

**СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ:
ПРОФИЛЬ СКОВОРОДИНО—ТОММОТ**

**А.Н. Диденко^{1,5}, А.С. Ефимов², П.А. Нелюбов³, А.С. Сальников², В.С. Старосельцев²,
Б.Ф. Шевченко¹, М.В. Горошко¹, В.А. Гурьянов¹, Н.Г. Заможняя⁴**

¹ *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
680063, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия*

² *Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия*

³ *Департамент по недропользованию по Дальневосточному Федеральному округу,
680000, Хабаровск, ул. Льва Толстого, 8, Россия*

⁴ *ОП «Спецгеофизика», ГФУП «ВНИИГеофизика»,
141540, Московская область, Солнечногорский район, пос. Поварово, Россия*

⁵ *Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Проведено комплексное геолого-геофизическое исследование области сочленения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса с Сибирской платформой в полосе профиля 3-ДВ (52—60° с. ш., 122—129° в.д.) Сквородино—Томмот, где серией глубинных разломов пояс отделен от Алдано-Станового щита платформы. Получены следующие основные результаты: сейсмические, плотностные, геоэлектрические характеристики пород, на основании которых определены (уточнены) внутрикоровые границы тектонических структур; установлены крупноблоковая делимость земной коры, обусловленная разломами мантийного заложения, и различие слоистой структуры коры для щита и складчатых областей; на основе имеющихся палеомагнитных данных выполнены палинспастические реконструкции для 180 и 140 млн лет, наиболее продуктивной металлогенической эпохи в регионе, сопряженной во времени с коллизийными процессами при закрытии Монголо-Охотского палеобассейна.

Опорные глубинные профили, глубинное строение, тектоника, палеорекострукции, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Сибирская платформа.

**STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE EARTH'S CRUST IN THE REGION OF JUNCTION
OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT AND THE SIBERIAN PLATFORM:
SKOVORODINO—TOMMOT PROFILE**

**A.N. Didenko, A.S. Efimov, P.A. Nelyubov, A.S. Sal'nikov, V.S. Starosel'tsev, B.F. Shevchenko,
M.V. Goroshko, V.A. Gur'yanov, and N.G. Zamozhnyaya**

An integrated geological and geophysical study was performed to investigate the region of junction of the eastern part of the Central Asian Fold Belt and the Siberian Platform in the Skovorodino—Tommot 3-DV reference profile line (52°–60° N, 122°–129° E), where the belt is separated from the Aldan—Stanovoi Shield of the platform by a series of deep faults. The main results are as follows: Seismic, density, and geoelectric characteristics of rocks were obtained and used to determine (refine) the intracrustal boundaries of tectonic structures; large-block structure of the Earth's crust, caused by mantle faults, and the difference between the layered structure of the crust for the shield and fold regions were established; and available paleomagnetic data were used to perform palinspastic reconstructions for 180 and 140 million years, the most productive metallogenic epoch in the region, coeval with collision processes at the closure of the Mongol-Okhotsk paleobasin.

Reference depth profiles, deep structure, tectonics, paleoreconstructions, Central Asian Fold Belt, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в России и за рубежом возрос объем глубинных геофизических исследований на опорных параметрических профилях большой протяженности — геотраверсах. Основные цели таких исследований связаны с решением крупных проблем изучения литосферы — геологического картирования, обоснованного минерагенического прогноза и разработки критериев поиска глубинных месторождений полезных ископаемых, оценки и предупреждения сейсмической опасности, геоэкологического мониторинга среды.

© А.Н. Диденко, А.С. Ефимов, П.А. Нелюбов, А.С. Сальников, В.С. Старосельцев, Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, Н.Г. Заможняя, 2013

Необходимость геологического изучения восточных регионов России связана не только с их крайне малой изученностью региональными геофизическими методами, но и с актуальностью локализации и оценки минерально-сырьевого потенциала площадей, перспективных на обнаружение стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья.

