

УДК 550.3:550

## СТРОЕНИЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМОВСКОГО СВОДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

© 2010 г. Р. П. Готтих\*, Б. И. Писоцкий\*\*, В. И. Галуев\*, С. И. Каплан\*

\*ВНИИГеосистем

117105, г. Москва, Варшавское шоссе, 8

\*\*Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН)

119991, г. Москва, ул. Губкина, 3

e-mail: pisotskiy@list.ru

Поступила в редакцию 29.12.2008 г.

На примере материалов комплексных геофизических исследований по отрезку профиля 1-СБ, проходящего в широтном направлении через Камовский свод Байкитской антеклизы Сибирской платформы дан анализ геологических процессов, обусловивших формирование внутрикоровых и мантийных аномалий. Показано, что современный облик земной коры юга Сибирской платформы вообще и Байкитской антеклизы в частности, сформировался в результате совокупного проявления геодинамических процессов в архейско-раннепротерозойское время и последующего преобразования коры в результате многостадийного внедрения магм различного состава и связанных с ними флюидов.

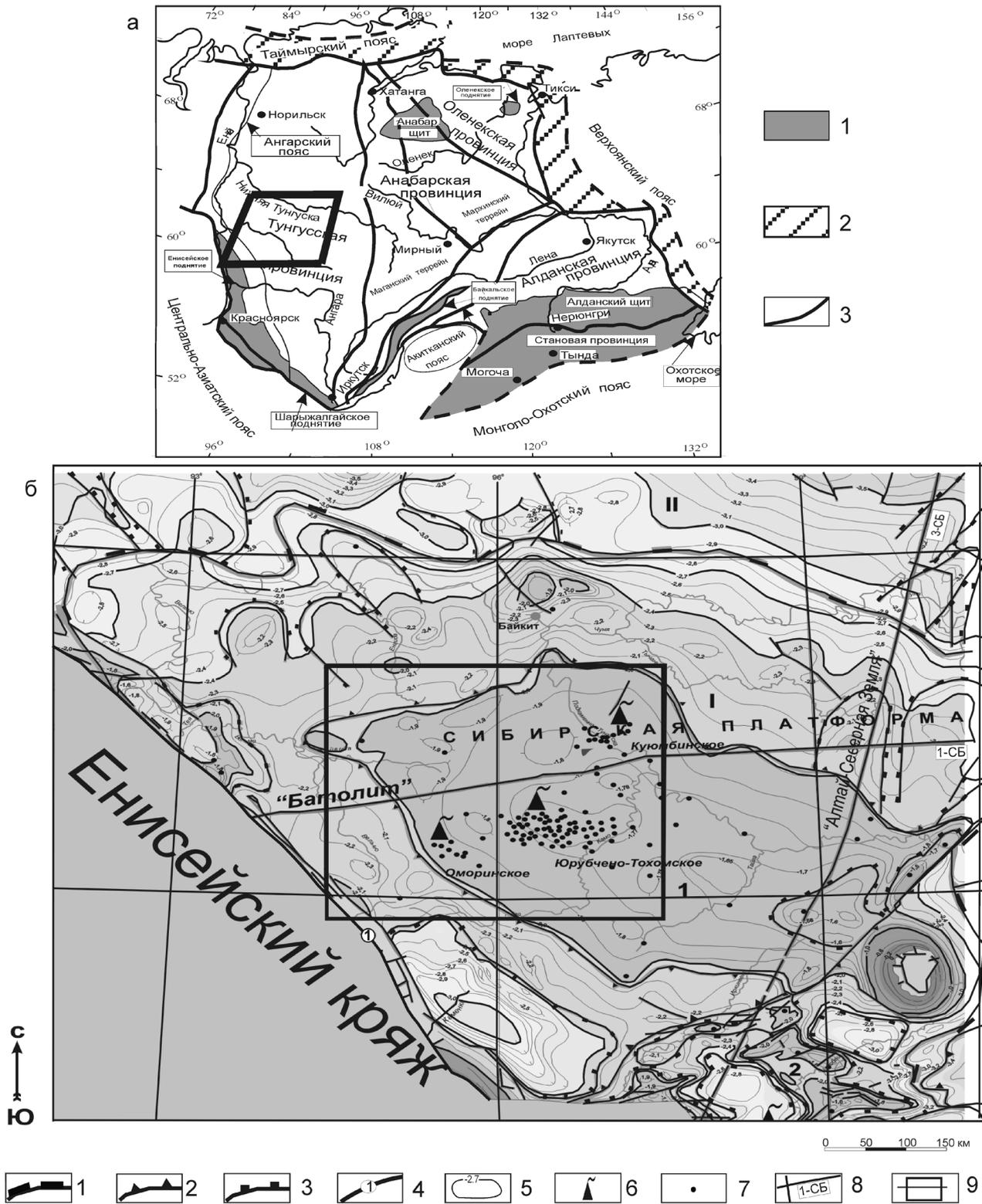
Ключевые слова: *Сибирская платформа, геодинамика, магматизм, земная кора, мантийные плюмы.*

### ВВЕДЕНИЕ

Развитие минерально-сырьевой базы страны невозможно без широкого применения региональных геофизических исследований с целью изучения закономерностей глубинного строения консолидированной земной коры регионов, развития теоретических основ прогнозирования и поисков стратегических видов минерального и неминерального сырья. Работы, проведенные в районах с выявленной рудоносностью и (или) нефтеносностью геологических разрезов, показали наличие пространственной совмещенности зон рудообразования или нефтегазоаккумуляции с областями аномального строения земной коры [7, 17, 27, 29]. Отличительной особенностью геофизических работ последних лет является комплексирование сейсморазведки с другими геофизическими методами, что значительно повышает достоверность разрабатываемых моделей строения земной коры. Большой объем исследований выполнен на юге Сибирской платформы, где в комплексе с сейсморазведкой проведены электроразведочные (МТЗ) и магнито-гравитаразведочные исследования. В настоящее время на основе обработки геофизических материалов как последних лет, так и 70–80-х годов построены глубинные геолого-геофизические разрезы Сибирской платформы, уточнено строение зон глубинных разломов, по скоростным параметрам выделены и охарактеризованы варьирующие по мощности слои консолидированной земной коры. Построены карты релье-

фа поверхности Мохоровичича и карта граничных скоростей вдоль этой поверхности [43, 44].

В верхней части кристаллического фундамента Камовского свода и его склонов в комплексе с гравитационными, магнитными и геологическими данными в створе профиля Батолит (1-СБ), секущего Байкитскую антеклизу в широтном направлении, выделены: гранито-гнейсовый комплекс (с глубины ~4 км до ~10 км), гранулитовый (до глубин ~27–28 км), и дифференцированный по объему – базитовый – до границы М [44]. В восточном сечении Камовского свода в створе профиля г. Кызыл – пос. Кислокан (Рифт-5) хорошо выражено по геофизическим данным нижнекоровое куполовидное поднятие базитового слоя. На основе обработки данных сейсморазведочных профилей МОГТ Батолит и Алтай–Северная Земля в пределах консолидированной земной коры юга Сибирской платформы по особенностям строения волнового поля и на основании изученных физических параметров – скорость, плотность (в меньшей мере по геоэлектрическим характеристикам) – предположительно определен вещественный состав сейсмогеологических комплексов [14, 39]. Фиксировано резкое поднятие поверхности Мохоровичича от Енисейского пояса (Н = 50–60 км) в направлении Камовского свода до глубин 40–42 км с последующим ступенчатым погружением на восток до 50–52 км в пределах восточной части Байкитской антеклизы. Верхняя часть консолидированной земной коры в волновом поле выражена относительно “прозрачным” слоем переменной мощности, нижняя граница ко-



**Рис. 1.** Основные элементы структуры Сибирского кратона (а) и область исследований в пределах Байкитской антеклизы (б), по [38, 55].

а: 1 – обнаженные площади фундамента, 2 – палеозой-мезозойские складчатые пояса фундамента, 3 – главные разломные зоны (в пределах кратона – сутуры).

б: 1–3 – границы структур: 1 – надпорядковых (I – Байкитская антеклиза, II – Курейская синеклиза), 2 – I порядка (1 – Камовский свод, 2 – Иркинеево-Чадобецкий выступ), 3 – наиболее крупных II порядка; 4 – Ангаро-Бахтинская зона разломов; 5 – изогипсы по подошве соленосно-карбонатной формации кембрия; 6 – скопления углеводородов; 7 – глубокие скважины; 8 – опорные геофизические профили; 9 – район исследований.

того проводится по появлению на разрезах энергетически выраженных групп отраженных волн зонального типа, развитых в нижней и средней частях земной коры. Сравнение данных ГСЗ и МОГТ показало удовлетворительную картину совпадения границ поверхности кристаллического фундамента и Мохо в пределах Камовского свода. В остальных случаях расхождение между методами составляет по границе М до 6–10 км. В [37] также на основе материалов МОГТ подчеркивается сегментарная значительная сейсмическая расслоенность нижней части коры и верхней мантии юга Сибирской платформы. К основным факторам, контролирующим степень данной расслоенности, авторы относят продолжительную деформацию литосферы, а также ее повышенный температурный режим и степень насыщения пород флюидами. Источником сил, вызывающим деламинацию литосферы, могут являться и слабые латеральные тектонические напряжения. Вместе с тем, авторам представляется маловероятным явление проскальзывания литосферных пластин по границе М в пределах древних платформ, которое предполагается в ряде публикаций [23].

