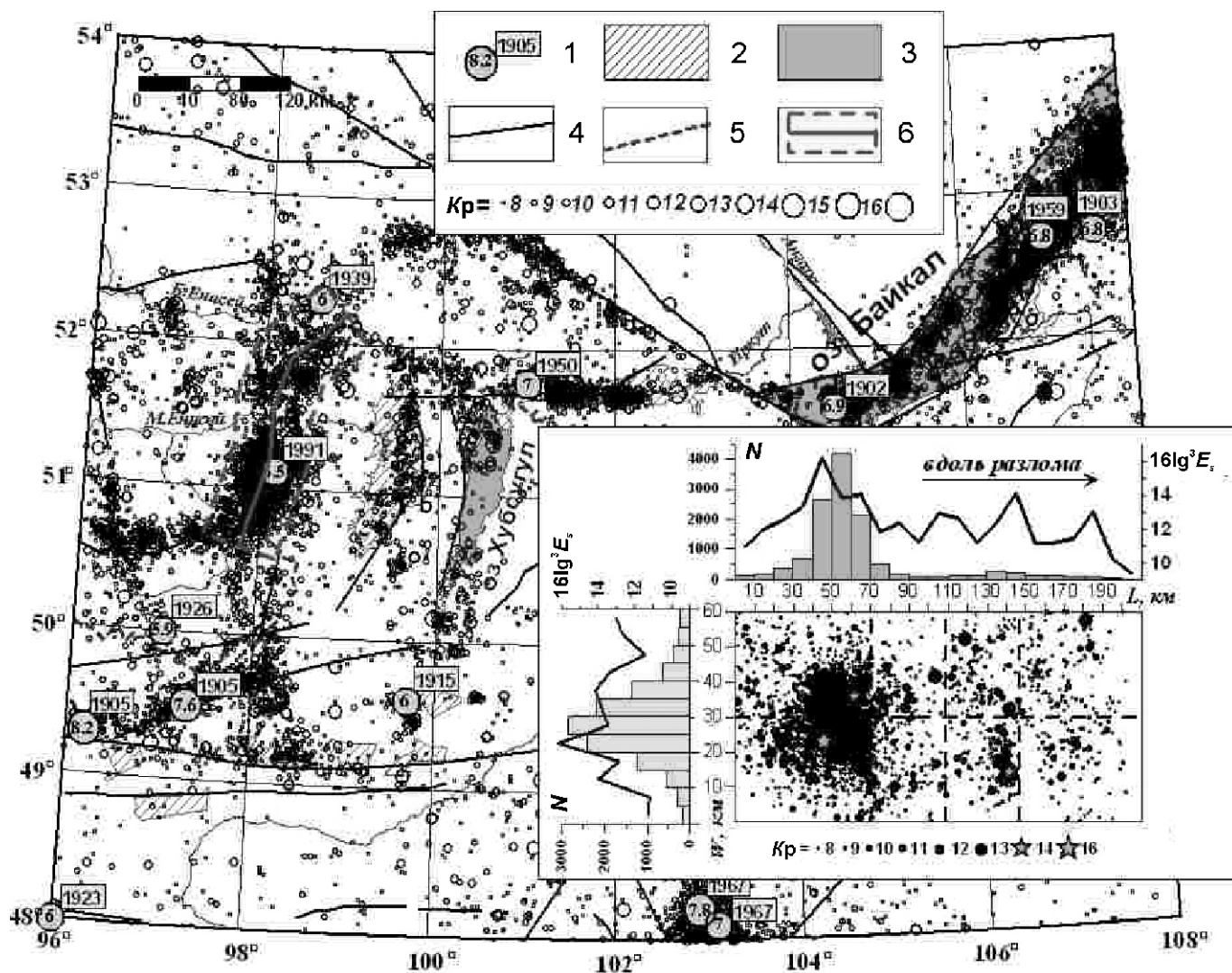


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Южного Прибайкалья и Северной Монголии и основные пространственные распределения сейсмичности в зоне Белино-Бусуйнгольского разлома:

1 — эпицентры (цифры в кружках — магнитуда, прямоугольники — год) сильных землетрясений XX в. с $M \geq 6$; 2 — впадины; 3 — озера; 4 — разломы; 5 — государственная граница России и Монголии; 6 — границы и осевая линия исследуемой зоны Белино-Бусуйнгольского разлома; K_p — энергетический класс землетрясений по шкале Т.Г.Раутиан; на врезке: карта-схема эпицентров землетрясений в зоне Белино-Бусуйнгольского разлома; на графиках логарифм суммарной сейсмической энергии $\lg E_s$ и гистограммы — распределение чисел толчков N вдоль и поперек разлома; звездочки — эпицентры сильных Бусуйнгольских землетрясений 1974, 1976 и 1991 годов; штриховые линии: горизонтальная маркирует осевую линию разлома, вертикальные — границы сегментов разлома

как интегрального, так и селективного для диапазона длин волн в тепловом интервале 3,7; 8 и 10 мкм. Спутниковые карты значений интенсивности ИК-излучения интерпретированы применительно к установлению связи ИК-потока с геолого-геоморфологической ситуацией и структурой поверхности не только в системе Бусуйнгольских депрессий, но и в Дархатской, и Хубсугульской впадинах.

Связь интенсивности уходящего ИК поверхностного излучения с энергетическими потерями планеты рассматривается через установление корреляции с параметрами среды и сейсмичности рифтогенеза — главного фактора, определяющего структуру Байкальской рифтовой зоны и достаточно резко проявленно-

го на ее юго-западной окраине в виде Белино-Бусуйнгольского разлома и серии развивающихся депрессий от Хубсугула до Бусуйнгольской системы. Основными параметрами, используемыми для оценки корреляции с интенсивностью ИК-излучения, являются суммарное число землетрясений N , произошедших в элементарных объемах среды с поверхностными площадками размером 30 × 30 км в зоне влияния Белино-Бусуйнгольского разлома, логарифм суммарного сейсмического момента таких толчков $\lg M_0$ и параметр d , характеризующий проницаемость горных пород в этих объемах среды. Данные параметры по своей природе могут быть связаны со спектрально-яркостными характеристиками ИК-излучения поверхности дислоцированной

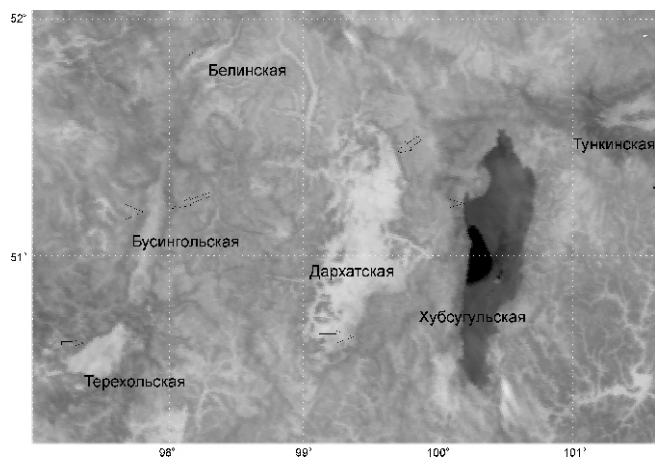


Рис. 2. Распределение интенсивности ИК-излучения земной поверхности на западном фланге Байкальской рифтовой зоны в рифтогенных впадинах. Декабрь 2005:

стрелки — приразломные инфракрасные яркостные аномалии; масштаб — в 1 см 16 км

верхней коры. В исследовании использованы сейсмические моменты 5193 представительных землетрясений с M 2,5, вычисленные по методике работы [15] для модели очага Д.Бруна [14]. Суммарный сейсмический момент характеризует работу сейсмических источников в зоне разлома, часть из которой, вероятно, преобразуется в тепло. Фактор d характеризует деструкцию среды (трещиноватость—проницаемость) по данным о коэффициенте формы дислокации [9]. Первичные фактические материалы для расчета этих параметров очагов землетрясений взяты из «Бюллетеня землетрясений Байкальского региона» и «Каталога землетрясений Байкальского региона» за 1968—1994 гг., подготовленных группой обработки БФ ГС СО РАН. Использованы землетрясения в пределах разломной зоны Белино-Бусингольского разлома шириной 60 км (30 км от осевой зоны разлома), которая формируется из линейных участков, перенесенных на одну линию. Широкий диапазон магнитуд землетрясений (2,5 M 6) в сочетании с большим числом сейсмических событий обеспечивает высокую статистическую представительность фактического материала.

Интенсивность ИК-излучения в Бусингольской системе впадин и корреляция с параметрами сейсмичности. Система Бусингольских впадин занимает наиболее молодую область развития рифтогенеза на западном окончании Байкальской рифтовой зоны при смене ее простирания от субширотного (Тункинская впадина) к субмеридиональному (см. рис. 1). Главное рифтогенное образование в ней — высокосейсмичный Белино-Бусингольский разлом, вдоль которого ИК-излучение распределяется в тесной связи с контурными разломами системы Бусингольских впадин. Подобное распределение наблюдается также на разломах, ограничивающих восточный

и западный борта Дархатской и Хубсугульской впадин (см. рис. 2). В зависимости от морфологии рельефа и связи с разломами в системе впадин выделяются следующие разновидности интенсивности ИК-излучения: 1) приразломная линейно-контурная, наиболее распространенная на бортах впадин и вдоль Белино-Бусингольского разлома и 2) ареальная и ареально-контурная на перемычках между впадинами и их замыканиях. Распределение ИК-интенсивности аналогично и на западном окончании Тункинской впадины. Распределение интенсивности ИК-излучения разновидности 1 выражено максимумами на отчетливо тектогенных элементах рельефа — приразломных склонах (рис. 3). В Бусингольской впадине расположение максимумов ИК-излучения несимметрично относительно ее осевой части (см. рис. 3, А). Так, западный максимум совмещен с основанием долинного борта почти вблизи речного русла, а максимум на восточном борту размещен на обнаженных предвершинных скально-осыпных склонах и трассирует краевую систему нарушений. Узкий контрастный максимум ИК-излучения расположен на обнаженном скально-осыпном северо-западном борту Терехольской впадины (см. рис. 3, Б). Излучение на ее противоположном борту менее контрастно. Сближенные максимумы излучения сопровождают параллельные разломы на перемычке между Бусингольской и Терехольской впадинами. Контрастный максимум ИК-излучения приурочен к основанию северо-западного коренного склона Белинской впадины и разлому, срезающему многочисленные эрозионные рытвины на верхней границе делювиального шлейфа (см. рис. 3, В). На юго-восточной стороне впадины менее интенсивные полосовидные максимумы расположены на сбросах северо-восточного направления, создающих широко ступенчатый профиль ее борта с понижением от 3100 до 1800 м. Линейно-контурный максимум излучения окружает горстовидный массив на южном краю депрессии. Широкая излучающая область между Бусингольской и Белинской впадинами вдоль Белино-Бусингольского разлома прорезана узкой холодной долиной р.Белин. Линейно-контурное ИК-излучение повышенной интенсивности совмещается с разломами на восточном борту Дархатской впадины и на западном — Хубсугульской. Обширный ареал интенсивного ИК-излучения разновидности 2 расположен на западе от Бусингольской системы в верховьях р.Болшой Енисей. В нем наибольшим повышением ИК-эмиссии выделяется восточное окончание хр.Восточный Танну-Ола и его северный склон.

Связь яркости ИК-излучения с рельефом. Линейно-контурное ИК-излучение рифтогенных впадин экспонировано на их склонах и торцовых частях. На западном борту Бусингольской впадины максимум яркостной температуры 268 К находится на невысоком склоне, вблизи днища (рис. 4). Максимум на ее восточном борту, равный 268,1 К, расположен на безлесной скально-осыпной предвершинной части скло-

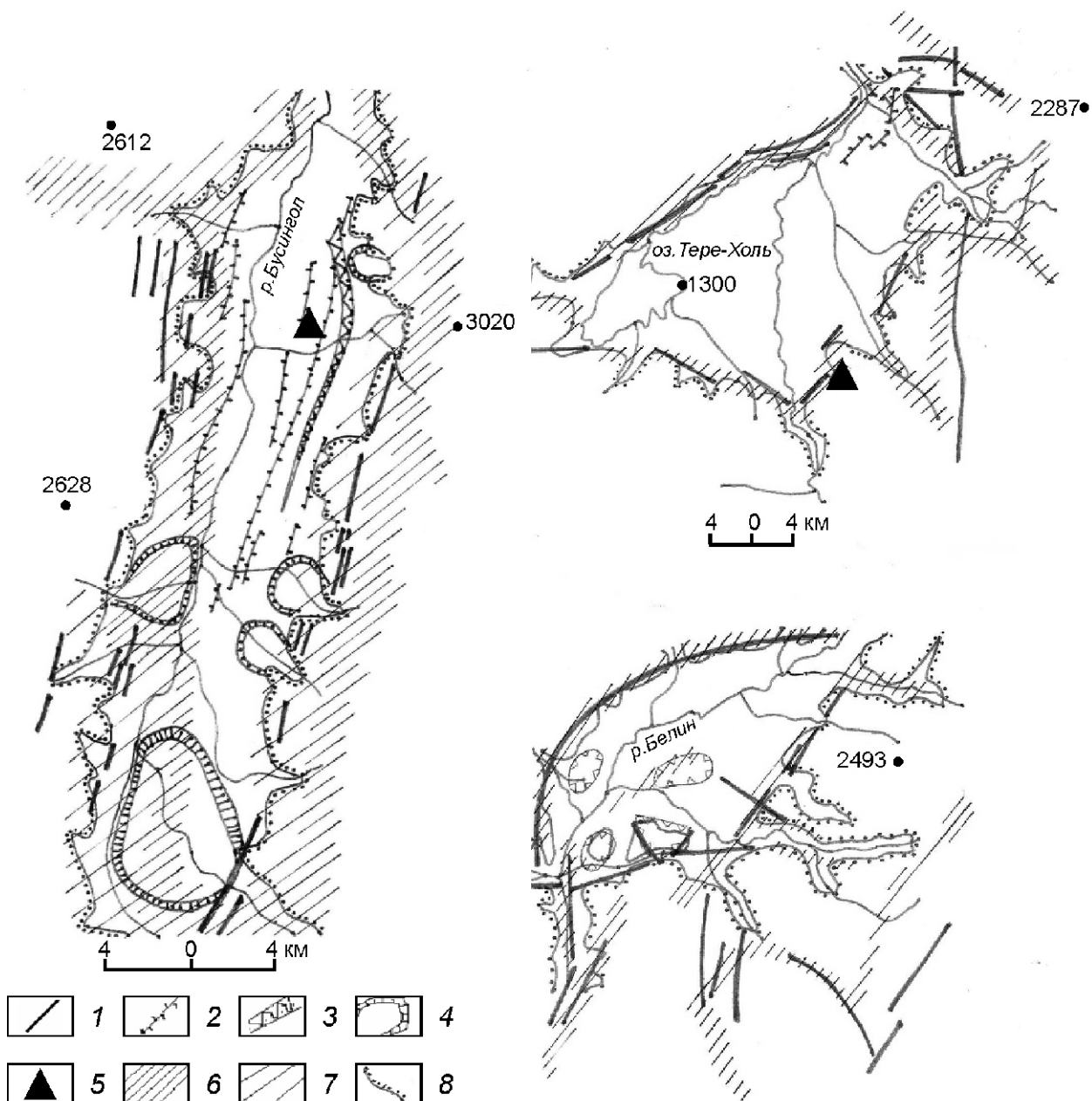


Рис. 3. Расположение интенсивности ИК-излучения на периферии Бусийнгольской системы впадин:

А — Бусингольской, Б — Терехольской, В — Белинской; 1 — краевые системы сбросов; 2 — сейсмодислокации; 3 — пологие сбросы; 4 — конечные морены; 5 — горячеводные источники; 6 — инфракрасный яркостный максимум; 7 — его градиентная часть, 8 — контур впадин по изогипсам: 1400 м в Бусингольской и Терехольской, 1600 м в Белинской

на. На северо-западном борту Терехольской впадины яркостный максимум, достигающий 269 К, также приурочен к крутому скально-осыпному склону. На ее противоположном борту в срединной части склона повышенной яркостью выделяются узкие ложбины вдоль параллельных разломных структур. Расположение максимумов яркостной температуры в Белинской, Дархатской и Хубсугульской впадинах контролируется приразломными сейсмогенными склонами. Рельефообразующее влияние активных разломов воздействует на формирование микроклимата крутых склонов впадин. Именно этим обстоятельством вызвана свойственная в целом Байкальской рифто-

вой зоне пространственная близость яркостных аномалий и максимумов NDVI. Однако они не совмещаются с максимумами ИК-потока (см. рис. 4).