Однако следует отметить, что в большинстве опубликованных работ отсутствует анализ геологических процессов, обуславливающих формирование внутрикоровых и мантийных аномалий, последовательности их возникновения и т.п., что приводит к неоднозначности интерпретации геофизических материалов и, соответственно, гипотетичности многих моделей формирования структуры земной коры. Данное положение вполне объяснимо закрытостью территории осадочным чехлом и незначительными площадями выхода на поверхность коренных пород фундамента.

В статье предложена геологическая интерпретация материалов комплексных геофизических исследований по отрезку профиля 1-СБ (Батолит). В основу интерпретации положен анализ протекания геодинамических и флюидодинамических процессов, имевших место на юге Сибирской платформы в широком временном диапазоне. Данная территория представляет собой интерес и в связи с расположением в пределах Камовского свода крупной Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции (рис. 1).

#### МАТЕРИАЛЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика строения земной коры по опорному профилю 1-СБ получена по материалам, включающим наряду с глубинной модификацией сейсморазведки МОВ–ОГТ, магнитотеллурические зондирования и магнито- гравиразведочные исследования. Сейсморазведочные работы проводились ОАО “Енисейгеофизика” с использовани-

ем центральной системы наблюдений со следующими параметрами: удаление источник–приемник до 9.0 км; расстояния между источниками и приемниками 0.1 км и 0.05 км соответственно; длительность регистрации колебаний – до 18–24 с. Методика полевых работ обеспечивает геофизическое изучение осадочного чехла и верхних отделов земной коры, а по длительности регистрации – всей толщии коры и верхов мантии. В процессе переработки данных сейсморазведки во ВНИИгеосистем получена скоростная характеристика осадочного чехла и земной коры в виде слоистой локально однородной модели среды. В соответствии с ней построены временные и глубинные мигрированные разрезы и их модификации: сейсмоэнергетическая и параметров относительного спектра (аналог коэффициентов частотно-зависимого поглощения). Этими модификациями, в особенности энергетической, обеспечивается локализация в плоскости разреза областей неоднородностей земной коры, обусловленных распределением в ней сейсмически контрастных и прозрачных объектов. На участке профиля в пределах Камовского свода в верхней части земной коры (глубины до 10–12 км) имеет место область относительно малой энергии сейсмических сигналов – совокупность прозрачных объектов, соответствующих однородному по жесткости строению геологической среды. Ниже, на глубинах 18–26 и 30–36 км, распространены контрастные объекты, образованные как отраженными от непротяженных границ волнами, так и полем рассеянных волн, свидетельствующие о неоднородном, преимущественно расслоенном, строении рассматриваемых отделов коры. Нижняя часть консолидированной коры и верхи мантии (более 42 км) характеризуются незначительным, но четко выраженным повышением энергии волн.

По данным площадной гравиразведки масштаба 1 : 200 000 с использованием спектральных преобразований наблюдаемого поля с последующим пересчетом в нижнее полупространство построена 3-D модель распределения эффективной плотности в земной коре. По полученным данным плотностная характеристика земной коры имеет весьма сложное и изменчивое строение с варьирующей по вертикали и латерали степенью дифференцированности.

Геоэлектрический разрез земной коры по тому же участку профиля получен в результате переработки данных МТЗ (ООО “Северо-Запад”, В.П. Бубнов). Его наиболее характерной чертой является: трехслойное строение с высокими значениями сопротивления выше 24 тыс. и порядка 10 тыс. Ом·м соответственно для верхнего (глубины до 20 км) и нижнего (30 км и глубже) слоев и небольшой по мощности проводящий (с сопротивлением 100–200 Ом·м) слой между ними.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологическая интерпретация геофизических исследований на опорном профиле предусматривала анализ общих процессов становления консолидированной земной коры региона и локального преобразования ее в результате последующих тектоно-магматических этапов активизации, проявленных преимущественно на периферии платформы и в сутурных зонах древнего заложения. Необходимость подобного анализа обусловлена, в частности, и тем, что наблюдаемые на временных разрезах картины в виде записи волновых пакетов рассеянных и отраженных волн сформированы, надо полагать, на гетерогенных зонах, соответствующих разновременным геологическим контактам. То же самое касается гравитационного, магнитного и электрического полей, которые могли быть трансформированы за счет различных эндогенных и экзогенных процессов преобразования кристаллического основания.

В общем виде становление Сибирского кратона, как и других древних кратонов, большинство исследователей связывает с процессами палеопротерозойского тектогенеза, при котором произошла амальгамация архейских тектонических областей. Сочетание фрагментов архейской коры и раннепротерозойских подвижных поясов в структуре кратона установлено давно и в настоящее время имеется более десятка публикаций, рассматривающих его строение [38, 48]. На базе полученных в последнее время геофизических, геологических, геохронологических, изотопных данных и данных по термальному состоянию литосферы региона в раннем докембрии появляются новые модернизированные схемы [11].

Основание Сибирской платформы состоит из двух главных площадных изометрических элементов – гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных ареалов, слагающих соответствующие по составу области (ГГО и ГЗО). Среди линейных структур, разделяющих изометрические ГГО и ГЗО, выделяются разновозрастные коллизионные и аккреционные пояса: ранние (2.4–2.1 млрд. лет) и поздние (2.0–1.9 млрд. лет). Эти ассоциации достаточно надежно выделяются по магнитным и гравитационным полям, что позволило разделить платформу на ряд основных тектонических провинций: Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую. Тунгусская провинция, в пределах которой проходит часть сейсмического профиля 1-СБ (Батолит), почти полностью перекрыта рифей-фанерозойскими отложениями осадочного чехла и выделяется по регионально пониженному полю силы тяжести с магнитными аномалиями различной интенсивности и простирается областям с

зонами спокойного магнитного поля и зонами, где аномалии отсутствуют.

О процессах формирования консолидированной коры в пределах юга Сибирской платформы позволяют, с некоторой долей условности, судить изотопно-геохронологические данные, полученные при изучении пород кристаллического фундамента, вскрытых глубокими скважинами и выходящими на поверхность в пределах краевых поднятий: Приенисейском, Присяянском и Шарыжалгайском [5, 11, 19, 41, 46, 54]. Согласно данным, приведенным в указанных работах, установленные в пределах обнаженных участков возрастные интервалы процессов становления и преобразования коры, в общем виде, согласуются с глобальными эндогенными циклами формирования кратонов, тектоническая структура которых формировалась на протяжении более полутора миллиардов лет [32]. Модельный возраст протолита, из которого выплавлялись амфиболиты, развитые среди плагиогнейсов Шарыжалгайского выступа, а позднее и тоналит-трондьемиты соответствует 3527 млн. лет и более (>3.6 млрд. лет) при абсолютном возрасте плагиогнейсов (серых гнейсов) и плагиогранитов  $3384 \pm 14$  млн. лет. О развитии тоналит-трондьемитовой раннеархейской коры свидетельствует и модельный возраст амфибол-биотитовых ортогнейсов (метадацитов), равный 3.27–3.59 млрд. лет. Позднейшая гранитизация и региональный метаморфизм должны были приводить к формированию разнообразных гранитоидов – чарнокитов, плагиогранитов и т.п. В качестве нижней возрастной границы позднеархейского этапа гранулитового метаморфизма принята оценка кристаллизации ( $2649 \pm 6$  млн. лет) метаморфизованных в условиях гранулитовой фации габбро. Для раннепротерозойских гранитоидов А-типа установлен модельный возраст ( $T_{DM} = 2.82\text{--}3.02$  млрд. лет). Граниты Ангаро-Канского блока ( $\epsilon Nd = -2.8\text{--}4.5$ ) практически идентичны по модельному возрасту ( $T_{DM} = 2.5\text{--}2.6$  млрд. лет) вмещающим породам каннской серии, очевидно, служившим главным источником кислого расплава. В Бирюсинском блоке, напротив, пониженный модельный возраст гранитоидов –  $T_{DM} = 2.34\text{--}2.6$  млрд. лет в сравнении с вмещающими пара- и ортогнейсами хайламинской серии (2.6–2.8 млрд. лет) указывает на образование кислых расплавов при участии как позднеархейской коры, так и мафического материала. То есть, геологический разрез раннего докембрия, заложившийся на протоколе базитового состава, может быть представлен переслаиванием пироксен-плагиоклазовых гнейсов с пироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, тоналит-трондьемитами и амфиболитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Верхняя граница фиксируется по биотит-плагиоклазовым и биотит-амфибол-

плагноклазовым гнейсам базальт-андезитовой формации (серые гнейсы). Менее развитыми могут быть гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, образованные за счет осадочных пород. Более поздние разнообразные гранитоиды формируют гнейсо-складчатые купола и овалы. Метаморфизм амфиболитовой фации – (1866 ± 10)–(1853 ± 1) млн. лет, **U-Pb данные по цирконам из ультраметагенных чарноэндербитов и гранитов** и, соответственно, гранитизация привели по всей вероятности к выплавлению в центральных частях гнейсовых куполов плагногранитов и мигматитов, а в зонах разломов формировались калиевые метасоматиты. Данная гнейсо-мигматит-гранитовая формация завершает в общем виде образование древней земной коры кратона и на основе глубинных сейсмических зондирований предлагается аппроксимация ее слоистыми и слоисто-блоковыми сейсмическими моделями [9].