Расчет плотности потока уходящего излучения в тепловом диапазоне показал его неоднородное распределение на пяти основных зонах Бусийнгольской системы (с севера на юг): Белинская впадина, интервал Белино-Бусийнгольского разлома вдоль р.Белин, Бусингольская впадина, перемычка и Терехольская впадина. Посредством программы ENVI-4.2 на их площадях рассчитана плотность уходящего ИК-потока в тепловом интервале 3,7—10 мкм (см. таблицу). С учетом всех пролетных точек (от 418 до 2514)

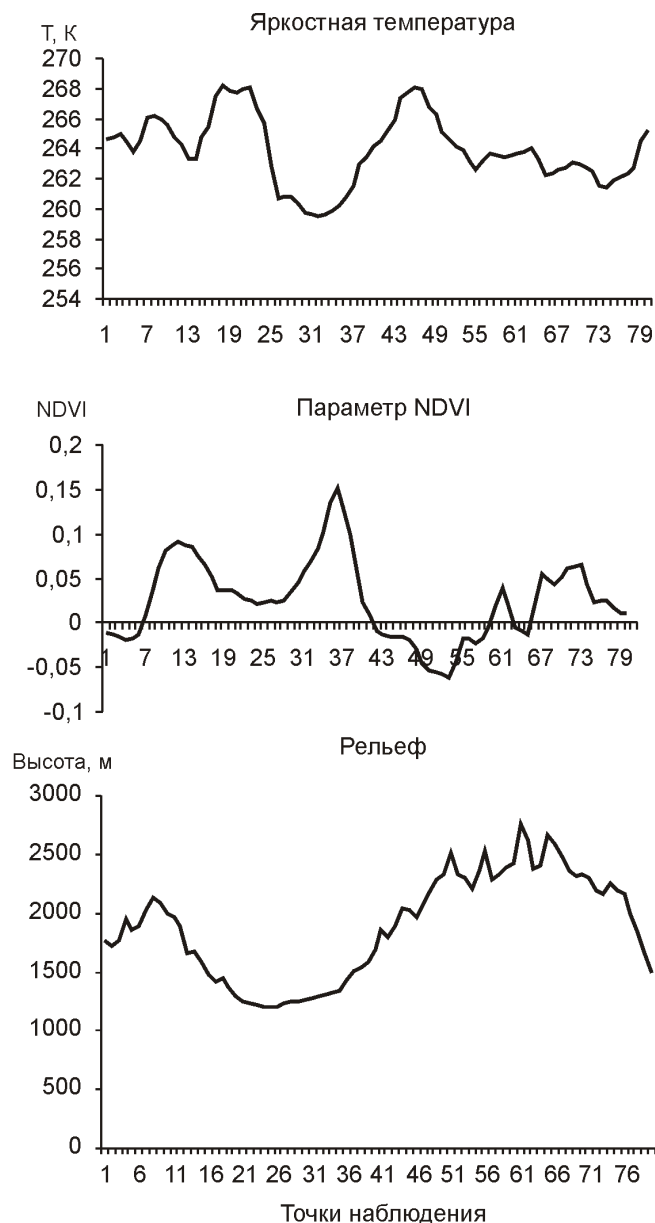


Рис. 4. Инфракрасная яркостная радиационная температура, индекс NDVI и рельеф по профилю 1—1 в Бусийнгольской впадине (см. рис. 3)

измерения (сканирования) вычислены минимальная, максимальная и средняя плотности уходящего ИК-потока и их среднеквадратичные отклонения.

Корреляция ИК яркостных и сейсмических характеристик в зоне Белино-Бусийнгольского разлома. Для корреляционной оценки интенсивности излучения и сейсмопараметров определены значения максимальной, средней и минимальной плотностей ИК-потока для элементарных площадок размером 30 × 30 км, для которых вычислены N , $\lg M_0$ и d . Полученные уравнения парной линейной корреляции отражают значимую связь между исследуемыми параметрами $I_{\max}$, $\lg M_0$, d

$$I_{\max} = 48,08 + 0,0004N - 0,31d; \quad (1)$$

$$I_{\max} = 12,34 + 1,49 \lg M_0 - 0,45d; \quad (2)$$

$$I_{\max} = 45,24 + 5,53d - 0,48n; \quad (3),$$

где r — коэффициент корреляции, n — число измерений. Следует заметить, что уравнения корреляции, полученные для I_{midd} и $I_{\min}$, сохраняют такой же коэффициент линейности при меньших величинах свободных членов и d . Уравнение множественной корреляции:

$$I_{\max} = 4,43 + 0,0003N + 2,81d + 1,76 \lg M_0 - 0,52n; \quad (4)$$

также указывает на статистически значимую связь интенсивности ИК-излучения с логарифмом суммарного сейсмического момента и показателем проницаемости среды. Корреляция с суммарным числом землетрясений минимальна. Однако в целом коэффициенты корреляции невысоки, что указывает на возможную заметную роль в генерации уходящего от поверхности литосферы ИК-излучения эндогенного теплового потока (или какого-то другого нераспознанного фактора). При этом влияние работы сейсмических источников и фактора проницаемости среды может быть существенным, но не являться определяющим. Тем не менее, полученные результаты однозначно свидетельствуют о влиянии проницаемости горных пород и работы сейсмических источников на формирование и распределение поверхностного ИК-излучения.

Обсуждение. Положительные экстремумы яркостной температуры ИК-излучения обусловлены его поверхностными градиентами, которые составляют по впадинам (в К/км): Белинской — 1,95; Бусийнгольской — 1,5; Терехольской — 1,1. Возникновение поверхностного яркостного градиента при незначительных различиях коэффициентов излучения составляющих объектов может быть связано со значительной неоднородностью распределения теплового потока в субстрате излучающего слоя и с его теплофизическими свойствами. Поскольку ширина излучающего пространства достигает 4—8 км, а градиент на такой протяженности невелик, то поток является распределенным, и при повышении разрешающей способности наблюдений он, очевидно, не будет зафиксирован. Наибольшим интегральным уровнем эмиссии энергии выделяется Бусийнгольская впадина и ее южная перемычка в интервале длин волн ИК-излучения от 3,7 до 10 мкм (см. таблицу). Наблюдаемое повышение ИК-потока с юга на север коррелирует с ростом проницаемости земной коры в зоне Белино-Бусийнгольского разлома [7, 13]. Тенденция прямой зависимости яркостной температуры от параметра d в поперечном сечении этого разлома также связывает эмиссию с трещинной проницаемостью в зонах динамического влияния разломов. Средняя величина тепловой составляющей в уходящем потоке Бусийнгольской системы, равная с учетом интегрального ИК-потока в тепловом диапазоне 8—10 мкм, 67,8 мВт/м² стр мкм, близка к оценке [5] для Байкальской рифтовой зоны и рифтовых зон в целом, и составляет 70 мВт/м². Контур аномального рифто-

Радиационные яркостные температуры и плотности ИК-потока в Бусийнгольской системе впадин (с севера на юг)

Параметры T, K и $\lambda, \mu m$	Плотность потока, мВт/м ² стр мкм			
	I_{min}	I_{max}	I_{midd}	
Зоны				
<i>Белинская впадина, n = 1461</i>				
T, K	239,99	250,62	246,90	1,98
3,7	0,047	0,074	0,061	0,005
10	38,555	48,460	44,845	1,822
<i>Белино-Бусийнгольский разлом, n = 880</i>				
T, K	242,81	252,66	248,75	2,06
3,7	0,051	0,081	0,067	0,006
10	40,91	50,524	46,614	2,021
<i>Бусийнгольская впадина, n = 2514</i>				
T, K	240,88	254,11	249,02	2,73
3,7	0,049	0,088	0,069	0,008
10	30,181	52,118	46,932	2,632
<i>Южная перемычка, n = 418</i>				
T, K	239,89	254,62	251,57	1,84
3,7	0,048	0,089	0,077	0,006
10	38,150	52,588	49,481	1,833
<i>Терехольская впадина, n = 1200</i>				
T, K	238,43	254,02	247,07	4,34
3,7	0,045	0,086	0,066	0,010
10	37,332	52,074	45,188	4,050

Примечание: λ — длина волны ИК-излучения, плотность ИК-потока: min — минимальная, max — максимальная, midd — средняя; σ — среднеквадратичное отклонение, n — число точек сканирования.

генного ИК-излучения территориально соответствует ареалу с величиной эндогенного теплопотока, превышающей 60 мВт/м² на западном фланге рассматриваемой зоны [10]. Можно полагать, что физическая сущность процесса поверхностной эмиссии и тепло-распределения, сложного и нелинейного в верхней литосфере Земли при флюидной конвекции, выражена нелинейной связью. Очевидно, что в модели формирования теплового ИК-потока и яркостной температуры поверхности необходимо учитывать ряд параметров, формирующих картину пространственного распределения потока (глобальная и локальная энергетика и проницаемость среды). Если же учесть динамику и временное рассогласование процессов, то задача еще более усложняется.

Поток ($I_{пов}$), уходящий от поверхности при постоянстве толщины излучающего поверхностного слоя, пропорционален теплопроводности и вертикальному приповерхностному градиенту температуры:

$$I_{пов} = \frac{T}{z}, \quad (5)$$

где λ — теплопроводность; T/z — вертикальный градиент температуры в самом верхнем приповерхностном слое коры, субстрате излучающего слоя [11]. Их величина зависит от многих факторов, в т.ч. климатических. При минимизации последних измеряемая спектральная плотность излучения ($R_{I_{пов}}$) является функцией теплопроводности (теплофизических свойств) и температуры, устанавливаемой потоком тепла к поверхности. Усредненная плотность собственного поверхностного теплового излучения равна 0,06 Вт/м², что значительно меньше потока солнечной радиации, изменяющегося в зависимости от угла встречи и экспозиции склона от 0,14 до 1,5 кВт/м² и вызванного им противоизлучения. Поэтому наблюдения и измерения уходящего собственного поверхностного ИК-потока возможны только при продолжительном ночном времени в сезоны низкой солнечной активности (конец осени—зима). При зимних наблюдениях в гумидной климатической зоне имеет место отрицательный баланс энергопотерь через однородно излучающий снежный покров. Поэтому положительные приращения яркостной температуры возможны только за счет локального теплопотока к поверхности.

Воздействие на состав излучающего поверхностного слоя со стороны лесных темнохвойных растительных сообществ при образовании локальных повышений интенсивности ИК-излучения незначительно, поскольку ограничено их массой, ничтожной по сравнению с массой субстрата, на котором они закреплены. Единственным наиболее значимым фактором, формирующим уходящий поток, является собственное излучение земной поверхности в тепловом диапазоне, а элементы ее структуры и состав определяют распределение его интенсивности при несомненном влиянии конвективной составляющей. Образование специфических экосистем склоновых лесов с повышенным количеством темнохвойных рассматривается как биосферный отклик — «экологизация», экспонирующая проявления эндоэнергетики. Она обычна и отчетливо выражена не только в системе Бусийнгольских впадин, но и на всем пространстве Байкальской рифтовой зоны. Повышенный ИК-поток на зонах региональной проницаемости, отражающий увеличение конвективного теплопотока, стимулирует развитие лесных экосистем с преобладанием темнохвойных популяций, выделяющихся высоким уровнем NDVI. В работе В.И.Горного [6] показано, как в бореальной области Европейской части России также пространственно совмещаются ареалы распространения биологически продуктивных лесных экосистем и аномалии эндогенного теплопотока, установленные по спутниковой технологии.

Эмиссионный поток уходящего поверхностного ИК-излучения, измеряемый орбитальными космическими аппаратами, соответствует экспонированному собственному земному планетарному потоку в данном регионе. Однако структуры этих обоих потоков значительно различаются из-за влияния приповерхностной конвекции и других поверхностных взаимодействий в пространстве между субстратом и собственно излучающим слоем, которые в ряде случаев не учитываются вследствие относительно небольшого влияния возникающей погрешности. При проникновении вод глубокой циркуляции до уровня купола геоизотерм в рифтовых системах по сейсмическим зонам деструкции формируются локальные восходящие потоки теплоносителя — влажного газа, ответственные за тепломассоперенос в проницаемых или теплопроводящих блоках приповерхностной части верхней коры, экспонируемые повышением интенсивности ИК-излучения. В сейсмически активных районах плотность уходящего поверхностного теплопотока определяется тектонофизическими параметрами состояния геологической среды.

Из материалов данной публикации можно сделать следующие выводы:

1. Сейсмоактивные разломы, создающие современную структуру в Бусийнгольской системе рифтогенных впадин, корреспондируют с локальными зонами повышенного уходящего поверхностного ИК-излучения. Бусийнгольская впадина и ее южная перемычка выделяются наибольшим уровнем эмиссии энергии в тепловом интервале ИК-излучения.

2. Работа сейсмических источников и проницаемость геологической среды — факторы, оказывающие существенное влияние на распределение плотности ИК-потока, уходящего от поверхности Земли.

3. Применение спутникового картирования уходящего ИК-излучения геоструктурных элементов земной поверхности — основа для развития нового прогрессивного геофизического метода — *космической тепловой съемки* (КТС), эффективной при изучении динамики верхней коры планеты, по крайней мере на первых этапах ее применения.

Статья подготовлена при финансовой поддержке по проектам РФФИ 06-05-65140-а, 05-05-97206р_Байкал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилор Н.В., Минько Н.П. Спутниковый мониторинг инфракрасного излучения геолого-структурных элементов Саяно-Байкало-Патомской горной области и Байкальской рифтовой зоны // Исследование Земли из космоса. 2002. № 4. С. 55—61.
2. Вилор Н.В., Абушенко Н.А., Ленин В.С. Инфракрасное излучение земной поверхности в зоне аридного климата // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 674—677.
3. Вилор Н.В., Абушенко Н.А., Тацилин С.А. Инфракрасное излучение Земли в области сочленения «океан—континент» // Исследование Земли из космоса. 2004. № 2. С. 17—24.
4. Голубев В.А., Зубков В.С. Геотермическая модель литосферы Байкальской рифтовой зоны, учитывающая адвективный тепломассоперенос эндогенными флюидами // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 519—522.
5. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — Иркутск, 2002.
6. Горный В.И., Теплякова Т.Е. О влиянии эндогенного тепла Земли на формирование в бореальной зоне локальных ареалов неморальной растительности // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 5. С. 560—561.
7. Демьянович В.М., Ключевский А.В., Черных Е.Н. Напряженно-деформированное состояние литосферы и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 46—61.
8. Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 65—78.
9. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Деструкция земной коры в Байкальском регионе по данным о форме дислокации землетрясений // Литосфера. 2003. № 3. С. 15—24.
10. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. — Новосибирск: Наука, 1988.
11. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1984.
12. Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. Впадины байкальского типа Северной Монголии // Бюлл. МОИП. 1969. Нов. сер. Т. 74. Вып. 6. С. 5—22.
13. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 533—536.
14. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 4997—5009.
15. Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // Journal of Geodynamics. 2004. Vol. 37/2. P. 155—168.