В палеопротерозое, после окончательной стабилизации кратона, появляются новые структуры – авлакогены и рифты, а также и новые типы магматических образований, наложенных на первично сформированные породные комплексы. Рифейский магматизм Сибири был достаточно разнообразным по составу пород, формам и времени магматической активности. Эндогенная активность рифейского времени в южных районах Сибирской платформы фиксируется по базитам Ангаульского дайкового пояса в Шарыжалгайском блоке Прибайкальской части. Состав даек варьирует от толеитовых базальтов до лампроитов. Возраст пород (Rb-Sr-изохронные данные) определен в 1268 млн. лет [55]. Мезопротерозойская активизация в западной части платформы фиксируется на основании изотопных данных по островодужным интрузиям тоналитов и трондьемитов с возрастом ~1020 млн. лет ( $T_{DM} = 1.0-1.1$  млрд. лет,  $\epsilon Nd = 4.5-6.7$ ), что свидетельствует о ювенильном характере коры, образовавшейся в результате субдукционных процессов [46]. На протяжении большей части рифея и венда Алдано-Прибайкальский, а также Приенисейский край Сибирской платформы служили районами активного внутриплитного магматизма. Среди его продуктов преобладают основные породы толеитовой, субщелочной и щелочной серий, а также ультраосновные породы (включая карбонатиты) и щелочносалические (от нефелиновых сиенитов до щелочных гранитоидов). Магматическая деятельность была сопряжена с процессами крупномасштабного растяжения, особенно выраженных на рубежах 750, 700 и 650–670 млн. лет. На это указывают многочисленные дайковые пояса, в том числе контролирующее распределение щелочных массивов, и отдельные сохранившиеся грабены [10, 30, 35, 40, 56]. В современных тектонических и геодинамических реконструкциях мезо-неопротерозойского этапа геологической истории Сибирской платформы эндогенная активность в ее южных районах объясняется распадом Родинии. И магматизм и раскол были инициированы общей геодинамической причиной, а именно воздействием мантийного суперплюма на литосферу суперконтинента.

Следующие крупные магматические события на изучаемой территории приурочены к позднепермско-раннетриасовому тектоническому этапу и обусловлены также воздействием на литосферу гигантского мантийного плюма, приведшего к массовому выносу расплавленного материала в верхнюю часть коры и на поверхность (трапповые формации). В Тунгусской провинции выделено два этапа и шесть циклов магматической активности. Вулканы первого этапа (в основании разрезов) пространственно тяготеют к бортовым структурам погребенных пермотриасовых палеорифтов. Этот этап считается рифтогенным и представлен дифференцированной серией субщелочных и щелочных базальтов. Исключение составляет Маймеча-Котуйская провинция, в пределах которой породы рифтогенного этапа отмечаются как в основании разреза, так и в его кровле. Второй этап магматизма (внерифтовый) представлен недифференцированной серией низкокалиевых толеитов. Каждый цикл отличается инициальным излиянием базальтов повышенной щелочности [1]. Рифтогенные базальты характеризуются более высокими концентрациями всех некогерентных элементов, чем покровные, сопоставимые с таковыми в типичных субщелочных базальтах внутриконтинентальных рифтов. В них больше K, Rb, Zr, Nb, LREE, Th, U, а в толеитах – Cr, Ni.

На восточном борту Тунгусской синеклизы отмечаются три фазы внедрения долеритов и базальтов. Породы третьей фазы внедрения, в отличие от первых двух, характеризуются повышенной щелочностью, выразившейся в высоком содержании окиси титана, суммарного железа, ванадия, циркония, иттрия, иттербия, ниобия, пониженном – окисей магния, кальция и низком – никеля и хрома [45]. Часто наблюдаемая перемежаемость толеитовых и субщелочных базальтов, узкий диапазон абсолютных возрастов различных свит могут свидетельствовать как о близко-одновременном формировании базальтов выделяемых этапов магматической активности, так и о существовании устойчивых различий в характере питания и составах базитовых выплавов [51]. Перемежаемость базальтов с различным содержанием  $K_2O$  и некогерентных элементов установлена в пределах отдельных свит и некоторых больших покровов, что позволяет говорить о базальтах переменной калиевости и мантийной природе данного феномена [1, 16]. Полагают, что поступление мантийных флюидов, обеспечивающих привнос некогерентных элементов, может происходить как близкоодновременно с плавлением

ем мантийного субстрата, так и позже, в уже готовый расплав в открытой системе, насыщенной летучими, при их подвижном поведении [1, 16]. Содержание летучих компонентов в магмах варьирует в широких пределах, увеличиваясь с повышением щелочности расплавов и давления. Формирование подобных расплавов фактически начинается с мантийного метасоматоза самого мантийного субстрата при взаимодействии его с глубинными флюидами, обогащенными несовместимыми элементами [57]. Далее процесс может достигать стадии плавления с образованием щелочных магм. Возможен и иной сценарий формирования расплавов повышенной щелочности при взаимодействии ранее метасоматизированных областей мантии с более поздними ультрабазитовыми выплавками. Образованные в результате указанных процессов промежуточные флюидизированные магматические очаги отличаются специфичностью состава: наряду с типичными халькофильными и сидерофильными элементами, в них “соседствуют” литофильные. В свою очередь внутрикамерная дифференциация приводит к расслоению расплава, возникновению несмесимости в системе с обособлением магм и солевых жидкостей, обогащенных летучими компонентами. При снижении температур в промежуточных магматических очагах до  $\sim 1000\text{--}1100^\circ\text{C}$  и давления до  $\sim 8\text{--}12$  кбар, следует этап кристаллизации минералов, сопровождающийся интенсивной дегазацией. В сибирских базальтах повышенной щелочности содержание воды достигает 2.3 мас. %, диоксида углерода и фосфора до 0.92 и 0.75 мас. %, соответственно [51]. Однако, результаты изучения включений в минералах магм различного состава показали, что достаточно часто включения несут следы потери флюидов (вакуоли частично декрипитированы), количество которых может достигать 50% и более [42]. Из этого следует, что данные по газонасыщенности магм, полученные по содержанию летучих в магматических породах, выходящих на поверхность, в некоторых случаях могут быть значительно занижены.

Декомпрессия магматических очагов на больших глубинах и транспортировка высокоплотных флюидов к поверхности может приводить в рассматриваемых геологических разрезах к двум важным следствиям. Во-первых, к дополнительному снижению эффективной плотности в нижней и средней консолидированной коре в результате образования низкоплотных вторичных гидроксилсодержащих минералов, во-вторых, к эволюции флюида в сторону его большей восстановленности за счет увеличения содержания в нем водорода, выделившегося в процессе наложенного на породы минералообразования. Сформированные подобным образом флюидные системы, состоящие преимущественно из  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{CH}_4$ , совместно с летучими комплексами металлов, могут явиться “сырьем” для образования

металлоносных восстановленных систем, принимающих, при благоприятных условиях, участие как в рудо- так и в нефтеобразовании. Миграция подобных систем к поверхности происходит, скорее всего, по подновляющимся, заложившимся в рифейское время разломам в коре и сопряженным с ними зонам трещиноватости в осадочном чехле.

Таким образом, приведенные материалы позволяют сделать вывод о том, что современный облик земной коры юга-запада Сибирской платформы сформировался в результате совокупного проявления геодинамических процессов в архейско-раннепротерозойское время и последующего преобразования в результате многостадийного внедрения магм различного состава в широком временном интервале. Кроме того, следует учитывать и тот факт, что по имеющимся сведениям не более 25% магматических расплавов достигают поверхности Земли, кристаллизуясь преимущественно в нижних и средних частях коры.

#### СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМОВСКОГО СВОДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Исследования пород фундамента и осадочного чехла, вскрытых глубокими скважинами на Камовском своде, показали, что проявления тектономагматических процессов в юго-западной части Сибирской платформы, выявленных и датированных в её краевых частях, находят свое отражение и в пределах Байкитской антеклизы.

Как указывалось выше, гнейсо-мигматит-гранитовая формация и связанные с ней гранитные купола завершают, в общем виде, образование древней земной коры кратона. Полагают, что гранитные массивы формировались, в основном, за счет коллизионных процессов, определивших становление раннепротерозойского гипотетического суперконтинента. Так, возраст таракского комплекса гранитоидов Ангаро-Канской глыбы составляет  $1837 \pm 3$  млн. лет [34], саянского и шумихинского комплексов Бирюсинской глыбы и Онотской гранит-зеленокаменной области –  $1858 \pm 20$  и  $1869 \pm 6$  млн. лет, гранитоиды приморского комплекса Западного Прибайкалья имеют возраст  $1859 \pm 16$  млн. лет [18]. Все эти гранитоиды и вулканоплутоническая ассоциация (акитканская серия) приурочены к южному краю кратона, образуя раннепротерозойский Южно-Сибирский пояс постколлизионных гранитов и вулканитов. Вместе с тем, модельный возраст раннепротерозойских гранитов (1.96 млрд. лет), вскрытых в пределах Камовского свода скважиной Ереминской составляет 2.30–2.37 млрд. лет ( $\epsilon\text{Nd}_t = 2.0 \pm 1.1$ ) при модельном возрасте вмещающих гранитогнейсов 2.8–3.4 млрд. лет, что может свидетельствовать о поступлении ювенильного материала в кору и эндогенной активности западной окраины кратона в раннем протерозое [19].

Иной тип магматизма раннерифейского времени на территории Байкитской антеклизы фиксируется по силлам синседиментационных долеритов, вскрытых скважинами Юрубченской-30 и Куюмбинской-5. В первой скважине – среди песчаников зелиндуконской толщи, во-второй – на осложненной разломом границе между раннепротерозойскими гранитогнейсами и рифейскими осадочными отложениями. По геохимическим данным эти породы представлены субщелочными долеритами с абсолютным возрастом  $\sim 1502 \pm 15$  млн. лет и  $1499 \pm 43$  млн. лет (Ar-Ar метод) [47]. Данные магматические проявления, по нашему мнению, могут являться как индикаторами дальнейшего развития мантийных процессов, которые привели к формированию гранитов с положительными значениями параметра эpsilon неодима, так и индикаторами начала откола от Сибирской платформы Касско-микроконтинента.

Проявления магматизма последующих эпох выразились как в структуре рифейских отложений, так и в их литолого-геохимической характеристике. Карбонатные отложения среднего и верхнего рифея с прослоями аргиллитов, обогащенных цианобактериальными матами – мадринская и ирэмэкенская свиты (до 8–27%  $C_{орг.}$ ), объединены в Камовскую серию. Во всех типах пород в той или иной мере отмечается окремнение (до 40%). Отдельные прослои и серии прослоев доломитов иногда полностью замещены кремнеземом. В пределах Куюмбинского участка в породах отмечается пирокластическая [21, 47]. Многочисленными работами [12, 25, 28] показано, что формирование подобных толщ может быть обусловлено влиянием глубинных процессов. Флюиды, связанные с промежуточными магматическими очагами деплетированной мантии, недонасыщены кремнеземом, но несут в своем составе Ca, Mg и другие базальтоидные компоненты. При миграции вверх по разломам газовые эманации выносятся из гранито-гнейсового слоя в бассейны седиментации большое количество кремнезема, формируя вместе с углеродом углерод-кремнисто-карбонатные (глинистые) породы, обогащенные широким кругом элементов, преимущественно основного парагенезиса. Формирование мадринской свиты по времени совпадает с внедрением базитов Ангаульского дайкового пояса, а ирэмэкенской – с проявлениями в западных частях платформы субдукционных процессов.

Таким образом, установленные в пределах обнаженных участков юга Сибирской платформы возрастные интервалы процессов становления и преобразования консолидированной коры на протяжении палеопротерозоя, большей части рифея и венда проявились и на территории Камовского свода Байкитской антеклизы. Можно полагать, что среди продуктов магматизма здесь, по аналогии с магматизмом в краевых частях платформы,

преобладали основные породы толеитовой, субщелочной и щелочной серий, а также ультраосновные образования.

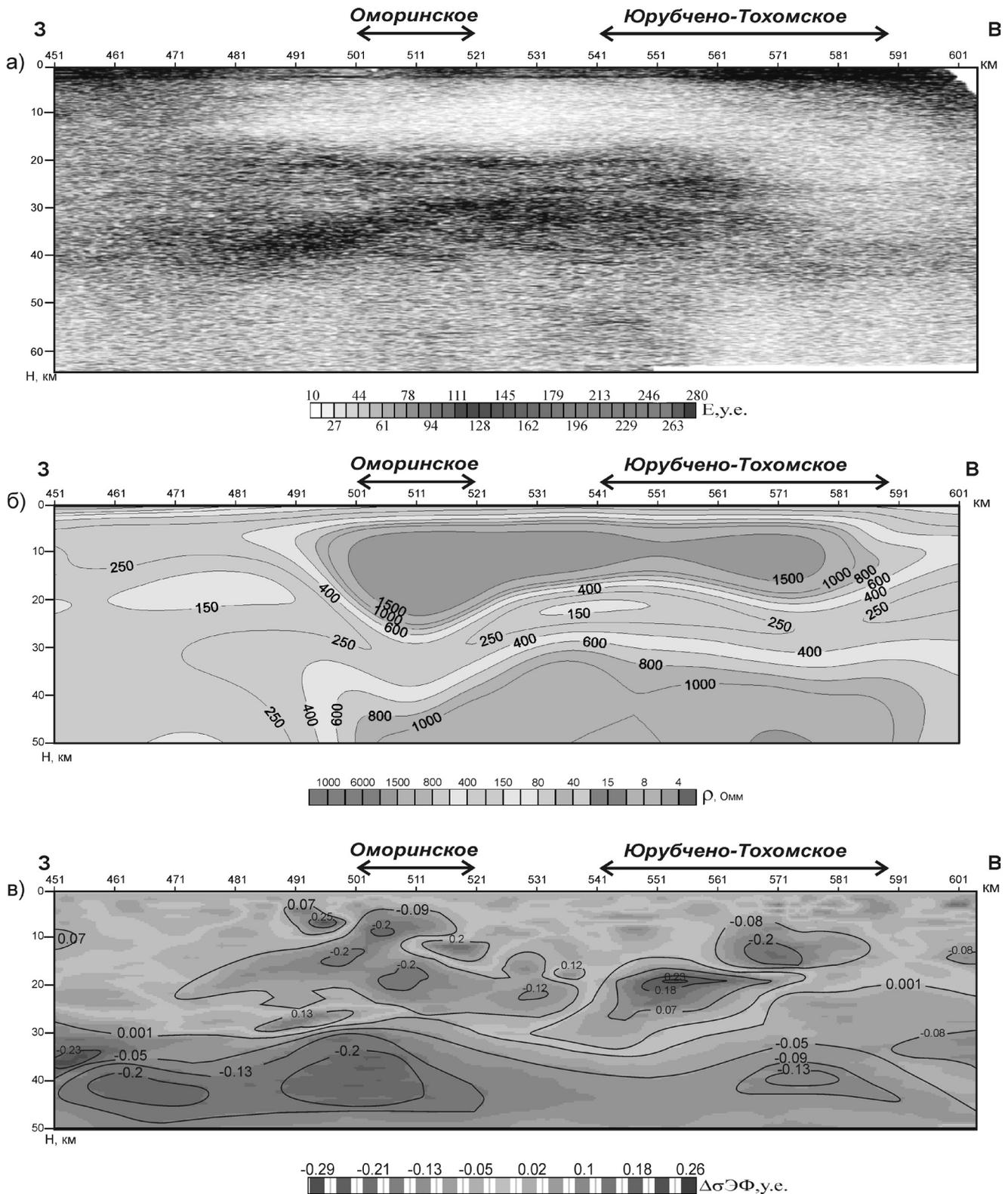
Проявления пермотриасового магматизма в виде силлов, даек и жил (долериты, габбро-долериты) насыщают разрез осадочного чехла и выходят на поверхность, где они пересекаются линиями сейсмических профилей. Пластовые тела развиты в отложениях венда и нижнего кембрия (Усольский силл). Внедрение расплавов в пределы геологического разреза и его продвижение происходило на участке самого продуктивного на углеводороды Юрубчено-Вэдрэшевского блока [31]. Основная же часть расплава, исходя из геохимических данных по толеитовым платобазальтам и субщелочным пикробазальтам, была законсервирована в пределах консолидированной коры и ниже поверхности Мохоревича [2].

Следовательно, можно полагать, что современный облик земной коры Камовского свода с крупными скоплениями углеводородов в рифей-вендских отложениях осадочного чехла является отражением совокупного проявления процессов ее становления в архейско-раннепротерозойское время и последующего преобразования в результате многостадийного внедрения магм различного состава в широком временном интервале от позднего протерозоя по пермо-триасовое время включительно. Неоднократность проявления разнообразных тектоно-магматических процессов обусловили сложность строения земной коры, нашедшую свое отражение в материалах комплексных геофизических исследований.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 1. Формирование сейсмической расслоенности земной коры