О происхождении алапаевской толщи на восточном склоне Среднего Урала

Г.Н.КУЗОВКОВ (ОАО «Среднеуральская геологоразведочная экспедиция»)

Образования, относимые к алапаевской толще нижнего мела [8], развиты вдоль восточного склона Среднего Урала от 54 50 до 58 с.ш. [2]. Толща названа алапаевской [2] по стратотипическим разрезам окрестностей г.Алапаевск, где в ней расположены наиболее значительные и представительные бурожелезняковые объекты (Алапаевские месторождения). Отдельными исследователями она описывалась ранее как свита того же названия. Согласно работе [7], алапаевская толща, представленная «беликами» и бурыми железяками, не стратифицируется, а, по-видимому, фациально замещает образования лангурской, синарской и мысовской свит «континентального» мезозоя. Это мнение зафиксировано в словаре [8], в котором предложено (1957) считать возраст толщи аптским. Однако Б.П.Кротов [5, с. 50], подчеркивая «особенную туманность» истории Уральской геосинклинали в начале мезозоя, считает возможным условно отнести время образования месторождений алапаевского типа к средней или поздней юре. Следует также отметить, что многие исследователи (А.П.Карпинский, 1908; Н.С.Михеев, 1928; В.А.Полянин, 1931; Л.М.Миропольский, 1938; Архангельский и Копченова, 1935; Б.П.Кротов и др., 1936, 1954; Успенский, 1940; А.К.Пронин, 1947, 1954 и др.), как и данные работы [5], условно считали время образования месторождений алапаевского типа юрским. Согласно публикации [7, с. 123], «главная эпоха континентальной металлогении синхронна циклу мезозойской пенеппенизации Урала», который автор относит к юре—сеноману. По его мнению, формирование железных руд алапаевского типа предваряет образование никелевых и природно-легированных железных руд коры выветривания, маршаллита, каолина и др.

К сожалению, ко времени проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в Алапаевском районе (Г.Н.Кузовков и др., 1992) бурые железяки Алапаевского и других месторождений были уже отработаны, а участки их добычи оказались большей частью «задернованными», поэтому при характеристике разрезов месторождений и вмещающих их пород пришлось использовать в основном материалы работ прошлых лет. Указанные авторы отмечали, что образования алапаевской толщи приурочены к субмеридиональным эрозионно-структурным депрессиям (Алапаевско-Деевская депрессия шириной до 12 км), развитым над карбонатными породами девона и карбона, как правило, залегаая на их закарстованной

поверхности и лишь в единичных случаях — на отложениях лангурской свиты верхней (?) юры.

По данным Б.П.Кротова, В.П.Рыловниковой [2], на восточном склоне Среднего Урала месторождения алапаевского типа и вмещающие их белики залегают на неровной и прихотливо размытой поверхности пород угленосной свиты нижнего карбона (песчаники, глинистые сланцы, прослои каменного угля), карбонатных пород карбона, различных метаморфических (кремнистые, талько-хлоритовые и прочие сланцы) и даже магматических (порфириды и их туфы) пород. Белики, вмещающие бурые железяки (беликовая толща), по различным данным представлены маршаллит-каолинитовыми алевролитами с обломками известняков и кремнистых образований, с характерной светлой, местами почти белой окраской, плохой степенью отсортированности обломочного материала, отсутствием слоистости в грубообломочных и наличием неясной слоистости в глинистых и песчано-глинистых разностях. Это образования фациально невыдержанные, в них пелитовая и алевроитовая составляющие имеют гидрослюдисто-каолинит-кремнистый состав.

По данным В.П.Рыловниковой, беликовые отложения покрывают значительные площади, вытянутые по простиранию подстилающих пород (меридионально). Заполняя глубокие воронки и долины, белики имеют непостоянную, иногда значительную (до 150—200 м) мощность. Однако, по ее мнению, форму всего комплекса беликов можно назвать пластовой. Верхние горизонты беликовой толщи местами подверглись размыву, и на ее размытой поверхности наблюдается сходная с беликами по составу так называемая «бирюзовая свита» верхнего (?) мела, которая отличается своим окатанным, отсортированным, слоистым материалом [2]. Согласно этим данным, при более детальном изучении устанавливается крайне прихотливая смена одних беликов другими (конгломератовидные, щебенчатые, песчанистые, глинистые).

В обломочном материале беликов присутствуют кварц, кремнь, окремненные известняки, яшмы, кремнистые, глинистые, хлоритовые и серицитовые сланцы, каменный и древесный угли, окремненная древесина (один образец, А.П.Карпинский, 1908), брекчиевидные конгломерат и песчаник, пирит, марказит, медные зелень и синь, сидерит, боксит. В тяжелой фракции определены гидрогётит, хромит, магнетит, гематит, ильменит; присутствуют также циркон,

турмалин, роговая обманка, эпидот, биотиты, апатит, гранаты, рутил, сфен, диопсид, андалузит, цоизит, клиноцоизит, хлорит, топаз, ставролит; в легкой фракции — кварц, халцедон, мусковит, выветрелые неопределимые минералы (полевого шпата?), вулканическое стекло, опал, кремнь, кремнистые сланцы, галлуазит, каолинит, углистые частицы, серицит, хлорит, тальк. Кроме того, Б.П.Кротов указывает на присутствие полевого шпата, плагиоклаза, глауконита и других минералов [2]. Обломочный материал беликов характеризуется неравномерной величиной обломков (от 1 см до 1,5 м), присутствием окатанного в различной степени и неокатанного материала, органическим и неорганическим веществом, признаками различных процессов изменения.

Согласно этим же данным [2, с. 290], «особо и независимо от степени окатанности стоит вопрос о полировке материала». Как округлый, так и правильно окатанный материал встречается частично в виде блестящих, прекрасно отполированных экземпляров, а высокая полировка особенно часто наблюдается на гальках зеленой и красной яшмы, кварца и глинисто-кремнистого сланца. По мнению В.П.Рыловниковой, такая хорошая полировка может быть объяснена «только деятельностью ветра» и указывает на «долгое нахождение некоторых обломков в открытых местах, и на сильные ветра, господствовавшие в данной области».

Заслуживают также особого внимания данные В.П.Рыловниковой [2] о присутствии в беликах обломков органического материала. Эти данные свидетельствуют о том, что особенно часто органическое вещество содержится в виде углистых осадков или битумов (темные или черные глины), а также «в виде обломков древесины до 1 м длины и 5—8 см толщины, представленных каменным углем» [2, с. 290]. Кроме того, встречаются, но очень редко, обломки древесины (*Pytioxylon*, *Taxoxylon*) и отпечатки крупных растений на сидеритах (Алапаевский район). Достойно внимания также присутствие «слоистого» щебенчатого белика [2, с. 291]: как видно на приведенном в указанной работе снимке, четко проявленная тонкая слоистость носит сложный характер и *аналогична* слоистости пород, претерпевших пластичное течение, с характерными изгибами и «подворотами» слоев. В.П.Рыловникова объясняет ее выщелачивающим действием поверхностных вод, что с точки зрения автора настоящей статьи очень неубедительно.

По В.П.Рыловниковой [2], нормальная окраска беликовой толщи чисто белая. Углистые или битуминозные включения, присутствующие в белике, иногда окрашивают его в серый или черный цвета. В оруденелых участках он приобретает охристую, бурую, желтую и красную окраски различных оттенков и густоты, а ниже уровня грунтовых вод — зеленую (от темного до светлого буро-зеленого) за счет образующегося в цементирующей массе железистого хлорита (стриговита). «При переходе из подводного горизонта в зону

кислородного выветривания зеленая окраска быстро буреет, и порода принимает обычный вид оруденелого охристого белика» [2, с. 285].

Горизонт бурых железняков характерен для беликов, имеет пластообразное строение и расположен в средней и нижней части беликов, участками замещая их на всю их мощность. Б.П.Кротов [2] считает, что рудное тело залегает в нижней части беликовой толщи. По его данным, в одних случаях рудное тело непосредственно граничит с карбонатными породами палеозойского фундамента, а в других — отделено от последних «глинами лежачего бока». Наблюдаются и случаи, когда рудное тело отделено от этих глин и палеозойских пород конгломератовидными беликами. Согласно ему же, рудное тело во многих местах выходит за пределы беликовой толщи и внедряется в подстилающие породы. В Алапаевских месторождениях неправильные рудные скопления различного размера чаще всего округлой формы («завертыши руды в лежачем боку») прослеживаются в «глинах лежачего бока».

Резкие колебания содержания железа в рудном теле позволяют считать его рудной зоной, в различной степени оруденелой. Переход к вмещающим породам определяется аналитически, а пластообразная форма рудной зоны устанавливается в границах минимального содержания железа 25%. При этом богатые руды внутри зоны («горизонта») образуют «рудные столбы», линзовидные, глыбообразные и штокообразные «тела». Согласно Б.П.Кротову [2], слабо оруденелыми во всех месторождениях являются участки подъема палеозойского фундамента (и малой мощности беликов), но слабо оруденелыми оказываются иногда и участки глубоких карстовых понижений с мощной толщей беликов.

Вещественный состав руд характеризуется присутствием в различных соотношениях сидерита, стильпносидерита, гётит-гидрогётита, турьита, эренвертита, гидрогематита и лепидокрокита. Однако во всех месторождениях преобладающее значение имеют минералы ряда гётит-гидрогётита. Б.П.Кротов [2] усматривает некоторую связь между изменением вещественного состава и местоположением месторождений. Так, в южном направлении уменьшается количество сидерита, увеличивается количество мало-водных оксидов железа (гидрогематит), появляется лепидокрокит, практически исчезает эренвертит. По его мнению [2, с. 319], «если отсутствие сидерита в месторождениях южной части Среднего Урала может быть объяснено меньшей мощностью рудного тела и его залеганием выше уровня грунтовых вод, то большее распространение здесь в рудной толще турьита и гидрогематита является непонятным». И далее: «Отсюда следует, что образование турьитов как продукта выветривания сидерита происходит при каких-то иных физико-химических условиях» (жаркий климат, присутствие в растворах некоторых веществ). В настоящее время у нас нет достаточных данных, чтобы дать обоснованное решение этого вопроса».

Особое значение имеют исследования Б.П.Кротова «глин лежачего бока». Н.С.Михеев подразумевает под ними разноцветные глинистые массы, которые в виде прослоек разной мощности залегают в Алапаевских месторождениях между карбонатными породами фундамента и рудной зоной (в Алапаевске их называли пестрыми глинами лежачего бока, а иногда — мергелями). А.П.Карпинский (1908) выяснил, что глины лежачего бока — остаток от выщелачивания подстилающих карбонатных пород. К этому мнению присоединились позднее многие исследователи (Б.П.Кротов, 1931; Л.М.Миропольский, В.А.Полянин, 1933 и др.). Кроме Алапаевска глины лежачего бока были обнаружены и в других месторождениях, однако «там они не имеют столь типичного выражения: формы залегания, состава и внешних признаков, как в Алапаевске» [2, с. 279].

Б.П.Кротов приводит в своей работе [2, с. 279] два разреза упомянутых глин.

Рудник Средние Ямы Алапаевского месторождения (данные 1927—1928 гг.), сверху вниз:

Разрез I	Мощность, м
1. Буровато-желтая глина, кверху постепенно переходящая в фиолетовую, с остатками кораллов и циртин	1,5
2. Черная битуминозная глина с остатками кораллов	0,17
3. Песчанистые массы серого цвета, представляющие скопления остатков окремнелых кораллов	0,07
4. Зеленовато-бурая глина, переходящая в бурую	0,05
5. Плотная серовато-черная глина с пропластком песчанистой массы, образованной из окремнелых кораллов	0,34
Общая мощность	2,13

При этом бурая глина (1) вверх незаметно переходит в окристую железную руду. Как характерный признак приведенного разреза Б.П.Кротов [2, с. 275] отмечает перебитость глин: «они были разбиты на части и вновь спрессованы, вследствие чего в них прекрасно видны трещины и зеркала скольжения». Аналогичное строение глины лежащего бока Б.П.Кротов наблюдал в первом Поскотинском Руднике Алапаевского месторождения. В других местах того же рудника такие глины представляют собой зеленовато-серую массу мощностью 2—10 см, кверху переходящую в бурую.

Знаменский Рудник Каменского района (сверху вниз)

Разрез II	Мощность, см
1. Белая глинистая масса с корочками гидрогетита	10—12
2. Глина светло-желтая	15
3. Розовато-желтая глинистая масса с кремневой щебенкой	60
4. Рыхлая песчано-глинистая масса с участками крепкого известняка и охры, с пятнами марганцевых оксидов	7—8
Общая мощность	92—95

Итак, согласно Б.П.Кротову [2, с. 275—276], микроскопически глины лежачего бока — плотные глинистые породы, окрашенные в черный, серый, желтый, зеленовато-серый и серовато-белый цвета. Окраска их или однотонная, или разная, с пятнами или полосами (пестрые глины характерны для Алапаевских месторождений, с правильным чередованием очень тонких (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) слоев красного, желтого, сиреневого, зеленовато-белого или серого цветов. В массе такие глины различаются разными включениями: остатки фауны, кусочки кремня различной величины и формы, но всегда остроугольные, сидерит в виде линз, желваков, оолитов, корочки гидроксида железа, желваки пирита. Химический состав глин лежачего бока по данным Б.П.Кротова [2] (шесть проб, в %): SiO_2 44,74—57,35; Al_2O_3 10,37—17,48; Fe_2O_3 5,67—14,53; FeO 0—5,66; CaO 0,20—4,75; MgO 1,53—3,92; MnO 0—0,25; CO_2 0—4,06; $\text{H}_2\text{O}_{(\text{гигр.})}$ 2,52—4,44; $\text{H}_2\text{O}_{\text{конст.}}$ (4 пробы) 0—7,68; $S_{\text{общ}}$ (5 проб) 0—2,9; SO_3 (5 проб) 0—5,6; п.п.п. (2 пробы) 17,57—17,69.

Микроскопически, по этим же данным в глинистых породах, частично изотропных, имеются точечные выделения гидрогетита, встречаются сидерит, халцедон, кварц, хлорит, пирит, гипс, эпсомит. Глинистое вещество тонкочешуйчатое (0,01—0,02 мм), N 1,57 (каолин). В Каменском районе довольно часто присутствует галлуазит в виде изотропных чешуек с N 1,52. Кварц встречается редко в виде отдельных зернышек или в прожилках. Халцедон присутствует в виде мелких комочков сферолитового строения с веерообразным погасанием, иногда — в жилках разных направлений. Сидерит очень распространен, чаще в виде отдельных тонких ромбоэдров или зернышек и их кучек и прослоек, часто окружая кварц и халцедон и проникая в них. Хлорит густо-зеленый, зеленоватый, желтый, наблюдается в глинах зеленых оттенков, присутствует в мелких чешуйках, иногда ориентированных, некоторые из хлоритов изотропны, N 1,63, замещают глины и кварц, анизотропный имеет N_g — 1,592, N_p — 1,582 (близок к стриговиту).

Для решения вопроса о природе глин лежачего бока Б.П.Кротов [2] изучил нерастворимый остаток карбонатных пород из рудников Алапаевского месторождения (7 проб). Количество нерастворимого остатка составило 0,08—3,02%. Главная составляющая этого остатка — изотропное вещество от черного и темно-коричневого до серого цветов, в виде сгустков, с незначительной примесью кристаллических кварца, халцедона, полевого шпата, мусковита, апатита. В черном нерастворимом остатке из доломита первого Поскотинского Рудника присутствует неопределимый минерал, а в сером из доломита на левом берегу р.Нейва у г.Алапаевск зафиксировано много обломков вулканического стекла. Черная окраска нерастворимого остатка, по Б.П.Кротову, вызвана присутствием органического вещества (битума?). Анализируя результаты исследования, Б.П.Кротов приходит к выводу о том, что глины лежачего бока возникают «под влиянием движения грунтовых вод в беликовой толще» [2, с. 280]. Эти же воды обуславливают, по его мнению, дальнейшие изменения глин лежачего бока, а черная и серая окраски глин зависят от количества присутствующего «битума»; цветные глины образуются под воздействием грунтовых вод с кислородом на битуминозные глины, мощность же глин обусловлена количеством нерастворимого остатка.

Касаясь вопроса о слоистости глин лежачего бока, который «на первый взгляд не вяжется с представлением о глинах лежачего бока как остатке от выщелачивания карбонатных пород», тот же автор считает возможным объяснить ее особенностями строения первичных пород, подвергшихся выщелачиванию. Однако при этом он вынужден признать совершенно иную природу слоистости глин лежачего бока в «глубоких карстовых котловинах», где «мы имеем снос глинистого материала и его отложение в более спокойных местах», отмечая что «эта слоистость будет уже нормальной слоистостью при осаждении осадков».

Рассматривая изменения указанных глин, Б.П.Кротов [2, с. 280] отмечает, что в них, особенно в битуминозных, «образуются конкреции, оолиты и различные формы выделения сидерита и пирита, сама же глина при этом не претерпевает изменений». Он также пишет, что выделения сидерита имеют иногда величину мелких (0,1—0,25 мм) оолитов, временами образующих шарообразные массы диаметром до 10 см, с глинистым и битуминозным веществом и пиритом. Кроме того, часты плоские эллипсоидальные стяжения сидерита с включениями боковой породы. Пирит в глинах чаще всего бывает распределен в виде очень мелких зерен и кристаллов.

Обратимся теперь к геохимической характеристике алапаевской толщи. Согласно имеющимся данным (Г.Н.Кузовков и др., 1992), алапаевская толща характеризуется спектром *хром—молибден—никель—титан*, а бурожелезняковая минерализация — спектром *хром—мышьяк—олово—свинец*, что резко отличает

ее от других отложений мезозойской и кайнозойской групп. При этом среди бурых железняков выделяются два геохимических типа: собственно железорудный и полиметаллический. Геохимический спектр железорудного типа очень беден, но отличается повышенными концентрациями Ni, Co, Cr, иногда Mn. Полиметаллический тип характеризуется комплексностью состава и высокими содержаниями аномалобразующих элементов (Таборское и Ермаковское проявления полиметаллов).

Генезис образований алапаевской толщи различными исследователями трактуется по-разному: нормально морской (Н.С.Михеев, 1928), пролювиально-элювиальный (Б.П.Кротов, 1942), остаточный коры выветривания (А.К.Пронин, 1951), пролювиально-карстовый (А.А.Малютин, 1960), элювиально-делювиально-карстовый (А.П.Сигов, 1969) и др. С последней точкой зрения согласны и Г.Н.Кузовков с соавторами (1992), проводившие геологическое картирование Алапаевской площади. Они поддерживают точку зрения Б.П.Кротова (1941) о том, что гидротермальные руды имеют, скорее всего, инфильтрационную природу и образовались за счет миграции железа в беликах и окисления первично-осадочных сидеритовых руд. Эту же точку зрения разделяют и другие исследователи, изучавшие месторождения.

Однако Г.Н.Кузовковым [6 и др.] было показано, что Урал в целом может иметь ударно-взрывное (импактное) происхождение, в связи с чем необходимо по-новому рассмотреть всю его геологическую историю и в особенности факторы рудообразования. С позиции этой гипотезы по-иному могут быть представлены генезис и история формирования как беликов, так и связанных с ними железных руд алапаевского типа. Начать хотя бы с того, что достаточно просто решается «стоящий особым» вопрос о полировке материала беликов. Как известно [6], при взрыве образуются взрывное облако, насыщенное материалом взорванных пород и распространяющееся по «воздуху», и центробежный донный поток, состоящий также из материала взорванных пород и распространяющийся вдоль существующей поверхности. Коренные породы при этом испытывают разнообразные деформации, частично перемещаясь в пространстве. Полировка материала происходит, вероятно, за счет движения отдельных обломков (в настоящее время наблюдаемых отполированными) вещества во взрывном облаке совместно с глыбами, в которых обломки подобных пород «запечатаны», и аналогично тому, как это описано в работе [6, с. 160 и др.], отполированные обломки должны были принадлежать к плотным слоям взрывного облака, насыщенным грубообломочным материалом, в т.ч. и разбрасывавшимися под небольшим углом к поверхности крупными клиппенами, блоками и глыбами, как бы скользившими в массе более мелких обломков. Остальные (неотполированные) обломки могли высвободиться из этих глыб в процессе их экзогенного разложения—дезинтеграции.

Одна из основных геологических проблем алапаевской толщи — проблема глин лежачего бока. Их наличие само по себе привлекает внимание многих исследователей, начиная с А.П.Карпинского (1908). Однако его точка зрения об этих глинах как продуктах выщелачивания верхней (неоднородной?) части подстилающих известняков, что было показано еще Б.П.Кротовым [2], не увязывается с характером слоистости таких глин; к тому же Б.П.Кротов сам вынужден признать существование двух типов слоистости глин лежачего бока, которая в депрессионных понижениях может иметь уже другой — нормально осадочный характер. Однако в рамках импактной гипотезы присутствие указанных глин может рассматриваться как признак наличия импактного рубежа между разнородными геологическими формациями, а их разрез, достаточно подробно охарактеризованный выше (правильное чередование очень тонких — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров — глинистых слоев и др.), может быть сопоставлен с «пограничным глинистым горизонтом», описанным А.С.Алексеевым и др. [4] для границы мела и палеогена.

Известно [1, 3, 4 и др.], что на пограничный глинистый горизонт между мелом и палеогеном обращается большое внимание, и в настоящее время это наиболее изученный импактный рубеж. А.С.Алексеев и др. [4] отмечают, что этот горизонт сложен то чистой известковистой глиной, то мергелем или глинистым известняком. В статье уже отмечалось, что в Алапаевске цветные глинистые массы, залегающие между карбонатным фундаментом и железорудными телами, называли или глинами лежачего бока, или (иногда) — мергелями. Вспомним также, что глины лежачего бока были обнаружены и в других уральских месторождениях, но не имеют там столь типично выраженных признаков, как в Алапаевске. На этот счет можно привести данные А.С.Алексеева и др. [4, с. 9], отмечающих, что в разрезах, сложенных *континентальными* (выделено автором — Г.К.) отложениями положение «данной границы» устанавливается с трудом и основывается на изучении комплексов рептилий и млекопитающих, листовой флоры и споропыльцевых спектров.

Конечно, для признания глин лежачего бока г.Алапаевск импактными образованиями необходимы дополнительные исследования и прямые данные, в частности, анализ таких глин на платиноиды, особенно на присутствие повышенных концентраций иридия, сопровождаемых, согласно публикации [4, с. 18], повышенными концентрациями сидерофильных и халькофильных элементов (Ni, Co, Au, As, Cu, Zn и др.), а также Cr, Ti и V, детальные палеонтологические и споропыльцевые исследования. При этом следует обратить внимание на особенности минерального состава указанных глин, в частности, на присутствие «конкреций, оолитов и различных форм выделения» сидерита и пирита, халцедона в виде «комочков» сферолитового строения, обломков кварца и

т.д., поскольку подобные образования характерны и для импактного пограничного глинистого горизонта. Особое внимание следует обратить на «перебитость» глин лежачего бока, уже отмеченную и объяснимую импактным воздействием на породы. С этой же точки зрения большой интерес приобретает залегание алапаевской толщи на угленосных отложениях, также уже отмеченное: по данным Г.Н.Кузовкова и др. (1992), в отдельных случаях (скв. 302) наблюдалось залегание образований алапаевской толщи на *углях*, условно отнесенных к лангурской свите юры (?). На это следует обратить внимание, поскольку А.С.Алексеев и др. [4] приводят данные о границе мела и палеогена (северо-запад Северной Америки), маркируемой *пластом угля* [4, с. 11] и предполагают, что эти данные могут быть интерпретированы как почти полное разрушение растительных остатков на рубеже мела и палеогена, возможно, в результате пожаров.

Необходимо подчеркнуть, что пограничный глинистый горизонт, согласно А.С.Алексееву с соавторами [4], имеет морское происхождение и особенно четко выражен в карбонатных толщах, что характерно и для алапаевской толщи. Подошва такого горизонта обычно резкая, чаще ровная, иногда с неглубокими карманами; вверх по его разрезу повышается его карбонатность, а переход в вышележащую породу незаметен. Специфические черты этого горизонта — большое количество пирита (как в Дании, Копетдаге, Тихом океане и др.), иногда гипса и сильное ожелезнение. Макрофоссилии в данном горизонте, как правило, отсутствуют или очень редки.

Как видно из приведенного описания, пограничный глинистый горизонт сходен с глинами лежачего бока алапаевской толщи, что позволяет сопоставить их друг с другом и предположить сходное для них — импактное — происхождение. Единственным отличием пограничного глинистого горизонта от глин лежачего бока является наличие в последней тонкой слоистости, необъяснимое существующими геологическими гипотезами. Однако в рамках импактной гипотезы и это различие объясняется большим размахом или специфическими особенностями импактного процесса при образовании глин лежачего бока алапаевской толщи. Это одновременно может служить и аргументом, позволяющим отнести время образования таких глин к более раннему рубежу, т.е. к верхней юре, как это делалось и раньше. Следовательно, можно предположительно связать образование алапаевской толщи с основным грандиозным импактным событием — образованием всего Урала. Таким образом, можно предположить, что временем образования алапаевской толщи следует считать [2, 5 и др.] позднюю юру, а не ранний мел, как это принято [8].

Историю формирования алапаевской толщи в самом общем виде с позиций импактной (ударно-взрывной [6]) гипотезы можно представить следующим образом. В результате главных космических взрывов (Западно-Сибирского в том числе) прои-

зошло образование взрывного облака, центробежного донного потока, «сгуживание» разнообразных (в их числе карбонатных) пород, и образовался горный хребет Урала. Поскольку распространение взрывного облака отставало от распространения центробежного донного потока, а последнего — от распространения ударной волны в коренных породах и их «сгуживания» на периферии метеоритного кратера [6], на Уральской периферии вначале обнажились «вздыбленные» карбонатные и другие породы фундамента, на которые периодически «накатывались» взрывные цунами вместе с отлагавшимся в них материалом центробежного донного потока, а в дальнейшем — и материалом взрывного облака. За счет этого сложного периодического (циклического, колебательного [6 и др.]) процесса сформировались тонкослоистые осадки глин лежачего бока, перекрытые сверху железистыми продуктами. При этом их глинистая составляющая могла быть первоначально импактной мукой, а терригенная импактными песком, гравием и др. Железистая же составляющая алапаевской толщи первоначально могла быть представлена метеоритным железом, измельченным взрывом и претерпевшим затем постударную геологическую эволюцию в земных условиях, а также железистой составляющей разлагавшихся при выветривании первичных минералов. Мощным «накатом» еще одного — завершающего (?) — импактного цунами можно объяснить формирование в алапаевской толще слоистых обра-

зований «бирюзовой свиты», перекрытой «морскими» (за счет успокаивающихся импактных цунами?) ураноносными (!) отложениями синарской свиты. Последние, однако, согласно их возрастной датировке, могут быть привязаны и к глобальной импактной границе мела и палеогена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневский С.А. Импактные события и вымирание организмов // Большая Медведица. 2000. № 1. С. 7—15.
2. Железорудные месторождения алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. Т. II. —М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
3. Зейлик Б.С., Шевелев Г.А., Казачевский И.В. Метеоритное вещество на мел-палеогеновом рубеже и в метеоритных кратерах / Следы космических воздействий на Землю. —Новосибирск: Наука, 1990.
4. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Отв. ред. В.Л.Масайтис. —Л.: Наука, 1990.
5. Кротов Б.П. Дифференциация элементов при выветривании. —М.: Изд-во АН СССР, 1959.
6. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). —Екатеринбург, 2002.
7. Сигов А.П. Условия образования полезных ископаемых и металлогенические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 2. —М.: Недра, 1971. С. 117—126.
8. Стратиграфический словарь мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. —Л.: Недра, 1978.

УДК 550.84

Т.Г.Петров, 2008

Метод *RHA* как решение проблемы систематизации аналитических данных о вещественном составе геологических объектов

Т.Г.ПЕТРОВ (Научно-исследовательский институт земной коры)

В настоящей статье приведено краткое описание информационного языка *RHA* и обзор полученных за последние 35 лет результатов развития и использования методов на его основе. Они предназначены для описания, упорядочения и свертки составов геологических объектов, а также изучения процессов их изменения с использованием понятий *разделение—смешение*. Язык одновременно является системой координат в многомерных диаграммах составов, нормированных к 1% (или 100%). Показаны области применения и развития методов. Работа по переводу химико-аналитических данных на язык *RHA* и реализации методов обеспечивается компьютерной программой PETROS-2 (автор С.В.Мошкин).

В данной публикации перечислим основные свойства традиционного подхода к классифицированию вещественного состава геологических объектов, которые автор стремился преодолеть при разработке метода *RHA*.

1. Неуниверсальность — никакая из известных классификаций не охватывает все разнообразие вещественного (химического и минерального) состава геологических объектов — горных пород, минералов, руд, вод, газов, каустобиолитов, межзеренного вещества.

2. Привязанность классификаций к естественному профессиональному языку, в то время как номенклатура объектов в целом не связана с их сущностью.

3. Нечеткость правил выделения компонентов, *важных* для идентификации вида (разновидности) минералов и пород, игнорирование *второстепенных, примесей*, в частности, *обезвоживание* реальных составов, а также использование нехимических характеристик (п.п.п., нерастворимый остаток, TR и др.).

4. Назначение границ между группами составов по произвольно выбираемым «круглым» цифрам (5, 10, 20, 50, 75% и др.).

5. Отсутствие единых способов упорядочения аналитических материалов для всего спектра геологических объектов.

6. Отсутствие учета перспектив пополнения знаний о вещественном составе — в существующих классификациях не заложена идея описания, упорядочения и соотнесения с известными объектами составов объектов принципиально новых, в частности ожидаемых поступлением с космических объектов.

Сложившееся положение дел с получением, идентификацией, упорядочением, осмыслением и представлением информации о вещественном составе геологических объектов было рассмотрено автором [23] и не изменилось принципиально за последние десятилетия с появлением работ [10, 36].