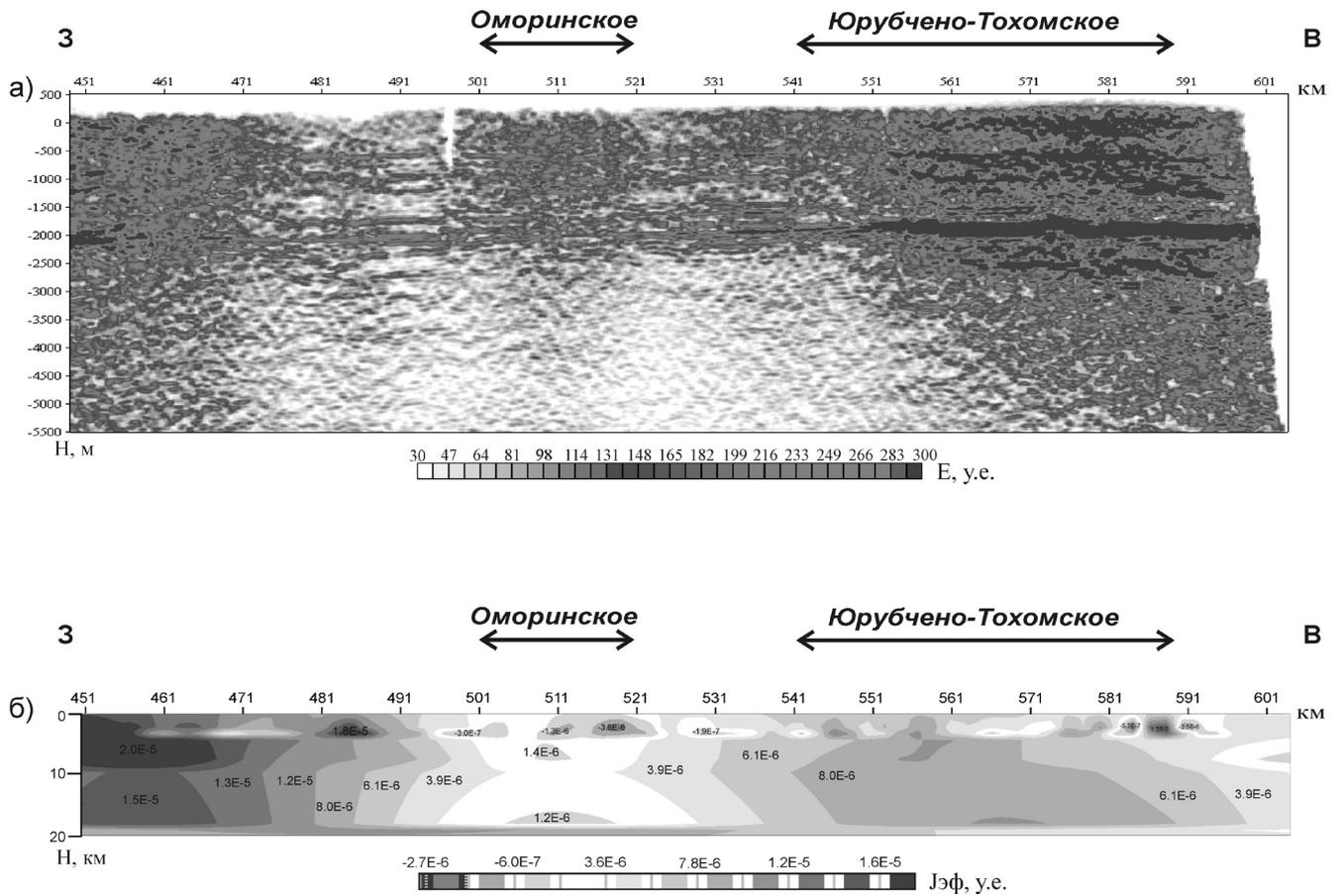
Наличие на сейсмическом профиле в верхней части земной коры совокупности прозрачных объектов, соответствующих однородному по жесткости субстрату, обусловлено, судя по всему, присутствием раннепротерозойского гранито-гнейсового купола (рис. 2а). Как известно, формирование куполов обусловлено магматическим замещением пород коры под воздействием восходящих растворов щелочно-кремнекислого состава с дебазификацией их (пород), “осветлением” и с нарастающим частичным плавлением. Характер инфильтрационно-метасоматического замещения пород сопровождается привнесением Si, K, Na и выносом Ca, Mg, Fe и Mn [15, 20, 26]. В связи с тем, что главной петрохимической тенденцией при гранитизации является дебазификация исходных пород, гранитоидные купола в геофизических полях выступают как гравитационные и магнитные минимумы с некоторым



**Рис. 2.** Геофизические модели консолидированной земной коры в створе фрагмента профиля 1-СБ. а – сейсмоэнергетическая, б – геоэлектрическая, в – эффективной плотности.

повышением магнитной восприимчивости пород по периферии купола и в межкупольном пространстве, что и находит свое выражение в створе профи-

ля. Анализ сейсмоэнергетического разреза верхней части коры до глубины 5500 м показывает, что гранитный массив разделен на несколько мелких купо-



**Рис. 3.** Геофизические модели верхней части земной коры по фрагменту профиля 1-СБ.

а – сейсмоэнергетический разрез кристаллического фундамента и осадочного чехла, б – эффективная намагниченность пород.

лов, на слабо эродированной поверхности которых начал формироваться рифейский платформенный комплекс, мощность и структура которого определялась наличием и формой интрузии (рис. 3). Хорошо прослеживаются на сейсмоэнергетическом разрезе в виде светлых вертикальных зон и максимумы пульсационного поступления флюидов, связанных, по нашему мнению, с рифейским магматизмом и участвующих в накоплении углеродсодержащих толщ. Приуроченные к разломам и сопряженным с ними зонам трещиноватости инъекции флюидов формируют в фундаменте и осадочном чехле практически сквозные “окна окремнения” (рис. 3).

Мощность и сложность строения куполовидной сейсмической аномалии в консолидированной коре на глубинах 20–40 км, представленной на сейсмоэнергетическом разрезе, могут быть следствием многостадийности её формирования. История развития региона и характер выраженности аномалии в геофизических полях позволяют рассматривать ее как результат многократного поступления в магматическую камеру свежих порций расплава, смешения их с ранее внедренной магмой и последующим расслоением магматических комплексов. Сце-

нарии развития подобных процессов со ссылками на многочисленные источники представлены в [53]. Благодаря этому процессу, интрузивные комплексы постоянно увеличиваются в объеме и их конечный размер в значительной мере определяется длительностью существования данной магматической системы и возможностью последующего наложения унаследованных эндогенных событий в пределах относительно локальных ареалов. На примере строения ряда ультрамафит-мафитовых массивов (Бураковский, Мончегорский, Главного Хребта и др.) показано, что они состоят из 2–5 зон, отличающихся по составу слагающих их пород. Основание чаще всего представлено перидотитами (дунитовая подзона), плагиоферцолитами, пойкилитовыми гарцбургитами; выше отмечаются клино- и ортопироксениты, вебстериты и их оливиновые разновидности. Средние части массивов сложены габбро-норитами, норитами, габбро с ортопироксеновыми, плагиоклазовыми, пижонитовыми кумулатами. Верхние зоны также представлены породами основного состава (с увеличением анортозитовых слоев), отличительной особенностью которых является постоянное присутствие хромшпи-

нелида с высокими содержаниями V, Ni, Zn, ЭПГ, фаялита и титаномагнетита. Вверх по разрезу растет и содержание в породах редкоземельных элементов, при относительном увеличении легких, появляется апатит, что свидетельствует о нарастании щелочности в остаточных расплавах. Об этом же свидетельствует и состав более поздних жильных тел, представленных титанистыми габбро и диабазами, лампрофирами. Бураковский массив и плутон Главного Хребта сформированы двумя интрузивными телами с интервалом в 50 млн. лет [4]. Расслоенные базальтовые массивы также характеризуются широким развитием (снизу вверх) оливин-ортопироксеновых, оливин-клинопироксеновых, оливин-клиноортотипироксеновых, оливин-плаггиоклазовых и, наконец, плаггиоклазовых кумулатов. Примечательно, что, как и в случае с ультрамафит-мафитовыми интрузиями, вверх по разрезу растет железистость оливина и пироксена, падает основность плаггиоклаза, и появляются породы, обогащенные магнетитом и титаномагнетитом – ферродиориты. В пределах Маскокского интрузива (Канада) исследователи выделяют до 25 циклов внедрений свежих магм в остывающие породы [53].

Усложняющее расслоение в плутонах может возникать и после прекращения конвективного переноса вещества при формировании интрузии в случае высокой флюидонасыщенности магм [24]. Магматическая камера, в которой флюидизированная магма находится под избыточным гидродинамическим давлением (относительно литостатического), будет представлять колебательную систему. Проявление колебательных явлений внутри магматической камеры, столь характерных для неравновесных динамических систем, выражается затем в расслоении. Если обратиться к массивам Скаергардского типа, то можно видеть, что формирование расслоенных серий характеризует поздние стадии кристаллизации массива. На более ранних стадиях произошло установление температурного градиента от подошвы камеры к ее кровле и флюидизация ее верхних частей, что привело к кристаллизации в нижних частях более высокотемпературных и менее железистых силикатов. Следовательно, после внедрения магм и их расслоения за счет конвективных процессов наступает завершающий этап становления интрузии со значительной потерей тепловой энергии, ибо главные массы флюида и легкоплавких элементов (щелочей, кремнезема, кальция, железа и алюминия) концентрируются в верхних частях магматической камеры. Мощность конвективного переноса монотонно убывает и на смену ему вступает механизм пластической деформации.

Таким образом, анализ структуры волновых пакетов в средней и нижней коре Камовского свода позволяет говорить о том, что они сформированы на сложнеоднородной высококонтрастной гете-

рогенной зоне. Эффективные значения коэффициентов отражения зон зависят не только от контрастности локальных неоднородностей, но и от различий в композиции распределения неоднородностей в наблюдаемой зоне. Подобная картина отражает, по нашему мнению, скрытые на глубине расслоенные массивы, сформированные за счет нескольких фаз внедрений расплавов из промежуточных камер. Чем интенсивнее и многократно процессы, тем больший объем вмещающей среды подвергается магматическому замещению. По своим морфоструктурным особенностям такие плутоны могут быть описаны вертикально-слоистой сейсмической моделью. Особенно ярко расслоение должно быть проявлено в нижних горизонтах коры вследствие латеральных инъекций расплава при замещении пород гранулитобазитового состава.

## 2. Возможные процессы формирования повышенной проводимости пород

Процессы расслоения магматического расплава также могут быть одной из причин, приводящих к возникновению выделенного в средней консолидированной коре, на глубинах 20–30 км, высокопроводящего слоя, приуроченного к верхней зоне сейсмической аномалии (рис. 26).