С особенностями порождения номенклатуры, а также систематизации химико- и минерало-аналитических материалов [26] связаны следующие общие проблемы геологии:

1. Сильная расчлененность геологической науки при наличии генетических связей между составами всех горных пород, т.е. их химического и, в некоторой степени, минерального единства.

2. Противоречие между дискретностью номенклатуры горных пород и непрерывностью процессов изменения составов.

3. Неопределенность связи между детальностью исследования и выделением *разновидностей* объектов по их составу.

4. Неограниченно растущее число новых названий, не ориентированных на сущность геологических объектов.

5. Отсутствие оценок полноты (представительности) аналитических данных в выборке.

6. Недостаточная развитость методов оценки качества исходных данных.

7. Утрата не устаревающих аналитических данных, связанных с устаревшими названиями.

8. Решение вопросов о границах между составами геологических объектов с помощью голосования [15].

Основным мотивом для разработки универсального метода систематизации минералов и горных пород по их составу было осознание того, что развитие геологии в существенной степени сдерживается отсутствием объединяющей идеи описания вещественного состава геологических объектов.

С появлением информационного языка *RHA* [20] и последующей разработкой методов на его основе решение многих из перечисленных проблем стало возможным.

Составные части языка *RHA*. Ранговая формула

R. Ранговой формулой состава *R* называется *последовательность компонентов по снижению их содержаний в данном анализе состава* [20, 25, 33]. В химическом анализе компоненты — химические элементы, мера содержаний — атомные доли (проценты); в минеральном составе горных пород компонент — минерал, мера содержаний — молекулярные доли

(проценты). С целью сопоставления получаемых далее характеристик состава длина ранговых формул стандартизируется на уровне, обеспечивающем близость суммы учтенных компонентов к 100%. Для подавляющего большинства геологических объектов этому требованию отвечает длина ранговой формулы химического состава, равная 10, и минерального состава — 3—5 или более, в зависимости от необходимой детальности исследования. Ранговая формула является дискретной составляющей описания состава и в многомерной диаграмме может считаться именем сектора составов, получающегося, в частности, в треугольной диаграмме в результате ее разбиения медианами. Основное требование к исходным данным — *полнота анализов*. Под ней понимается отсутствие пропусков при определении тех компонентов, которые в силу их содержаний должны попасть в ранговую формулу выбранной длины.

Отдельная ранговая формула — перечень таксонов всех иерархических уровней, в которые входит данный состав. Так, в случае ранговых формул, например, гранита это будет ряд по мере роста детальности изучения и описания: класс *R1* — кислородный *O* — весьма обширный класс веществ с преобладанием кислорода над всеми остальными элементами; класс *R2* — кислородно-кремниевый *OSi* — с преобладанием кислорода и кремния; класс *R3* — *OSiAl*. Далее, если, например, это гранит натровый, то класс *R4* — *OSiAlNa*, если калиевый, то класс *R4* — *OSiAlK* и т.д. Состав наиболее распространенных гранитов при длине ранговой формулы, равной 10, можно отобразить как *OSiAlNaHK FeCaMgTi* (пробел введен для облегчения восприятия).

Однозначное упорядочение ранговых формул реализуется, если принять ранговую формулу (*R*) за слово, в котором в случае химических составов буквами выступают символы химических элементов. За алфавит для упорядочения таких ранговых формул (*Rchem*) следует брать периодическую систему химических элементов. Упорядочение ранговых формул *минеральных* составов горных пород (*Rmin*) и иных смесей минералов производится по алфавиту, за который принята *последовательность минералов* (или их аббревиатур) в *химической классификации* их теоретических составов. Полную *Rchem*-классификацию теоретических составов минералов, насчитывающую свыше 4600 записей, можно найти в Интернете, также как и *RHA*-коллекции реальных составов горных пород и некоторых минералов (http://www.geology.pu.ru/niizk/RHA_1.html).

Ниже перечислим свойства используемых нами алфавитных последовательностей ранговых формул (примеры в работах [2, 8]), так как они представляют особую ценность для единообразного упорядочения аналитических материалов. Последовательность:

однозначна — не зависит от исследователя и характера изучаемых объектов;

линейна — не имеет разветвлений и потому предельно проста;

открыта для расширения списка компонентов;
устойчива — допускает изъятие и включение новых ранговых формул без изменения порядка остальных;

исчислима — максимальное количество ранговых формул может быть определено как число перестановок без повторений из N элементов по n , где N — число возможных компонентов одного алфавита, n — длина ранговой формулы;

полна — для определенной длины алфавита и определенной длины ранговой формулы не существует и не может быть других ранговых формул сверх числа перестановок, определенного выше;

иерархична — упорядочение, как и в алфавитных словарях, сначала происходит по первому, высшему рангу (первой букве), затем, внутри ранговых формул с одинаковым первым рангом производится упорядочение по второму, более низкому рангу (второй букве) и т.д. Это приводит к тому, что ранговая формула длиной n одновременно является упорядоченным перечнем всех более старших таксонов;

периодична — ранговые формулы близких по составу объектов располагаются группами, между которыми находятся иные, сильнее отличающиеся;

связана с порядком изменения некоторых физических свойств объектов исходного алфавита: так, для химических составов от начала классификации к ее концу статистически нарастают средние атомные массы объектов и плотности.

Пример классификации выборки составов, извлеченной из банка данных «Химические составы природных объектов» (свыше 25 000 записей) [28], приведен в табл. 1.

Для свертки информации о совокупностях ранговых формул используется **обобщенная ранговая формула** [8, 19, 29, 36]. Для ее построения определяется доля встречаемости (в %) элемента в каждом ранге в выборке. Результаты представляются в виде таблицы. В ее первой строке перечисляются компоненты, имеющие максимальную встречаемость в данном ранге, начиная с первого; во второй указываются под символами компонентов проценты их встречаемости в этом ранге; в третьей — компоненты, занявшие вторые места по встречаемости в данном ранге, в четвертой — их встречаемости и т.д. Обобщенные ранговые формулы, построенные для отдельных выборок, позволяют сравнивать их, выявлять значимость отдельных компонентов и оценивать вариабельность их рангов, т.е. размах колебаний в выборке. Обобщенные ранговые формулы коматитовых базальтов [15] и фоскоритов [44] приведены в табл. 2.

Сложность состава, мера — информационная энтропия К.Шеннона H . Характер распределения содержаний компонентов в их ранжированных последовательностях различен. Такие распределения могут рассматриваться со стороны сложности [19, 20, 25, 33]. Сложность состава минимальна, когда имеется один-единственный компонент, и максимальна, когда

всех компонентов поровну. Для измерения сложности используется информационная энтропия К.Шеннона:

$$H = - \sum p_i \ln p_i,$$

где p_i — частота события (например, встречи атома данного сорта).

В работе [39] было показано, что при разделении системы на две неидентичные по составу части энтропия по крайней мере одной из полученных систем меньше, чем энтропия исходной. При смешении систем энтропия полученной системы больше хотя бы одной из исходных. Это теоретическое объяснение известного факта: при разделении обычно системы упрощаются, при смешении — усложняются. При умножении информационной энтропии на газовую постоянную получается термодинамическая энтропия смешения.

Чистота состава, мера малости малых компонентов — анэнтропия A . Когда ранговые формулы и энтропия одинаковы, составы могут заметно различаться по содержаниям малых компонентов, к изменениям которых энтропия слабо чувствительна. Для учета «хвостов» ранговых распределений введена функция, чувствительная к малым содержаниям — анэнтропия A как мера чистоты [20, 25, 33], которая в простейшем виде выглядит следующим образом:

$$A = [(-\sum \ln p_i)/n] \ln n.$$

В варианте A , нормированном к $0-1$ (32), $A_{\min} = 0$ и всех компонентов поровну, и $A_{\max} = 1$, когда присутствует $n - 1$ компонент в содержаниях половин чувствительности метода анализа и один «аналитически чистый» компонент, дополняющий анализ до 1. Минералы статистически чище, чем горные породы, что позволяет выделять анхимоминеральные породы, в частности кумулаты.

Анэнтропия, умноженная на газовую постоянную, соответствует термодинамическому сродству к смешению. Энтропия и анэнтропия — координаты диаграммы, на которой изображают группы, серии анализов разных объектов при изучении их взаимоотношений в пространстве и времени. Между H и A обычна (но не обязательно) отрицательная корреляция.

Итак, с математической точки зрения предлагаемый способ описания состава — это **интегральная рангово-энтропийная характеристика состава по подмножеству главных по содержаниям компонентов системы**. Отсутствие ограничений на тип, число и содержания учитываемых компонентов определяет возможности использования метода *RHA* для качественно-количественного, рангово-энтропийного отображения составов объектов любой природы.

Поскольку предлагаемый язык-метод — вариант знаковых систем, следует остановиться на соотношениях между описаниями в форме *RHA* и реальными составами:

при равенстве всех характеристик R , H , A составы не обязательно одинаковы, при различиях R , H , A составы различны обязательно;

1. Рангово-энтропийная классификация выборки составов из банка данных «Химические составы природных объектов»

Ранговые формулы										Информационная энтропия К.Шеннона H	Анэнтропия A	Объект
H	He	O	C	Ne	N	Mg	Si	Fe	S	0,138	0,837	Солнце
O	H	Na	C	Ca	K	F	Cl	S	Mg	0,705	0,149	Лава пахоэхоэ, Олдоньо-Ленгаи
O	H	Mg	Si	Fe	Ca	C	Al	Na	Ti	0,589	0,276	Кимберлит, Украина
O	H	Si	Al	Ca	Na	K	Fe	Mg	Ti	0,634	0,166	Нефелинит плагиоклазовый, Индия
O	C	Mg	Ca	P	Fe	Sr	Mn	Na	Si	0,511	0,346	Карбонатит доломитовый, Ковдор
O	C	Ca	Mg	Si	Fe	Al	P	K	Na	0,579	0,172	Карбонатит кремнеземистый, Австралия
O	C	Ca	Mg	Si	Fe	Al	K	Na	S	0,504	0,343	Доломит метаморфизованный, Сат-ка
O	C	Ca	Fe	Si	Mg	P	Mn	Ti	Na	0,487	0,332	Альвикит, Индия
O	Na	C	Ca	K	F	Cl	S	Sr	P	0,610	0,184	Лава Na-карбонатная, Олдоньо-Ленгаи
O	Mg	Si	H	Fe	Ca	Al	Na	K	Ti	0,564	0,229	Перидотит ср.
O	Mg	Si	H	Fe	Ca	Al	Na	K	Ti	0,551	0,274	Гарцбургит ср.
O	Mg	Si	Ca	Fe	P	Al	C	K	Na	0,570	0,211	Форстерит-апатитовая порода (фоскорит)
O	Mg	Si	Fe	C	S	Ca	Cr	Al	Mn	0,568	0,260	Ахондрит оливин-пиджонитовый
O	Mg	Si	Fe	C	Ca	Mn	K	Al	Na	0,499	0,323	Форстерит-магнетит-кальцитовая порода
O	Al	F	Si	H	Mg	Ca	Fe			0,647	0,360	Топаз
O	Si	H	Na	Al	Ca	C	Fe	K	Mg	0,667	0,127	Нозеанит, Турий Мыс
O	Si	H	Al	Na	K	Fe	Ca	Mg	Ti	0,565	0,189	Трахит, Мурун
O	Si	H	Al	K	Na	Fe	Mg	Ca	C	0,478	0,234	Гранит щелочной, Мурун
O	Si	H	Ca	K	Na	Al	Fe	C	Mg	0,588	0,183	Чароитит, Мурун
O	Si	C	Ca	H	Al	K	Fe	Mn	Ti	0,609	0,159	Севит карбонатит кальцитовый, Малави
O	Si	Na	H	Ca	Zr	Fe	Mn	Y	La	0,603	0,169	Эвдиалит, Норра-Кер
O	Si	Mg	H	Al	Ca	Fe	K	Ti	C	0,666	0,102	Силикат-карбонатная порода, Ильмены
O	Si	Mg	H	Al	Fe	Ca	K	C	Na	0,675	0,101	Силикат-карбонат-амфиболическая порода, Ильмены
O	Si	Mg	Al	Ca	K	Fe	H	Na	P	0,601	0,159	Лампроит оливиновый, Билибин
O	Si	Mg	Al	Ca	Fe	Na	Ti	K	Mn	0,548	0,314	Троктолит, Луна
O	Si	Mg	Ca	H	Fe	Al	Na	K	Ti	0,564	0,244	Тремолит тип.
O	Si	Al	Ca	Fe	Mg	K	Na	Ti	P	0,452	0,304	Австралиты ср.17
O	Si	Al	Ca	Fe	Mg	Ti	Na	K	Mn	0,552	0,236	Лейкобазальт Луна, ср.16
O	Si	Fe	H	Al	K	Ca	Mg	C	Na	0,323	0,465	Кварциты ср.154, Казахстан
O	Si	Fe	Mg	Al	Ca	Ti	Na	Mn	K	0,578	0,244	Габбро ильменит-оливиновое, Луна
O	Ca	C	H	Ba	S	Fe	P	Si	F	0,630	0,142	Карбонатит-кальцит-баритовое, Халютинское месторождение

Примечание. Знак равенства ставится, если содержания соседних компонентов отличаются меньше, чем на 15% (относительных). Горизонтальные линии — разделители, выявляющие иерархическую структуру классификации.

2. Обобщенные ранговые формулы

Коматиитовые базальты (36 анализов)										Фоскориты (47 анализов)									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
O	Si	Mg	H	Al	Ca	Fe	Na	Ti	K	O	Fe	Mg	Si	Ca	Si	Al	Al	Ti	Na
100	100	75	64	81	89	92	100	61	61	100	70	57	28	32	43	40	23	28	32
		H	Mg	H	Fe	Ca		K	Ti		Ca	Fe	Mg	C	P	C	K	Na	Mn
		19	22	14	6	6		39	39		21	19	19	28	28	26	23	23	23
		Al	Al	Ca	H	Al					Mg	Ca	Ca	Si	Ca	Si	Ti	Mn	Ti
		6	11	6	3	3					9	13	19	15	15	13	21	17	15
			Fe		Mg							C	C	Mg	C	P	Mn	K	Al
			3		3							9	17	13	6	9	15	15	11
												Si	Fe	P	Mg	Ti	Na	Al	P
												2	11	11	2	6	6	9	9
													P	Al	Al	K	C	C	K
													6	2	2	4	4	2	9
															K	Na	P	P	Zr
															2	2	4	2	2
															Ti		Cu	Cu	
															2		2	2	
																		Sr	
																		2	

наиболее близким составам отвечают неразличимые совокупности R , H , A ;

близкие составы имеют ранговые формулы, отличающиеся единичными перестановками компонентов, между которыми стоят знаки равенства, при этом HA совпадают или мало отличаются;

близость ранговых формул без близости HA , а также схожесть HA без сходства ранговых формул свидетельствуют о существенных различиях между составами;

чем больше различаются R , H и A , тем больше различаются составы;

на диаграмме HA монотонные — однонаправленные процессы изменения составов отображаются в виде дуг, обращенных выпуклостью вниз; в монотонных изменение направления с увеличения H на уменьшение (уменьшения A на увеличение) возможно. Изменения H с уменьшения на увеличение (и A с увеличения на уменьшение) свидетельствуют о немонотонности — изменении направленности процесса (нового этапа, например, начала метасоматоза);

наложение на главный ведущий процесс каких-либо второстепенных приводит к рассеянию то-

чек вдоль линии основного процесса и, соответственно, снижению жесткости связей (корреляционных отношений) между H и A .

Свойства системы описания составов по методу RHA :

1. **Универсальность.** Метод обеспечивает возможность единообразного описания — отображения всех без исключения типов относительно полных составов геологических объектов, сумма которых близка к 100% (химических, фазовых, гранулометрических), а также иных поликомпонентных объектов (популяций, совокупностей, сообществ, смесей, ценозов), для которых на момент рассмотрения, имея определенную цель, можно игнорировать их структуру.

2. **Системность.** Описание включает интегральные качественные и две безразмерные количественные характеристики системы, компоненты которой взаимозависимы. Так, ранговая формула обуславливает однозначность расчетов энтропийных характеристик. В свою очередь, энтропийные характеристики конкретизируют характер ранжированного распределения содержаний и, соответственно, положение точки в секторе многомерной диаграммы.

3. **Содержательность.** Система описания отражает общеизвестные в обыденном языке качественные характеристики состава объектов (значимость — рейтинг компонентов в системе, а также сложность и чистоту), давая им количественную меру, имеющую физико-химический и(или) информационный смысл. При этом используются меры содержаний, адекватные решаемой задаче.

4. **Индивидуализированность описания состава.** Каждый анализ отображается независимо от остальных.

5. **Алгоритмичность.** Переход от исходного состава к новому производится по жесткому алгоритму без вмешательства человека.

6. **Компактность.** Новое описание анализа короче исходного.

7. **Вариативность детальности.** Детальность описания (длина стандартной ранговой формулы) регулируется согласно возможностям и желаниям пользователя аналогично выбору увеличения микроскопа, оптимального для конкретной задачи. Это свойство обеспечивает автоматическое выделение четко определенного перечня *R-разновидностей объектов по составу* при выбранном уровне детальности исследования.

8. **Тип соотношения текста на языке RHA и исходного анализа** аналогичен всем иным статистическим характеристикам (повторимся: совпадение текстов на языке *RHA* не обязательно отвечает совпадению исходных составов, но различия *RHA* соответствуют разным исходным составам *всегда*).

9. **Единственность и неизменность** системы координат диаграммы сложность—чистота для любого набора данных.

10. **Автоформирование** (самоорганизация) *линейных иерархических* и одновременно *периодических классификаций составов* как следствие алфавитного упорядочения ранговых формул.

11. **Свертываемость информации** о важности (роли, значимости) компонентов в выборке анализов посредством построения *обобщенных ранговых формул*.

12. **Возможность оперирования RHA**-описанием состава в существенной степени независимо от терминологии естественного профессионального языка.

13. **Адекватность** отображения процессов формирования составов фундаментальным представлениям об эволюции составов как результатам процессов *смешения, разделения, и как механизма последнего — отбора*.

14. **Ограниченность видов** траекторий однонаправленных процессов на используемой диаграмме.

15. **Ориентированность метода** на использование компьютера.

16. **Ориентированность метода** на визуальное восприятие информации

Основные направления использования языка-метода RHA. Для исходно неупорядоченных выборок анализов:

1. Получение содержательно свернутых отображений, индексирование химических [4, 8, 11—13, 16, 18, 20, 22, 25, 29, 33, 38, 41—44], а также минеральных (молекулярных) [12, 16, 20, 25, 30, 33, 41, 43] составов.

2. Проведение формального однозначного — алфавитного — упорядочения ранговых формул [1, 2, 11—13, 20, 25, 28—30, 33, 38, 41—44] с получением иерархической *классификации составов*, а для минеральных составов горных пород — *классификации объектов* с одновременным формированием системной петрографической номенклатуры [11, 12, 20, 33, 41].

3. Представление совокупности составов на диаграмме *HA* [3—7, 22, 33—35, 37, 40], что позволяет выявлять особенности распределения точек в координатах сложность—чистота: плотные и разреженные совокупности составов, форму их полей и направленность.

4. Суждение о степени представительности выборки по величине частного от деления общего количества ранговых формул в выборке на количество разных ранговых формул [2, 8, 33].

5. Оценка объема, занимаемого выборкой в многомерной диаграмме составов по количеству *разных* ранговых формул, с учетом того, что области диаграммы, описываемые ранговыми формулами одинаковой длины, имеют одинаковую форму и объем. Определяемый объем является одной из форм оценки разнообразия составов выборки — эквивалент размаха содержаний в статистике [33].

6. Выделение вероятных группировок анализов по их близости в координатах *RHA* в пределах генетически родственных составов [1, 3, 4, 13, 27, 37].

7. Сопоставление групп анализов по рассчитываемым обобщенным ранговым формулам [2, 8, 18, 33].

8. Выявление компонентов, наиболее значимых для данного типа пород и процессов их эволюции [1, 2, 4, 11, 16 и др.].

9. В достаточно представительных выборках выделение типичных (модальных) и оригинальных, аномальных анализов, имеющих дефекты некоторых типов [1, 8, 13].

10. Оценка степени новизны материалов выборки по отношению к имеющемуся банку данных [33].

11. Создание коллекций анализов объектов выбранных типов с контролем их представительности (турмалины [1], эвдиалиты [2], скаполиты [8], слюды [13, 44])

12. Идентификация объектов по составу [1, 2, 13, 41].

13. Обнаружение одинаковых анализов в сколь угодно больших совокупностях — *RHA*-описания таких анализов находятся рядом [33].

14. Описание и упорядочение отображений *относительных анализов* [21], наиболее часто используемых в экологии (в качестве эталона используются предельно допустимые концентрации). В геологии такие анализы широко используются, но практически только в графическом виде — в качестве спайдер-диаграмм, что резко ограничивает возможности создания баз данных, поиска аналогов, их сравнения, обобщения.

15. Возможность следующего шага в описании геологических объектов. Компонентами системы (массива, серии, формации...) могут быть так или иначе выделенные и четко различающиеся виды горных пород. Мера интенсивности их проявления в данном геологическом теле — объемные или площадные проценты. Далее процедуры те же, что и для химических и минеральных составов: построение ранговой формулы, расчет энтропийных характеристик. Новое действие — порождение «алфавита-3», извлечение «видов» горных пород из классификации минеральных составов с сохранением их порядка расположения, после чего возможно упорядочение ранговых формул в соответствии с этим алфавитом и получение «формационной классификации» (каталога) массивов, серий, формаций со свойствами, аналогичными для уже описанных классификаций.

Для анализов, упорядоченных в пространстве или во времени:

1. Выявление упорядоченности и уточнение сомнительных генетических последовательностей в естественных последовательностях составов при закономерных изменениях содержаний отдельных компонентов (обычных для вариационных диаграмм) [5, 6].

2. Типизация процессов изменения составов [3—5, 22].

3. Содействие выявлению «простых» однонаправленных процессов — «чистых линий» [3—6, 40].

4. Выделение этапов в циклических и иных сложных процессах эволюции составов [3, 5, 6, 34, 37].

5. Адекватное отображение процессов разделения и смешения при их изучении [5, 6, 24, 25, 35, 39].

6. Визуализация степени равномерности представления анализами процессов изменения составов [3].

7. Оценка и сопоставление протяженности неразрывных (плавно протекающих) процессов [3, 5—7, 33].

8. Геокартирование особенностей химических составов [9, 34, 40].

9. Выявление групп генетически связанных месторождений, экологических аномалий с определением направления на источник рудного вещества или загрязнения [34, 40].

10. Различение минералов, а также горных пород по особенностям их кинетики кристаллизации [34, 37].

В заключение необходимо отметить, что способы описаний, упорядочения и изучения эволюции составов объектов, аналогичные по степени универсальности, автору неизвестны, и он был бы признателен за сообщения о таковых.

Основным препятствием к использованию метода *RHA*, как и всякого универсального метода обработки данных, является давно ставшая традиционной [23] дефектность исходной информации. Удовлетворительный результат при расчете любой интегральной характеристики состава не может быть получен, если сумма анализа отличается от 100% на 1% и бо-

лее (лишь около 20% анализов эвдиалитов имеют суммы больше 97,5% [2]), если вода, уголекислота, фтор, сера, хлор и неизвестно что еще представлены в виде их коллективных масок — п.п.п., *REE*, *TR*. Результат не может быть достоверным, если суммы, будь то относящиеся к процентам или *ppm* анализа, не указаны; если они не соответствуют приведенным в таблицах содержаниям компонентов (иногда во всех анализах таблицы); если в карбонатизированных, сульфидизированных, флюоритизированных породах нет данных об уголекислоте, сере, фторе; если угли не содержат силикатной составляющей, а кимберлиты, слюды, амфиболы — воды; если в таблице, содержащей однородные данные, у компонента наряду с десятками и даже целыми процентами стоят прочерки или нули; если не указан метод анализа и нет сведений о его чувствительности; если даются содержания одних элементов на уровне «*ppm*» и нет сведений о других с их целыми процентами.

Автор убежден в том, что причина отказа геологов от временного увлечения энтропией (в 1960-х—начале 1970-х годов) в неопределенности результатов ее расчетов из-за отсутствия стандартизации при выборе данных для вычислений, а также дефектов аналитической информации.

Главная особенность метода и трудность его восприятия заключается в необходимости воспринимать состав как целое, единое сообщество атомов (или минералов) — их ценоз, а не собрание индивидуальностей, сумма достоинств которых всегда равна константе, т.е. 100% плюс-минус ошибка анализа.

Основы метода *RHA* изложены в работах [25, 26, 33, 41]. Место рассматриваемого подхода в современной науке в отношении ранговых распределений наиболее полно обсуждено в работах [25, 26, 38]. Учебное пособие для работы преимущественно с материалами, не упорядоченными во времени и пространстве — монография [33]. Работа по методу *RHA* и ряду других обеспечивается программным комплексом *PETROS*, автор С.В.Мошкин [17].

Автор выражает свою глубокую благодарность друзьям и соратникам по работе над проблемой Н.И.Красновой, О.И.Фарафоновой, С.В.Мошкину, А.Г.Булаху, В.В.Гордиенко, А.А.Золотареву, а также всем тем, кто своей критикой и поддержкой содействовал развитию метода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андриянец-Буйко А.А., Краснова Н.И., Петров Т.Г. Разнообразие состава турмалинов и их химическая классификация на основе метода *RHA* // Записки ВМО. 2007. Вып. 1. С. 26—38.
2. Булах А.Г., Петров Т.Г. Химическое разнообразие минералов группы эвдиалита, ранговые формулы их состава, химические и химико-структурные разновидности // Записки ВМО. 2003. № 4. С. 1—17.
3. Великославинский Д.А., Елисеев Э.Н., Кратц К.О. Вариационный анализ магматических систем. —Л.: Наука, 1984.
4. Волков В.Н., Петров Т.Г. Элементный состав горючих ископаемых в системе рангово-энтропийных характеристик / Геология угольных месторождений. —Екатеринбург, 2003. С. 195—201.

5. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. —С-Пб.: Изд-во С-Пб. ун-та, 1996.
6. Гордиенко В.В., Петров Т.Г. Исследование редкометалльных пегматитов с использованием языка RHA // Записки ВМО. Вып. 5. 1981. С. 546—558.
7. Егоров Д.Г. Информационные меры для анализа геологических самоорганизующихся систем. —С-Пб.: Наука, 1997.
8. Золотарев А.А., Петров Т.Г., Мошкин С.В. Особенности химического состава минералов группы скаполита // Записки ВМО. 2003. № 6. С. 63—84.
9. Иванова Т.К., Новикова Л.Г., Петров Т.Г. Опыт применения энтропийных показателей для составления геохимических карт / Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Ч. 1. —Хабаровск, 1979. С. 119.
10. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. —М.: Недра, 1997.
11. Краснова Н.И., Петров Т.Г., Балаганская Е.Г. Ранговая формула состава горной породы как основа классификации и номенклатуры фоскоритов и карбонатитов / Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли. —М., 2002. С. 58.
12. Краснова Н.И., Петров Т.Г., Балаганская Е.Г. и др. Систематизация состава горных пород с помощью языка RHA (на примере глубинных щелочно-ультраосновных и фоскорит-карбонатитовых комплексов) / Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. —Иркутск, 2002. С. 276—295.
13. Краснова Н.И., Петров Т.Г., Ретюнина А.В. Практические аспекты использования метода RHA для классификации минералов группы слюд // Записки ВМО. 2008. Т. 14. №2.
14. Куликов В.С., Куликова В.В., Пухтель И.С. Палеопротерозойский ультрамафический магматизм Восточной и Центральной Карелии / Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. —Иркутск, 2002.
15. Ле-Ба М., Штрекайзен А. Л. Систематика магматических горных пород Международного союза геологических наук // Записки ВМО. 1991. № 4. С. 1—20.
16. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. —М.: Высшая школа, 1984.
17. Мошкин С.В., Шелематов А.С., Петров Т.Г., Краснова Н.И. «PETROS-2» — программный комплекс для обработки петрохимических данных / Геохимия магматических пород. —Апатиты, 2003. С. 115—116.
18. Новикова Л.Г., Петров Т.Г. Метод RHA как средство описания, организации и изучения химико-аналитических данных (на примере тектитов) ДЕП. ВИНТИ. 13.04.92. № 1232-B92.
19. Петров Т.Г. О мере сложности геохимических систем с позиций теории информации // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191. № 4. С. 1094—1096.
20. Петров Т.Г. Обоснование варианта общей классификации геохимических систем // Вестник ЛГУ. 1971. № 18. С. 30—38.
21. Петров Т.Г. Универсальная схема представления химических анализов для создания фактографических информационно-поисковых систем в области геохимии // Вестник ЛГУ. 1972. № 18. С. 51—58.
22. Петров Т.Г. Опыт общей классификации петрохимических систем / Тр. ЛОЕ. Т. 74. Вып. 2. Проблемы геологии. —Л.: Изд-во Ленинградского гос. ун-та, 1974. С. 84—97.
23. Петров Т.Г. Состояние информации о вещественном составе геологических объектов // Советская геология. 1976. № 7. С. 108—118.
24. Петров Т.Г. Проблема разделения и смешения в неорганических системах / Геология / Под ред. В.Т.Трофимова. Т. 2. —М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 1995. С. 181—186.
25. Петров Т.Г. Информационный язык для описания составов многокомпонентных объектов // Научно-техническая информация. Сер. 2. 2001. № 3. С. 8—18.
26. Петров Т.Г. Рангово-энтропийный подход к описанию составов геологических объектов и их изменений (на примере геологической ценологии) // Общая и прикладная ценология. 2007. № 5. С. 27—33.
27. Петров Т.Г., Золотарев А.А. Возможности классифицирования минералов с использованием информационного языка RHA (на примере моноклинных пироксенов) // Записки ВМО. 2000. Ч. 129. № 3. С. 117—128.
28. Петров Т.Г., Книзель А.А., Усанова С.С. Информационно-поисковая система «Химия природных объектов» / Магматические и метаморфические формации Средней Азии и петрологические критерии рудоносности. —Ташкент, 1983. С. 153—155.
29. Петров Т.Г., Краснова Н.И. R-каталог состава минералов как часть единого RHA-каталога химических составов геологических объектов / Минералогические музеи. —С-Пб.: Изд-во С-Пб. гос. ун-та, 2005. С. 368.
30. Петров Т.Г., Краснова Н.И. Принцип создания минеральной классификации горных пород с использованием метода RHA (на примере фоскоритов и карбонатитов) / Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. —Миасс, 2006. С. 191—195.
31. Петров Т.Г., Ляпичев А.Г., Суслов Г.И., Книзель А.А. Межзеренное вещество в ксенолите шпинелевого лерцолита // Записки ВМО. 1993. Ч. 12. В. 2. С. 138—144.
32. Петров Т.Г., Мошкин С.В. О характере изменения статистической энтропии при контактовых взаимодействиях // Вестник ЛГУ. 1971. № 12. С. 154—156.
33. Петров Т.Г., Фарафонова О.И. Информационно-компонентный анализ. Метод RHA. —С-Пб., 2005.
34. Петров Т.Г., Фарафонова О.И., Соколов П.Б. Информационно-энтропийные характеристики состава минералов и горных пород как отражение напряженности процесса кристаллизации // Записки ВМО. 2003. № 2. С. 33—40.
35. Руденко Ю. Л., Петров Т.Г., Мошкин С.В. «Сложность» и «чистота» химического состава как проявление процессов разделения при формировании турбидитов (на примере современных отложений) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2005. № 1. С. 24—34.
36. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Под ред. В.Н.Шванова. —С-Пб.: Недра, 1998.
37. Сметанникова О.Г., Гордиенко В.В., Петров Т.Г., Книзель А.А. О связи структурного состояния плагиоклазов и информационных характеристик химического состава мусковитов слюдоносных пегматитах // Записки ВМО. Ч. 103. 1974. Вып. 5. С. 632—635.
38. Чебанов С.В., Петров Т.Г. Язык-метод RHA для описания составов многокомпонентных объектов и процессов их изменения / Техногенная самоорганизация и математический аппарат ценологических исследований. Ценологические исследования. Вып. 28. —М., 2005. С. 345—379.
39. Шурубор Ю.В. Об одном свойстве меры сложности геохимических систем // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 2. С. 453—456.
40. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Макеев А.Б., Петров Т.Г. Сфалерит Пайхойско-Южноземельской провинции (топоминералогия и типоморфизм) / Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 24. —Сыктывкар, 1978. С. 23—52.
41. Krasnova N., Petrov T., Balaganskaya E. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. Ed. F.Wall, A.A.Saitzev. Foscorites and carbonatites from the mantle to main: the key example of Kola alkaline province. Publ. Min. Soc. of GB et Irl. —L., 2004. P. 45—74.
42. Krasnova N.I., Petrov T.G., Moutte J. A new rock classification system applied to ultrabasic-alkaline and phoscorite-carbonatite rocks // Periodico di Mineralogia. (Italy) 2003. Special issue: Eurocarb. P. 115—123.
43. Petrov T., Krasnova N. Basis for the uniform description and ordering of chemical and mineral composition of geological object // Mineral diversity — research fnd. preservation. — Sofia, 2005.
44. Petrov T.G., Krasnova N.I. Chemical classification of micas as a part of general chemical classification of geological objects using the RHA method // Bull.de Liason de la Soc. Trans. de Miner. et. Crist. 2004. Vol. 16. № 2. P. 64—65.