Наиболее представительные материалы по распределению удельных сопротивлений в консолидированной земной коре получены при проведении работ в Карелии и на Кольском полуострове, а интерпретация полученных результатов согласовывалась с данными по Кольской сверхглубокой скважине [33]. Авторы полагают, что слой пониженных сопротивлений на глубинах от 2–3 до 10 км имеет дилатантно-диффузионную природу. Механизм дилатансии определяется как необратимое увеличение объема поликристаллических агрегатов при сдвиге [8]. Совпадение положения зоны дилатансии с глубиной развития максимальных вариаций электропроводности земной коры определяется водонасыщенностью данных горизонтов, обусловленной преимущественно нисходящим движением флюидов. Однако, такой механизм для интерпретации пониженных сопротивлений отдельных интервалов в средней и нижней консолидированной коре маловероятен. Установлено, что величина электропроводности уменьшается на порядок, если только половина всех “каналов” образует сквозную связанную систему. С уменьшением пористости пород с глубиной соответственно возрастает и доля изолированных объемов флюидов, не вносящих вклада в перенос электрического тока (Shankland et al., 1977, ссылка в [8]). В связи с этим предлагается ряд механизмов формирования пустотного пространства в кристаллических породах в результате их вторичных преобразований под действием вод нис-

ходящей фильтрации. Согласно [36] в гранитоидах вторичные изменения выражаются в образовании цеолитов, слоистых силикатов (хлорита, смектита, диккита, иллита, серицита), эпидота, пренита, алуниита. Однако, все эти процессы не могут привести к увеличению пористости пород, так как растворы, фильтрующиеся по системе трещин, быстрее насыщаются щелочами и кальцием, чем происходит гидратация пород, что ведет к залечиванию путей миграции флюидов. Формирование пустотного пространства в базитах и ультрабазитах связывается, главным образом, с образованием цоизита, хлорита и кварца при реакции энстатита и анортита в присутствии воды и образовании серпентина, периклаза и кварца при реакции форстерита с водой. В базитах объемный эффект от первой реакции составляет  $-12\%$ , а твердофазный  $+1.8\%$ , что может выразиться в образовании не более  $1\%$  открытой пористости при условии, что породы представлены только этими двумя минералами, что практически не отмечается. Вместе с тем, за счет литостатической нагрузки вышележащих пород результат вторичных изменений должен выравниваться. В ультрабазитах серпентинизация протекает с отрицательным интегральным эффектом, составляющим  $-3.5\%$ . Но чрезвычайно высокий положительный твердофазный эффект ( $+28\%$ ), обусловленный “набуханием” гидратируемого матрикса, указывает на то, что каналы в таких породах должны быстро залечиваться серпентином из-за его сравнительно низкой плотности

Следовательно, за счет протекания указанных процессов в породах глубинных зон трудно предположить наличие пористой среды, насыщенной инфильтрационными водами, приводящее к повышенной электропроводности субстрата. Тектонический стресс и литостатическая нагрузка, прилагаемая к основным и ультраосновным породам, могут способствовать скорейшей реализации внутренних напряжений, направленных на разрушение матрикса, но не являющиеся условием сохранности проницаемости пород

Вместе с тем известно, что повышенная электропроводность пород может быть обусловлена как наличием в них минералов железа, так и присутствием графита. Кристаллизация расплавов по феннеровскому тренду, как уже отмечалось, приводит к образованию расслоенных интрузивных тел с повышенной магнезиальностью нижних слоев и повышенной железистостью верхних, вплоть до образования ферробазальтов, ферродиабазов и других разновидностей высокожелезистых пород [53]. Подобная тенденция прослеживается и по составу оливинов, железистость которых возрастает вверх по разрезу от  $Fa_{18-30}$  до  $Fa_{55-90}$  [22]. Кроме того, в случае повышенной флюидонасыщенности расплавов при понижении температуры их кристаллизации происходит “отгонка” рудных компонен-

тов вместе с газовыми составляющими в купольные зоны интрузий, где эти компоненты образуют рудные скопления или входят в виде примесей в силикатные минералы. Силикаты, с примесью меди, висмута и других переходных металлов в различных степенях окисления (при различной степени разупорядоченности их кислородного окружения и места, занимаемого в структуре минералов), обладают существенно большей способностью к токопроводимости при относительно низких температурах [6]. К повышению электропроводности отдельных слоев может приводить и насыщенность их углеродом. Известно, что древние архейские комплексы, в том числе и в пределах Сибирского кратона, содержат несколько горизонтов графитосодержащих пород. При динамометаморфизме последних за счет воздействия на них крупных интрузий может происходить перераспределение находящегося в гнейсах и кристаллических сланцах графита с образованием субгоризонтальных проводящих структур. Пластичность графита, его слабая растворимость в магме позволяют концентрироваться ему в виде непрерывных межзерновых пленок в толщах вышележащих кристаллических пород на относительно больших площадях в створе интрузивных тел.

Эффект электропроводности в указанной зоне может усиливаться и за счет наложенных процессов. Ряд исследователей, например [3], широкий диапазон изменения значений сопротивлений пород связывают с зонами серпентинизации ультрабазитов, которые могут иметь место при автосоматических процессах в постмагматическую стадию консолидации плутона. На величину электропроводности серпентинитов и характер поведения их электрического сопротивления влияют минеральный состав пород, их структурные и текстурные особенности, интенсивность процессов и  $fO_2$  в них, обуславливающая степень окисленности железа в каемках и прожилках магнетита и хромистого магнетита, образующихся при серпентинизации оливинов. Экспериментально установлен широкий диапазон вариаций электрического сопротивления серпентинитов при нормальных температурах, достигающий пяти порядков.

Таким образом, возникновение области повышенной электропроводности в земной коре на глубинах 20–30 км может быть обусловлено: расслоением базит-гипербазитовых магм с закономерным формированием в верхних частях интрузивных тел зон с повышенной концентрацией железа (вплоть до обособления ферробазальтов) и рудных элементов (Pt, Au, Ag, Cr, Cu и др.); локализацией графита древних парапород кристаллического субстрата в результате перераспределения его под воздействием внедряющихся магм. Свой вклад могут внести также постмагматические процессы серпентинизации пород.

### 3. Формирование плотностной неоднородности разреза

Анализ распределения эффективной плотности в плоскости сечения (разреза) Камовского свода показывает, что для нижней части коры и верхов мантии характерно в целом однородное строение при пониженных значениях эффективной плотности с постепенным нарастанием плотностной неоднородности земной коры снизу вверх. Граница раздела располагается на уровне 25–30 км. Верхняя часть коры до этих глубин отличается значительной плотностной изменчивостью. В ней выделяются области как относительно пониженных (глубины 5–28 км ПК 471–531 и 8–18 км ПК 561–585), так и повышенных значений эффективной плотности, приуроченных главным образом к глубинам 25–30 км ПК 481–500 и 15–28 км ПК 531–571 (рис. 2в).

Известно, что взаимосвязь между характером развития структур в консолидированной коре и выраженностью гравитационного поля определяется составом пород, то есть, соотношением между породообразующими минералами, параметрами их структурных ячеек, количеством железа и степенью интенсивности пост- или послемагматических процессов. При этом последние процессы, проходящие под воздействием газовых эманаций, могут в значительной степени повлиять на изменение начальной плотности вещества, как в сторону ее увеличения, так и снижения, что определяется эволюцией состава флюидов, их окислительно-восстановительным потенциалом и термодинамической стабильностью различных минеральных фаз.

Дифференциация в распределении эффективной плотности в створе отрезка профиля 1-СБ решается, как и при интерпретации сейсмических данных, на основе анализа геологического развития региона, в частности унаследованности проявления геодинамических процессов. Наличие разуплотненной области в верхней части мантии рассматривается, прежде всего, как непосредственный результат изменения ее состава в процессе неоднократного воздействия мантийных плюмов, включая пермо-триасовый. Выплавление магм из перидотитового субстрата приводило к выносу значительных количеств железа с последующим его перераспределением при кристаллизационной дифференциации расплавов в верхние зоны интрузий. Мантийные области, соответственно, обеднялись этим элементом, что и выразилось в понижении эффективной плотности пород [13]. Данные магматические события, которые привели к формированию расслоенных комплексов в нижней и средней консолидированной коре, сопровождались и флюидодинамическими процессами, кратко рассмотренными на примере пермо-триасовых базальтов перемещенной щелочности. Флюидодинамические процессы могли обеспечить и дополнительный наблю-

даемый дефицит плотности пород, анализ которых возможен при использовании материалов по термодинамическому моделированию.

На основе экспериментальных данных по системам типа пиролит–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O для верхней мантии выделены поля устойчивости различных минеральных фаз и соответствующих им летучих компонентов [58, 59]. При подъеме порций магматического расплава повышенной щелочности на глубинах 240–180 км (6–8 ГПа), мантийный флюид представлен водной карбонатно-силикатной надкритической системой. На меньших глубинах (180–100 км) возрастает роль воды в мантийной газовой фазе в связи с неустойчивостью здесь амфибола, а активность углекислоты в равновесном паре падает, так как в этих зонах устойчивы доломит и магнезит. На глубинах 80 км и выше главными флюидными компонентами концентрирующимися в апикальных частях кристаллизирующихся магм остаточных жидкостей являются CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>. Это обусловлено с одной стороны разложением доломита, с другой – стабильностью в этих условиях амфиболов, связывающих гидроксил. В низах консолидированной коры при воздействии флюидов на ранее внедрившиеся ультрабазиты образование водорода может происходить как за счет развития вторичных амфиболов, так и за счет образования по форстериту и магнезиту пироксенам минералов группы серпентина при снижении температуры ниже 450°C.

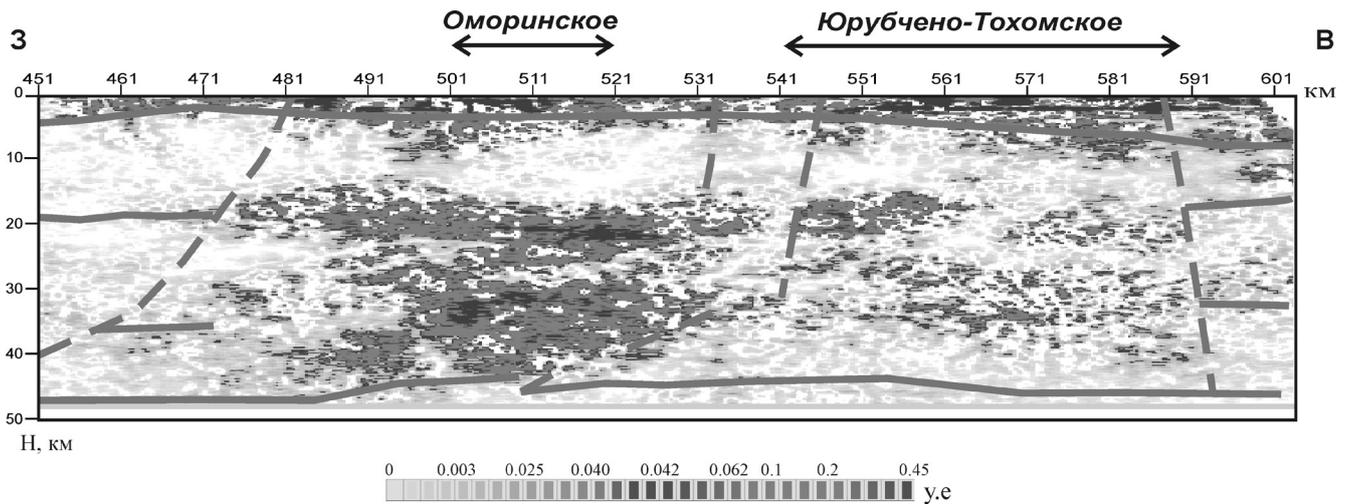
Обобщение материалов по глубинным ксенолитам ультраосновных и основных пород, выносимых магмами различного состава, показало наличие в нодулях ряда структурно-минералогических особенностей, выразившихся в развитии микротрещиноватости и проявлении друзовых текстур у трещин и отложении в них игловидных, пластинчатых или дендритовых кристаллов различных минералов [49]. Развитие такого рода процессов начинается, по крайней мере в условиях шпинелевой фации, над магматическими очагами и связано с дистилляцией из очагов флюидной фазы широкого спектра. Отделяющиеся из кристаллизующихся магм надкритические флюиды приводят к явлениям сублимирования (растворения в газовую фазу) вышележащих пород и отложению петрогенных компонентов в новообразованных микротрещинах и порах в интервале температур 1100–600°C и давлении 20–8 кбар [49]. Из магматогенной газовой фазы, в зависимости от глубины отделения, отлагаются как минералы, составляющие базитовые породы, так и послемагматические руды. Основными факторами качественного и последовательного отложения минералов являются состав магматогенных флюидов системы C–O–H–N–Cl–F–S–P и, соответственно, состав магм, понижение температуры, эффективная концентрация кислорода в системах, динамика развития конденсации в спектре разноглубинных магматических фаций.

С использованием модифицированной программы ПК Селектор, авторы [49] провели моделирование процесса отложения из газовой фазы минералов и анализ самой газовой фазы при дистилляции флюидов заданного состава из остывающего магматического очага. Определялся возможный спектр равновесных минеральных ассоциаций при  $P$  от 20 до 1–0.5 кбар и  $T$  от 1100–1200°C до 400°C для фиксированного начального состава лерцолита и вычислялось распределение плотности. Процесс конденсации минералов из магматогенного флюида во вмещающих породах является волновым. В колонке реактора происходило перераспределение компонентов, легко выщелачиваемых при высоких температурах из раскристаллизованной массы базитов, с конечной стабилизацией состава. В самом общем виде, основная масса таких минералов как клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз, калишпат, нефелин, биотит конденсируется при температурах от 1050 до 850°C и давлениях от 19 до 13 кбар при различных составах флюидов, амфибол – при 1200–700°C. Далее, при температурах 750–600°C и давлении 11–8 кбар, флюиды практически “освобождаются” от основных петрогенных элементов и их воздействие на субстрат будет определяться, в основном, реакциями с газовой фазой. Входившие в состав флюидов преимущественно оксидные компоненты пульсирующих, одновременно отступающих магматических очагов,  $H_2O$  и  $CO_2$ , могли приводить при  $T = 750–700°C$  и  $P = 11–10$  кбар, прежде всего, к амфиболитизации нижних комплексов ранее внедрившихся ультрабазитов. Основным минералогическим следствием процесса метасоматического преобразования пород при дальнейшем снижении температуры флюидов, в зависимости от  $fO_2$ , является новообразование малоплотных куммингтонита, монтмориллонита, слюд и, наконец, серпентина. В подтверждение сказанного можно привести данные моделирования равновесных ассоциаций минералов для исходного состава расслоенных базитовых пород в присутствии флюидов разного состава при давлении от 12 до 3 кбар и  $T$  от 1000 до 400°C [51]. Расчеты, выполненные для среднего интрузивного траппа Сибирской платформы при параметрах остывающего массива в области верхов верхней мантии ( $P = 16$  кбар и  $T = 900°C$ ) в присутствии (отн. %)  $H_2O = 42$ ,  $CO_2 = 58$ ,  $HCl = 0.002$ ,  $NF = 0.053$ ,  $H_2 = 0.0014$ ,  $H_2S = 0.008$ ,  $CO = 0.057$ , показали, что минеральный состав в базитах будет представлен: антофиллитом – 19.6 отн. %, плагиоклазом – 35%, Ca и Na клинопироксеном – 20%, K-слюдами (Mica-1) – 7.3%.

Кроме того, основные изменения минерального состава и плотности ультраосновных пород в геологическом разрезе определяются пространственными и временными вариациями потенциала кислорода по потоку флюида. При этом преобразован-

ные породы достаточно близки по минеральному составу, но существенно различаются по количеству минералов в гранатах, клинопироксенах, плагиоклазах, оливинах, а также по содержанию минералов Fe, Ti, углерода, сульфидов, слюд, полевых шпатов и солей [49]. Именно с этим обстоятельством связаны вариации плотности метасоматизированных пород. Соотношение положения зон обогащения петрогенными элементами и их обеднения в разрезе метасоматической колонки, масштабы и глубина преобразования исходных пород зависят от двух составляющих газовой смеси: соотношений мольных долей C–O–H и Cl–F–S. Первые определяют тип и характеристики окислительно-восстановительного барьера, а вторые – масштабы деплетирования пород над границей дистилляции летучих при снижении  $T$  и  $P$  по потоку флюидов. При этом области с аномально высокими и низкими величинами плотности могут располагаться в разрезе друг под другом как в зоне высоких, так и относительно низких температур. Так, формирование области относительно плотных пород в средней коре на глубине 15–28 км (ПК 531–571) может быть связано как с расслоением базит-гипербазитовых магм и образованием в верхних частях интрузивных тел комплекса пород с повышенным содержанием железа и других рудных элементов (о чем свидетельствует пространственная согласованность области с зоной повышенной электропроводности пород), так и с последующим воздействием восстановленных флюидов субщелочного магматического источника (рис. 2в). Таким образом, дифференциация эффективной плотности пород в нижней и средней консолидированной земной коре обусловлена, надо полагать, протеканием пульсационных разновременных магматических и флюидодинамических процессов, имевших место на рассматриваемой территории.

Сопоставляя представленные выше разрезы, можно выделить в них, с учетом возможных погрешностей оценок глубин (первые километры), по разным геофизическим методам довольно хорошо согласующиеся границы изменения физических свойств пород, к которым, как правило, приурочены совокупности сейсмически контрастных объектов. Для выделения таких границ и соответственно блоков (слоев) в земной коре построены разрезы, отображающие в виде конъюнкционных параметров аномальные объекты, проявляющиеся в данных всех используемых геофизических методов. Выполненные построения показали четкую приуроченность высоких значений конъюнкционного параметра, наблюдаемых в средней и нижней частях коры, к центральному и восточному участкам профиля, что коррелируется, кроме того, и с проекциями размещения Оморинского и Юрубчено-Тохомского скоплений углеводородов, входящих в Юрубчено-Тохомскую зону нефтегазоаккумуляции.



**Рис. 4.** Конъюнкционный геофизический разрез земной коры по фрагменту профиля 1-СБ: конъюнкция между сейсмоэнергетикой, дифференцированными нормированными параметрами гравиразведки и электроразведки. Грубые штриховые линии соответствуют границам выделенных аномальных объектов.

На флангах профиля на упомянутых глубинах значения конъюнкционного параметра характеризуются величинами не выше средних, свидетельствующими о преимущественной “гомогенности” геологической среды (рис. 4).

По мере расширения геофизических исследований на опорных и региональных профилях, пересекающих, в частности, и крупные зоны рудо- и нефтенакпления, представляется рациональным использование рассмотренных в статье подходов к комплексной интерпретации получаемой геолого-геофизической информации с целью развития теоретических основ прогнозирования и поисков стратегических видов сырья.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, полученные материалы позволяют сделать вывод о том, что аномальное строение консолидированной земной коры Камовского свода Байкитской антеклизы, выразившееся в резкой сейсмической неоднородности геологической среды, наличии в средней части коры области с пониженными электрическими сопротивлениями и дифференцированное распределение эффективной плотности пород по разрезу обусловлены совокупным эффектом протекания разновременных геодинамических и флюидодинамических процессов на рассматриваемой территории.