Памяти Льва Исааковича Красного

Лев Исаакович Красный — крупнейший геолог с мировым именем, выдающийся тектонист, член-корреспондент РАН, лауреат Ленинской и Государственной премий, заслуженный деятель науки РФ, Почетный разведчик недр, участник Великой Отечественной войны — скончался 25 мая 2008 г. на 98-м году жизни.

Родился Л.И.Красный 4 апреля 1911 г. в Санкт-Петербурге в семье учителя. После окончания школы в 1927 г. он два года работал в правлении Северо-Западных железных дорог. В 1930 г., закончив курсы коллекторов при Неметаллическом геологоразведочном институте, образовавшемся после реорганизации Геолкома, был зачислен коллектором в полевую партию только что созданного ЦНИГРИ, работающую на Курской магнитной аномалии. Учеба Льва Исааковича в Ленинградском горном институте (1930—1936) была прервана командировкой на Сахалин, где он проводил геологическую съемку на севере острова (1933—1934). С этого времени Дальний Восток стал для Л.И.Красного главным регионом. Последовали работы в Нижнем Приамурье, Приморье, Западном Приохотье сначала в Дальневосточном геологическом управлении, а с 1939 г. во ВСЕГЕИ. Вся дальнейшая жизнь и деятельность Льва Исааковича Красного, кроме военных лет, теснейшим образом была связана со ВСЕГЕИ.

Учебу Л.И.Красного в аспирантуре прерывает Великая Отечественная война. С 1941 г. он командир огневого взвода, командир батареи, затем начальник штаба Отдельного артдивизиона Краснознаменного Балтийского флота на форту Красная Горка. После демобилизации в 1946 г. вел работы в Западном Приохотье по поискам радиоактивных руд.

В 1947 г. Лев Исаакович защищает кандидатскую диссертацию на тему «Геология Нижнего Приамурья».

В 1950-е годы старший научный сотрудник ВСЕГЕИ Л.И.Красный руководит составлением первых листов Госгеолкарты-1000 в Приамурье и Западном Приохотье, обращая пристальное внимание на особенности тектонического строения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых в регионе.

В 1957 г. Лев Исаакович Красный защищает докторскую диссертацию. С 1956 по 1975 г. он возглавляет отдел геологии и полезных ископаемых Восточных районов во ВСЕГЕИ. В эти годы по инициативе Льва Исааковича и под его редакцией выходят первые Геологическая и Тектоническая карты Хабаровского края и Амурской области (масштаб 1:1 500 000; 1958, 1959) и уникальный комплект четырех карт северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в пределах СССР) масштаба 1:15 000 000 — геологическая, структурно-формационная, экзогенной и эндогенной минерализации (1966—1977). Также под его редакцией выходит мо-



нография по геологии Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (1979).

В те же годы Л.И.Красный — председатель комиссии ВСЕГЕИ по составлению новой «Инструкции по организации и производству геологической съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:500 000», член Стратиграфической комиссии и организатор 1-го Дальневосточного стратиграфического совещания (1956) — одного из первых региональных совещаний в стране. Он оставался руководителем и всех последующих Дальневосточных совещаний (1965, 1978, 1990).

В 1964 г. группе дальневосточных геологов и разведчиков присуждается Ленинская премия за открытие и разведку крупного оловорудного месторождения Солнечное в Нижнем Приамурье. Среди лауреатов Л.И.Красный.

В 1970-е годы Лев Исаакович активно занимается рассмотрением различных проблем тектоники, в том числе тектонической систематики (1972), а позже обосновывает новое направление тектоники — геоблокное, опубликовав книгу «Глобальная система геоблоков» (1984).

В 1970 г. Л.И.Красный был избран членом-корреспондентом АН СССР. Со следующего года он работает в Хабаровске заведующим отделом региональной геологии в Дальневосточном научно-исследовательском институте минерального сырья и заведующим сектором зарубежной тектоники в Институте геологии и геофизики ДВО АН СССР. Одновременно он включается в возложенную на ВСЕГЕИ работу над многотомным изданием «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», подготовив с коллективом первый «экспериментальный» том (Т. 8 «Восток СССР». 1988).

Возвратившись в Ленинград в 1975 г., Лев Исаакович по поручению Мингео СССР возглавил Совет по координации геологических и геофизических работ в зоне строящейся Байкало-Амурской магистрали (КНИР БАМ). На протяжении 17 лет проводятся

комплексные исследования района, оперативно выпускаются сборники статей, выходят двухтомная монография «Геология зоны БАМ» и Атлас карт геологического содержания зоны БАМ (1988). Группе участников этих работ, включая Л.И.Красного, присуждается Государственная премия.

В трудные годы начала 1990-х по инициативе Л.И.Красного организуется составление совместно с китайскими геологами «Геологической карты Приамурья и сопредельных территорий» (1:2 500 000, два издания — 1996; 1999).

ВСЕГЕИ в 1995 г. начинает подготовку шеститомной монографии «Геология и полезные ископаемые России». Лев Исаакович назначается заместителем главного редактора и ответственным за обобщающий шестой том, над которым он работал до последних дней. В начале XXI в. он организует составление уникального энциклопедического справочника «Планета Земля». В 2004 г. вышел его первый том «Тектоника и геодинамика», подготовлен к печати следующий том «Минерагения», который Л.И.Красный вместе с главным редактором О.В.Петровым и редактором Б.А.Блюманом намеревался представить Ученому совету ВСЕГЕИ в мае 2008 г.

Активная научная деятельность Льва Исааковича Красного простиралась далеко за пределы нашей страны: он выступал с докладами на восьми сессиях Международного геологического конгресса (с XXII по XXXII), на двух Тихоокеанских международных конгрессах, участвовал в научных заседаниях и полевых экскурсиях в Боливии, Канаде, КНР, МНР, Польше, США и Японии.

Л.И.Красный — автор более 250 опубликованных научных работ, среди которых 23 монографии, составитель и редактор 26 геологических карт — от среднemasштабных до охватывающих всю планету (оригинальная Геолого-минерагеническая карта Мира была представлена им в 2000 г. на XXXI сессии МГК в Рио-де-Жанейро). Долгие годы Лев Исаакович был членом редколлегии журналов «Советская геология» (позже «Отечественная геология»), «Геотектоника», «Региональная геология и металлогения», членом Ученых советов ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеология. По

его инициативе были учреждены научные чтения памяти А.П.Карпинского и А.Д.Щеглова во ВСЕГЕИ и памяти И.С.Грамберга в ВНИИОкеангеология. Он сумел добиться решения правительства Санкт-Петербурга о создании памятника А.П.Карпинскому.

Боевые заслуги фронтовика Л.И.Красного оценены тремя орденами «Отечественной войны» и многими медалями, в том числе медалью «За оборону Ленинграда», которой он очень гордился. За трудовые достижения кроме Ленинской и Государственной премий он был награжден орденами «Знак Почета» (1975), «Дружба народов» (1985) и «Орден Почета» (2002).

Лев Исаакович Красный был достойным продолжателем славных традиций Геологического комитета ВСЕГЕИ. Его региональные работы по Дальнему Востоку и Тихоокеанскому подвижному поясу, сопровождаемые составлением комплектов геологических карт, переросли в фундаментальные исследования по тектонике и всегда имели целью геологическое обоснование перспективных районов для постановки прогнозных и поисковых работ на различные полезные ископаемые, на укрепление минерально-сырьевой базы страны. Благодаря ему была создана геологическая дальневосточная школа и образовано новое направление тектоники — геоблоковое.

Среди многих замечательных качеств Льва Исааковича надо прежде всего назвать инициативность и настойчивость, умение раньше других обнаруживать назревшие проблемы и оперативно включаться в их решение, прирожденную способность организовывать творческие коллективы.

Уход Льва Исааковича Красного — невосполнимая потеря для отечественной геологии. Научные труды его уже вошли в золотой фонд мировой науки. Благодарная память о Льве Исааковиче Красном сохранится у всех его друзей, коллег, учеников.

*Ученые советы ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Новая книга о системной организации процессов геологического развития Земли*

Г.В.РУЧКИН (ЦНИГРИ)

Проблемы закономерностей энергетики и динамики эволюции литосферы и других внешних оболочек Земли относятся к числу фундаментальных и до сих пор не решенных дискуссионных проблем. Определенный вклад в их решение вносит научный труд С.Я.Сергина, в котором изложена разработанная автором концепция функционирования глобальной геологической системы, включающей астеносферу, литосферу, гидросферу, атмосферу и биосферу.

В своей работе автор отказался от традиционного для геотектоники рассмотрения предположительных геодинамических процессов с их возможными геоэволюционными последствиями. Внимание сосредоточено на исследовании взаимосвязи (организации) экзогенных и эндогенных процессов, реально протекающих во внешних оболочках Земли. Проведен анализ энергетики, функциональной структуры глобальной геологической системы и места в ее иерархии геосистем. Направленность и причины геоэволюции анализируются с позиций междисциплинарного подхода на основе системной методологии.

Основное место в монографии отведено изучению подсистем глобальной геологической системы и их взаимодействий, существенных для формирования тектонических структур и событий. Автор выстраивает формализованную модель геологического круговорота вещества и обращает внимание на принципиальную геотектоническую роль этого процесса. Он развивает представление В.И.Вернадского и его последователей о решающем значении для круговорота геохимической аккумуляции солнечной энергии и ее расходования на региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и орогенез. С помощью расчетов энергетического баланса предложено объяснение природы геосинклинальных циклов. Опираясь на эмпирические знания и рассмотрение динамики геосинклинально-орогенных систем, автор дает логическое описание процесса зарождения и эволюции континентов. В развитие существующих представлений приводятся теоретические доказательства того, что в орогенические эпохи вследствие появления и разрастания ледников возникают холодные геократические периоды. Анализируется упущенная в геодинамике и геотектонике обратная связь климат—литосфера: в

холодные периоды понижение температуры литосферы влечет за собой появление глобальной сети глубинных разломов и разломно-магматических систем, особенно в пределах океанического ложа. Последующее функционирование этих систем, по мнению автора, имеет важное значение в формировании океанической литосферы с ее хребтами и рифтами.

Главный итог работы — построение системной концепции геологического развития Земли, в соответствии с которой геоэволюция — это проявление динамики и развития глобальной геологической системы. Природу глобальных геологических циклов автор объясняет собственной колебательной динамикой системы, а поступательную геологическую эволюцию — необратимыми изменениями структуры тектоносферы в последовательности циклов. Откровением для геодинамики и геотектоники будет мысль о том, что рассматриваемая система, как и любая другая динамическая система, воздействует на свое окружение. Различие свойств мантии под континентами и океанами, выявленное сейсмотомографией, получает свое объяснение в связи с пространственными особенностями воздействия глобальной геологической системы на глубокие слои мантии.

В монографии представлены доводы о генерации магнитного поля Земли в пределах описываемой системы. При этом миграция палеомагнитных полюсов объясняется не дрейфом материков, а изменениями самого магнитного поля.

Автором суммируются диагностические и прогностические выводы, предлагаются идеи полевых и литературных экспериментов, позволяющие проверить системную геотектоническую концепцию. Дальнейшее развитие концепции С.Я.Сергин видит в построении математической модели глобальной геологической системы и модельном воспроизведении геоэволюционных событий и структур тектоносферы.

Достоинствами работы являются междисциплинарный охват вопросов геоэволюции, содержательность и логичность. Естественно, имеются дискуссионные положения, и можно ожидать, что системная концепция станет предметом широкого обсуждения специалистов наук о Земле.

*Сергин С.Я. Системная организация процессов геологического развития Земли. — Белгород: Изд-во БелГУ. С. 360.

Преобразование геотектонической карты Земли

В.Н.ИВАНОВ (ОАО «Регионалгеология» Госкомгеологии Республики Узбекистан)

Специфические геометрические преобразования геотектонической карты, ведущие к появлению правильных геометрических фигур границ тектонических плит (рис. 1; карта взята из «Горной энциклопедии», М., 1986); закономерных геометрических фигур наложенной на данную карту и также преобразованной различной графической информации (геотектонической, геологической, геофизической, сейсмологической и др.) Геологически универсальное применение — прогноз месторождений полезных ископаемых, землетрясений и др.

Геотектоническая карта Земли в прямоугольной картографической проекции разбивается на достаточно малые вертикальные или горизонтальные блоки. Затем проводится выравнивание по прямой линии наиболее протяженных границ тектонических плит (зон раздвигания — спрединга). Данные операции (разбивка и выравнивание) производятся сначала в горизонтальном (разбивка) и вертикальном (выравнивание) направлениях, затем вновь в вертикальном (разбивка) и горизонтальном (выравнивание) направлениях; или наоборот (рис. 2).