Основными из них являются, прежде всего, процессы образования в конце палеопротерозоя гранитоидов с положительными значениями параметра эpsilon неодима. На сейсмическом профиле гранито-гнейсовые купола проявляются в виде совокупности прозрачных объектов, соответствующих однородному по жесткости субстрату и характеризующихся пониженными значени-

ями гравитационного и магнитного полей с некоторым повышением магнитной восприимчивости пород по периферии купола и в межкупольном пространстве. Наиболее значимыми процессами, определившими гетерогенность нижней и средней консолидированной коры, являлись многостадийные и полихронные базит-гипербазитовые магматические процессы. Об этом свидетельствуют дайки субщелочных долеритов с возрастом ~1.5 млрд. лет, а также присутствие в геологическом разрезе рифейского осадочного чехла высококремненных горизонтов пород, обогащенных циано-бактериальными матами и содержащих пирокластический материал. Синхронность генезиса данных горизонтов с магматизмом на периферии платформы, наличие в низах осадочного чехла “осветленных” вертикальных зон привноса вещества, выщелоченного из гранито-гнейсов верхней части консолидированной коры, предполагаемая аналогия с процессами образования метаморфизованных черносланцевых отложений в совокупности с материалами о лишь частичном выводе магматических расплавов к поверхности позволяют допустить значительную роль рифейского магматизма в формировании аномальной структуры земной коры Камовского свода. Безусловно, осложняющее влияние на строение коры внес и пермо-триасовый магматизм. Развитие полистадийного мантийного базит-гипербазитового магматизма с замещением нижнекорового субстрата, объясняет приподнятое, часто разорванное положение границы Мохоровичича, разуплотнение верхней мантии, расслоенность нижней и средней консолидированной коры, присутствие в разрезе горизонтов или линз кристаллических пород с повышенной электропроводностью. Флюидодинамические же процессы, связанные с магматиз-

мом, привели к образованию в земной коре относительно сквозных локальных областей пониженной плотности геологической среды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 339–353.
2. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. Т. 40, № 11. С. 1575–1587.
3. Бахтерев В.В., Булыкин Л.Д. Параметры электропроводности при высоких температурах дунитов в зависимости от степени серпентинизации // Докл. АН. 2001. Т. 379, № 6. С. 793–796.
4. Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. Строение Бураковского-Аганозерского расслоенного комплекса, петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 650–672.
5. Бибикина Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фукзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347–352.
6. Бондаренко М.А., Кольцова Т.Н., Сергиевский В.В. и др. Электрохимические исследования оксидных высокотемпературных сверхпроводников с различным типом проводимости // Докл. АН. 1992. Т. 325, № 1. С. 84–87.
7. Булин Н.К., Егоркин Н.К. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН. 2000. 193 с.
8. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю. Возможные геозлектрики в изучении верхней мантии // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: Нефтяник, 2003. С. 158–167.
9. Выделение блоков древнейшей коры Балтийского щита на продольном профиле МОВЗ–ГСЗ Печенга-Умбозеро-Пулоньга-Ручьи // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / А.В. Егоркин, Н.Е. Галдин, С.К. Зюганов и др. Л.: Наука, 1991. С. 107–122.
10. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукобзов А.М. и др. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 127–136.
11. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
12. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // Докл. АН. 2006. Т. 412, № 5. С. 524–529.
13. Грачев А.Ф., Кобан М.К. О причинах высокого стояния Сибирской платформы // Физика Земли. 2006. № 12. С. 20–33.
14. 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 коры и верхней мантии. Мат-лы Междунар. научно-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 26–31
15. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
16. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. О переменном содержании калия в субщелочных ультрабазитовых лавах севера Сибирской платформы и проблема их генезиса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1145–1161.
17. Караев Н.А., Рабинович Г.Я. Рудная сейсморастворка. М.: Геоинформмарк, 2000. 366 с.
18. Кирнозова Т.И., Бибикина Е.В., Козакова И.К. и др. Раннепротерозойские коллизионные гранитоиды Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. Мат-лы II Российской конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2000. С. 193–195.
19. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 394–408.
20. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–453.
21. Кузнецов В.Г., Скоблева Н.М. Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 637–650.
22. Латынов Р.М., Чистякова С.Ю. Физико-химические аспекты формирования магнетитовых габбро в расслоенном интрузиве Западно-Панских Тундр, Кольский полуостров // Петрология. 2001. Т. 9, № 1. С. 28–50.
23. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–30.
24. Летников Ф.А. Расслоенные магматические тела как результат проявления процессов самоорганизации // Петрология. 2001. Т. 9, № 3. С. 242–253.
25. Летников Ф.А. Флюидный режим деструкции континентальной земной коры и формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 2. С. 205–207.
26. Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В. Гранито-гнейсовые купола как пример самоорганизующихся систем в литосфере // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 1. С. 67–70.
27. Литилин А.В., Петров О.В., Анискин А.Л. и др. Глубинные сейсмические исследования в России: результаты и проблемы // Модели земной коры и верхней мантии. Мат-лы Междунар. научно-практ. се-

- минара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 85–90.
28. *Маракушев А.А.* Флюидный режим формирования земной коры // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 63–81.
  29. Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
  30. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В.* Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // Докл. АН. 2005. Т. 404, № 3. С. 389–394.
  31. *Мигурский А.В., Носкова Е.С.* Динамика внедрения траппов и нефтегазоносность в пределах Юрубчено-Тохомской зоны // Динамика внедрения траппов и нефтегазоносность в пределах Юрубчено-Тохомской зоны. Мат-лы II Всерос. металлогенического совещ. Иркутск: Изд. ИГХ, 1998. С. 507–508.
  32. *Наливкина Э.Б.* Эволюция раннедокембрийской земной коры. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 264 с.
  33. *Николаевский В.Н.* Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. № 4. С. 41–50.
  34. *Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого комплекса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1524–1544.
  35. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.
  36. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. С. 312–338.
  37. *Пашевин А.М., Иванов Н.К.* Комплексная физико-геологическая модель юга Сибирской платформы // Модели земной коры и верхней мантии. Мат-лы Междунар. научно-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 151–153.
  38. *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 210 с.
  39. *Рудницкая Д.И., Вальчак В.И., Старосельцев В.С. и др.* Изучение глубинного строения земной коры нефтегазоносных территорий Восточной Сибири по сейсмическим данным // Геофизика. 2008. № 3. С. 13–17.
  40. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др.* Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2, С. 93–95.
  41. *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат-лы II Российской конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 453–455.
  42. *Соловова И.П.* Мантийные магмы и флюиды по результатам изучения включений в минералах. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 54 с.
  43. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Лотышев В.И.* Глубинное строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири // Разведка и охрана недр. 2003. № 11–12. С. 6–8.
  44. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С. и др.* Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 117–124.
  45. *Томишин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г.* Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19–27.
  46. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В.* Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 6. С. 810–815.
  47. *Хабаров Е.М., Понамарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н.* Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 211–239.
  48. *Хильтова В.Я., Берковский А.Н., Козаков И.К. и др.* Основные элементы строения фундамента Сибирской платформы: геолого-геофизические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы совещ. М.: ГЕОС. 2003. Т. 2. С. 276–279.
  49. *Шарапов В.Н.* Динамика развития надастеносферных флюидных систем // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 5. С. 459–470.
  50. *Шарапов В.Н., Акимцев В.Н., Ащепков И.В., Черепанов А.Н.* К физико-химической динамике отложения компонентов из магматогенной газовой фазы над мантийными магматическими очагами базитового расплава // Геохимия. 2004. № 12. С. 1271–1284.
  51. *Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* О локальной и региональной изменчивости в составе пермотриасовых эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 8. С. 741–752.
  52. *Шарапов В.Н., Кудрявцева О.П.* К оценке термодинамических параметров фазовой границы Мохо под областью развития траппов на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 993–1005.
  53. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.
  54. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / под ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: СО РАН, 2006. 361 с.
  55. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. АН. 2001. Т. 379, № 1. С. 94–98.
  56. *Alkaline rocks of the World. Pt 2. Former USSR / L.N. Kogarko, V.A. Kononova, M.P. Orlova and A.R. Wooleey., London: Chapman & Hall, 1995. 225 с.*
  57. *Spera F.J.* Dynamism of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma // Mantle meta-

- somatism / Ed. M.A. Mennis, C.J. Hawkesworth. London. Academic Press. 1987. P. 1–20.
58. *Wyllie P.J.* Experimental petrology of upper-mantle materials, process and products // *J. Geodyn.* 1995. V. 20, № 4. P. 429–468.
59. *Wyllie P.J., Baker M.B. & White B.S.* Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites // *Lithos.* 1990. V. 26. P. 3–19.

*Рецензент В.Б. Писецкий*

## **Structure of consolidated Earth's crust of Kamovsk Arch, Siberian Platform, and possible factors controlling of geophysical anomalies**

**R. P. Gottikh\*, B. I. Pisotsky\*\*, V. I. Galuev\*, S. A. Kaplan\***

*\*All-Russian Research Institute of Geological, Geophysical and Geochemical Systems (VNIIGeosystem)*

*\*\*Institute of Oil and Gas problems of RAS*

On the base of the integrated geophysical survey along the section of a latitudinal line 1-SB passing through Kamovsk Arch of the Baikite anteklise, Siberian Platform, the geological processes resulting in formation of intracrust and mantle geophysical anomalies are analyzed. It is shown that the up-to-date appearance of the Earth's crust in the south of the Siberian Platform in general and Baikite anteklise in particular was formed as a result of a combined effect of Archean-Early Proterozoic geodynamic processes and subsequent multistage and diverse composition magma intrusions and related fluids.

Key words: *Siberian platform, geodynamics, magmatism, Earth's crust, mantle plumes.*