С некоторых пор автора публикации стала смущать беспорядочность и хаотичность основных тектонических структур Земли. Оказалось, что основные тектонические структуры могут приобрести симметрию, *при условии, что карта Земли будет плоской (дана в прямоугольной картографической проекции).*

Сначала нарезаются достаточно малые прямоугольные блоки. Затем следует просто выровнять по прямой линии структуры, проходящие почти через всю Землю, — зоны

раздвигания (спрединга) Атлантического и Южного океанов. Другие тектонические структуры не удовлетворяют условию прохождения их через всю земную поверхность, хотя их также можно выровнять. *Все кривые линии на самом деле прямые.*

Плоскую карту Земли можно преобразовать двумя способами: 1) сначала выравнивается зона Атлантического спрединга, затем зона Южного; 2) сначала выравнивается зона Южного спрединга, затем зона Атлантического. В обоих случаях *получаются карты с выраженными элементами симметрии.* Обычная плоская (в прямоугольной проекции) геотектоническая карта Земли обладает симметрией *в гораздо меньшей степени.*

Симметричные (или почти симметричные) структуры показаны на преобразованной плоской карте Земли тонкими линиями (см. рис. 2). Они образуют закономерные узоры с зеркальной симметрией или с симметрией трансляции и говорят сами за себя. Основные нефтяные месторождения, например, расположены вдоль этих, почти прямых, линий. Если выравнивать описанным способом тектонические структуры не на плоской карте Земли, то получатся очень сильные искажения. Данный универсальный метод преобразования плоской карты Земли предлагается для практического использования. Причем эта методика ни в коей мере *не противоречит тектонике плит.*

В том случае, если попробовать сделать накладку на получаемые карты с выровненными тектоническими структурами нефтегазоносных бассейнов и рудных месторождений, они также должны быть симметричными и тогда можно прогнозировать еще не открытые месторождения. Умозрительно это получается путем сравнения карт месторождений с плоской преобразованной геотектонической картой Земли.

Такую же операцию можно проделать с вулканизмом и сейсмичностью. Должна быть симметричность и, следовательно, возможен прогноз мест будущих землетрясений и извержений вулканов. Автор письма предлагает эту универсальную методику.

В результате наложений должно получиться, что нефтегазоносные бассейны, рудные месторождения, эпицентры землетрясений, вулканы располагаются симметрично на Земле или по прямой линии, или по длине линий относительно основных тектонических структур.

Можно попробовать сделать и другие накладки, в процессе которых должна получиться симметрия. Сделайте это и получите очень интересный результат.

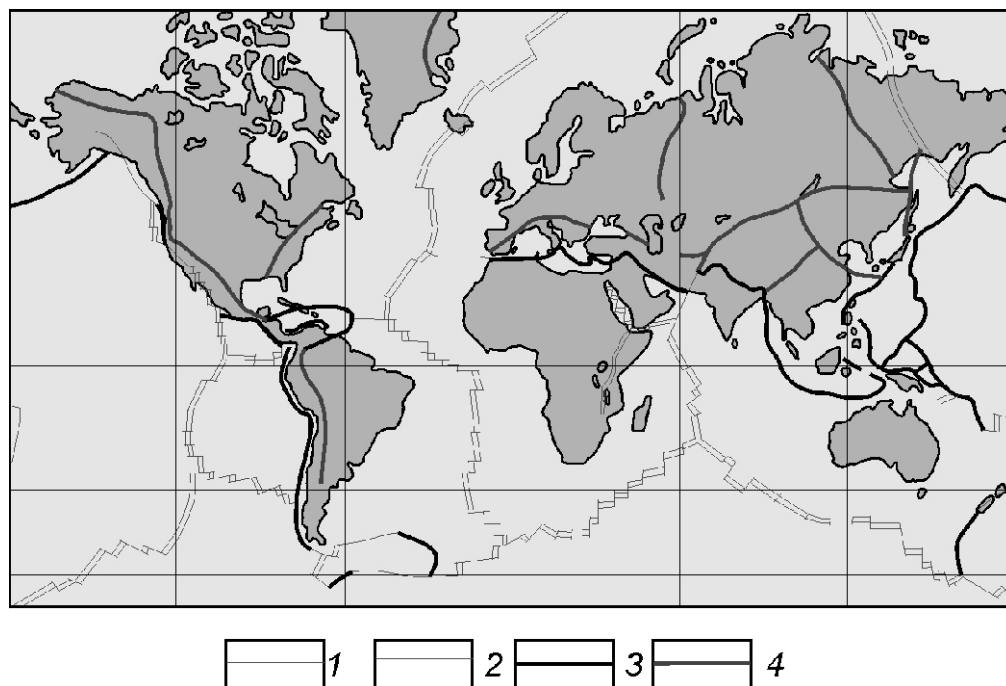


Рис. 1. Литосферные плиты Земли:

1 — трансформные разломы; 2 — оси срединно-океанических хребтов и внутриконтинентальных рифтов; 3 — зоны субдукции; 4 — крупные надвиги

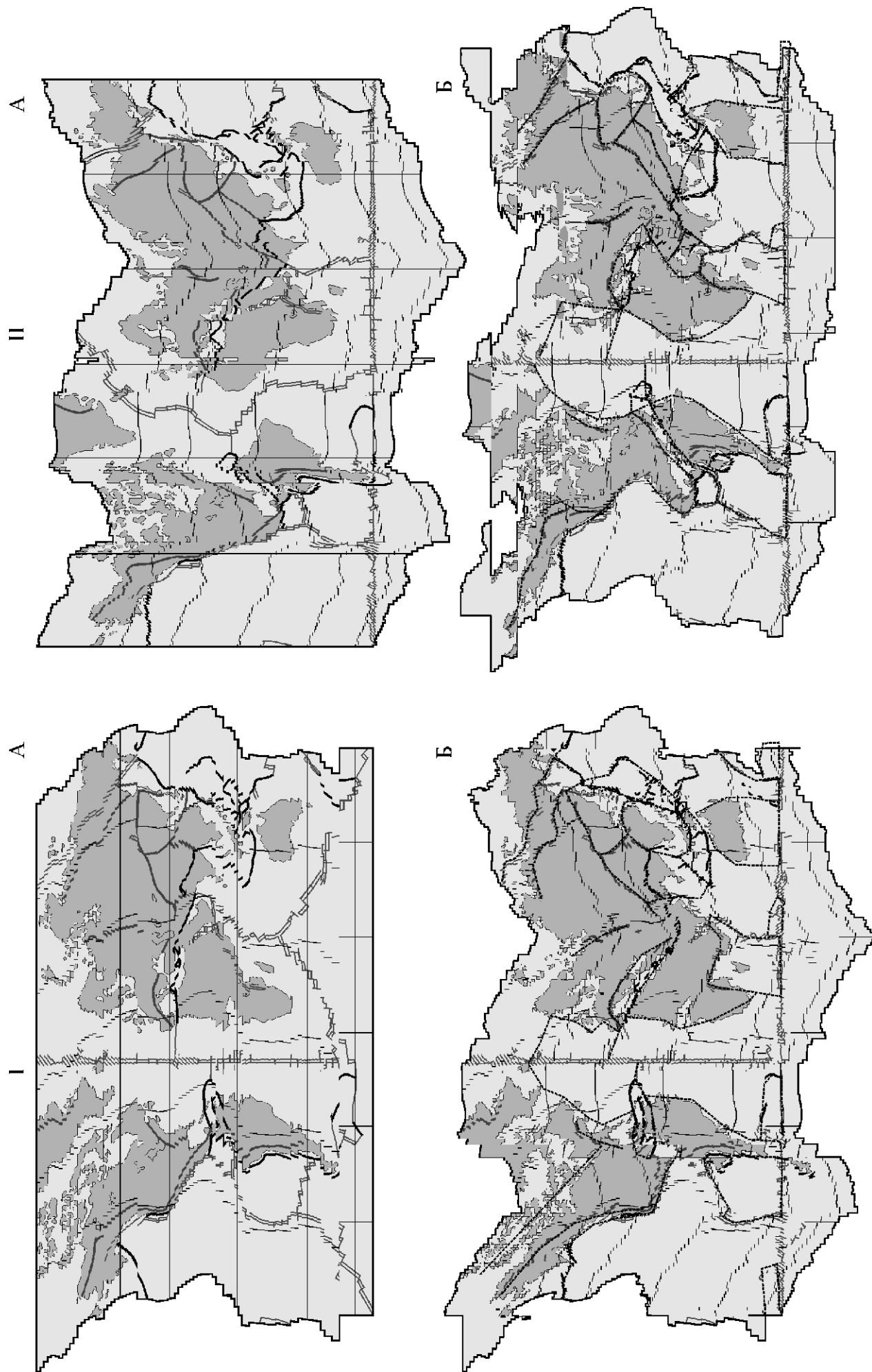


Рис. 2. Вертикально-горизонтальное (I) и горизонтально-вертикальное (II) преобразования

60-летие Алексея Владимировича Перцова

Директору Научно-исследовательского института космоаэрогеологических методов Алексею Владимировичу Перцову 6 июля 2008 г. исполнилось 60 лет. А.В.Перцов — ведущий специалист в области использования материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для решения различных геологических и природоресурсных задач.

В 1971 г. А.В.Перцов окончил геологический факультет Ленинградского государственного университета по специальности геолог-съемщик-поисковик, но был призван на службу в Советскую армию. После службы в армии в 1973 г. он поступил на работу в Лабораторию аэрометодов (ЛАЭМ), где и работает по настоящее время, пройдя путь от инженера до директора института.

Первый опыт работы с аэрофото- и космическими снимками А.В.Перцов приобрел в Северном Казахстане (Тургайский прогиб). Здесь его первыми наставниками были ведущие специалисты в области фотогеологии В.И.Астахов, Г.В.Гальперов, Б.Н.Можаяев.

В то время местных геологов интересовал погребенный фундамент прогиба в связи с поисками бокситов, меди и железа. Группа специалистов ЛАЭМ разработала по заказу Северо-Казахстанского геологического управления методику применения аэрофотоснимков для выявления погребенных объектов чехла и фундамента и дала прогнозные рекомендации на бокситы, медно-порфировые руды и железо. Активное участие в этой работе принял и молодой специалист А.В.Перцов. Результаты работы опубликованы в монографии «Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения» (1979). Именно с этого времени глубинное геологическое дешифрирование вошло в практику геологоразведочных работ. Полученные в результате работ материалы по геологии и перспективам рудоносности Тургайского прогиба легли в основу диссертации, которую А.В.Перцов защитил в 1982 г.

В начале 1980-х годов А.В.Перцов проводил полевые работы на Южном Урале, разрабатывая отдельные вопросы глубинного геологического дешифрирования: распознавание наклонно залегающих пород по статистическому описанию их ландшафтных индикаторов, модели литолого-стратиграфических комплексов структурных форм Зауралья, геоиндикация глубинных объектов при металлогенических исследованиях молодых платформ и др.

В середине 1980-х годов он руководил полевыми работами в Центральных Кызылкумах на крупнейших золотых и золотосеребряных месторождениях, разрабатывая методику поэтапного (на различных уровнях генерализации) комплексного дешифрирования ДЗЗ при прогнозно-металлогенических исследованиях с последовательной интерпретацией геологических, геохимических и рудоформационных данных, а также анализом структурных ареалов магма-



тизма. В этот же период Алексей Владимирович принимал участие, а затем и руководил аэросъемочными работами на территории Германии, Чехии, Словакии, Болгарии. В 1983 г. А.В.Перцов был назначен заместителем директора, а в 1986 г. он стал директором Лаборатории аэрометодов, на базе которой был создан Всероссийский научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов (ВНИИКАМ), в настоящее время ГУП «ВНИИКАМ». Под руководством А.В.Перцова осуществлено техническое перевооружение института, который располагает современной вычислительной техникой и лицензионным программным обеспечением для обработки аналоговых и цифровых многоспектральных космических снимков.

В новой административной должности А.В.Перцов не оставляет научной деятельности и занимается разработкой методологии ДЗЗ и определением приоритетных направлений космоаэрогеологических исследований. Им разработана системная информационная модель процесса дистанционного зондирования природных ресурсов, определена его структура и функционирование. В структуре процесса дистанционного зондирования выделены функциональные (соответствуют этапам процесса зондирования) и целевые (отвечают классам объектов исследования) подсистемы, определена структура системы дистанционного зондирования природных ресурсов, рассмотрены принципиальные особенности выделенных подсистем и проведена оценка информационных возможностей и ограничений указанного зондирова-

ния геологической среды, определены критерии эффективности таких методов по целевым подсистемам.

Другим направлением, с которым связана научная деятельность А.В.Перцова, являются металлогенические и тектоно-магматические исследования на основе материалов аэро- и космических съемок. Серия публикаций посвящена разработке критериев прогнозирования и создания прогнозно-поисковых моделей крупнейших рудных объектов, в т.ч. космоструктурных критериев локализации золоторудных гигантов, на основе материалов дистанционного зондирования, разработке методики составления прогнозно-металлогенических карт на основе компьютерного комплексного анализа цифровых космических и геолого-геофизических данных.

С 1995 г. НИИКАМ под руководством Алексея Владимировича Перцова выполняет работы по созданию опережающей дистанционной основы для листов Госгеолкарты-1000/3 (ДО-1000) и Госгеолкарты-200/2 по материалам отечественных и зарубежных космических съемочных систем, обеспечивая дистанционной основой геологосъемочные, геолого-разведочные и другие работы по заданиям Федерального агентства по недропользованию (Роснедра).

В рамках этого направления создана дистанционная основа территории России масштаба 1:5 000 000 по материалам съемок системами MCY-CK и MODIS, для Атласа «Космический образ России» созданы аннотированные космофотокарты масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, представляющие собой цветные композиции — синтезированные изображения по материалам Landsat ETM с пояснительным текстом и иллюстративным материалом, содержащим информацию о наиболее важных особенностях геолого-геоморфологического строения территории и их отражении на космофотокартах, сведений об основных полезных ископаемых и уникальных природных объектах, расположенных в пределах листов.

Результаты работ по созданию и использованию ДО-1000 и ДО-200, кроме отдельных статей, опубликованы в подготовленных сотрудниками НИИКАМ

монографии «Аэрокосмические методы геологических исследований» (2000), справочнике «Методы дистанционного зондирования Земли при решении природоресурсных задач» (2004), главным редактором которых является А.В.Перцов. В двух юбилейных тематических выпусках журналов — «Региональная геология и металлогения» (№ 21, 2004) и «Отечественная геология» (№ 3, 2004), представлены научно-методические разработки сотрудников руководимого Алексеем Владимировичем института.

А.В.Перцовым опубликовано более 60 печатных работ в России и за рубежом. Он является редактором и соавтором монографий, сборников, справочника и методических рекомендаций по использованию материалов дистанционного зондирования при геологическом и геоэкологическом картографировании, прогнозно-металлогенических исследованиях, мониторинге экзогенных геологических процессов.

Благодаря усилиям А.В.Перцова, НИИКАМ сохранил научный потенциал и успешно продолжает научно-методическую деятельность не только в России, но и за рубежом. Высококвалифицированные специалисты института участвуют в международных проектах по верификации космических данных, получаемых современными съемочными системами Японии (JERS-1, ALOS, Канады и США (RADARSAT)). Многие воспитанники института успешно работают в профильных учреждениях Российской академии наук, Министерства природных ресурсов России и других ведомств.

А.В.Перцов является сопредседателем рабочей группы Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (WG4 Remote Sensing Tectonics and Ore Prospecting IAGOD).

Алексей Владимирович Перцов награжден отраслевыми медалями и знаком «Почетный разведчик недр».

*Ученый совет НИИКАМ
Редколлегия журнала*