Опорный геофизический профиль 3-ДВ Сквородино—Томмот—Хандыга—Мякит уникален по многообразию пересекаемых им тектонических структур, отражающих разнообразие геодинамические и временные обстановки формирования земной коры. Южный участок этого профиля на отрезке Сквородино—Томмот, которому посвящена настоящая работа, пересекает зону сочленения позднедокембрийских-мезозойских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), с одной стороны, и раннедокембрийских структур Алдано-Станового щита (АСЩ) Сибирского кратона, с другой.

Особенности сочленения древних и молодых складчатых структур с Сибирским кратоном могут существенно влиять на формирование скоплений полезных ископаемых. Поэтому появление дополнительной информации о глубинном строении как самих анализируемых разнородных блоков, так и зон их сочленения, полученной в результате использования комплекса современных геофизических методов, несомненно, окажется полезным для обоснования основных закономерностей их строения и пространственного распределения скоплений полезных ископаемых. Особый интерес представляют крупноамплитудные шарьяжи и надвиги древних толщ на юрские осадки в Пристановой складчато-надвиговой зоне.

Интерес к вышеуказанным структурам связан также с проявлением здесь современных тектонических движений, характерных для общей кинематики Центральной Азии и связанных в основном с преобразованием позднепалеозойско-мезозойского структурного плана и активизацией процессов крупномасштабного сжатия. В сейсмическом отношении территория входит в Байкало-Становой сейсмический пояс, в пределах которого ежегодно происходит большое количество крупных и средних землетрясений.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемый регион, по которому проложена линия комплексного геолого-геофизического глубинного профиля 3-ДВ, включает фрагменты тектонических структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и южную часть Сибирской платформы (рис. 1). В состав ЦАСП, в изучаемой нами части обрамления Сибирской платформы с запада и юга, входят каледонский Селенга-Становой, позднепалеозойско-раннемеловой Монголо-Охотский орогенные пояса и Аргуно-Мамынский микроконтинент [Tectonic map..., 2001].

Раннедокембрийский фундамент ЦАСП неоднократно подвергался деструктивным процессам. В пределах профиля он представлен фрагментом Аргуно-Мамынского микроконтинента с системами наложенных и окраинных впадин и прогибов. Последние возникли в результате высокоамплитудных движений слагающих его блоков.

Особенности геологического строения Селенга-Станового пояса — присутствие в его составе вулканогенно-осадочных формаций рифея и палеозойских вулканитов кислого состава, широкое распространение плутонических ассоциаций ордовика и вулканоплутонических образований поздней перми, раннего триаса, средней и поздней юры сближают его с иными композитными массивами ЦАСП. Большая подвижность разных частей Селенга-Станового пояса, являющихся блоками континентальной, существенно сиалической коры, обусловила многоэтапный характер их эволюции [Геологическая карта..., 1999; Геодинамика..., 2006].

Селенга-Становой ороген, Аргуно-Мамынский микроконтинент и слагающие их блоки ограничены долгоживущими трансрегиональными и региональными разломами. На большем своем протяжении они выражаются зонами смятия, меланжа, динамотермального метаморфизма, развития систем разноориентированных разрывных нарушений. Они трассируются интрузиями базитов и ультрабазитов, зонами интенсивных складчато-надвигово-сдвиговых и раздвиговых дислокаций, обрамляющих многочисленные выступы переработанного фундамента. По строению и морфологии шовные межблоковые структуры отвечают коллизии-аккреционным системам. Упомянутые выше деструктивные процессы, раздвинувшие энциалические массивы Центрально-Азиатского складчатого пояса, создали благоприятные условия для заложения Монголо-Охотской протяженной структуры на коре, близкой к океанической [Геологическая карта..., 1999].

Монголо-Охотский орогенный пояс, расположенный между Селенга-Становым орогеном и Аргуно-Мамыньским микроконтинентом, имел длительное полициклическое развитие, активная раздвигово-сдвиговая обстановка в котором продолжалась до триаса—ранней юры. В нем совмещены байкальский, каледонский, герцинский и раннетихоокеанский тектонические циклы. Все вышеперечисленные тектонические элементы земной коры имеют свои глубинные образы.

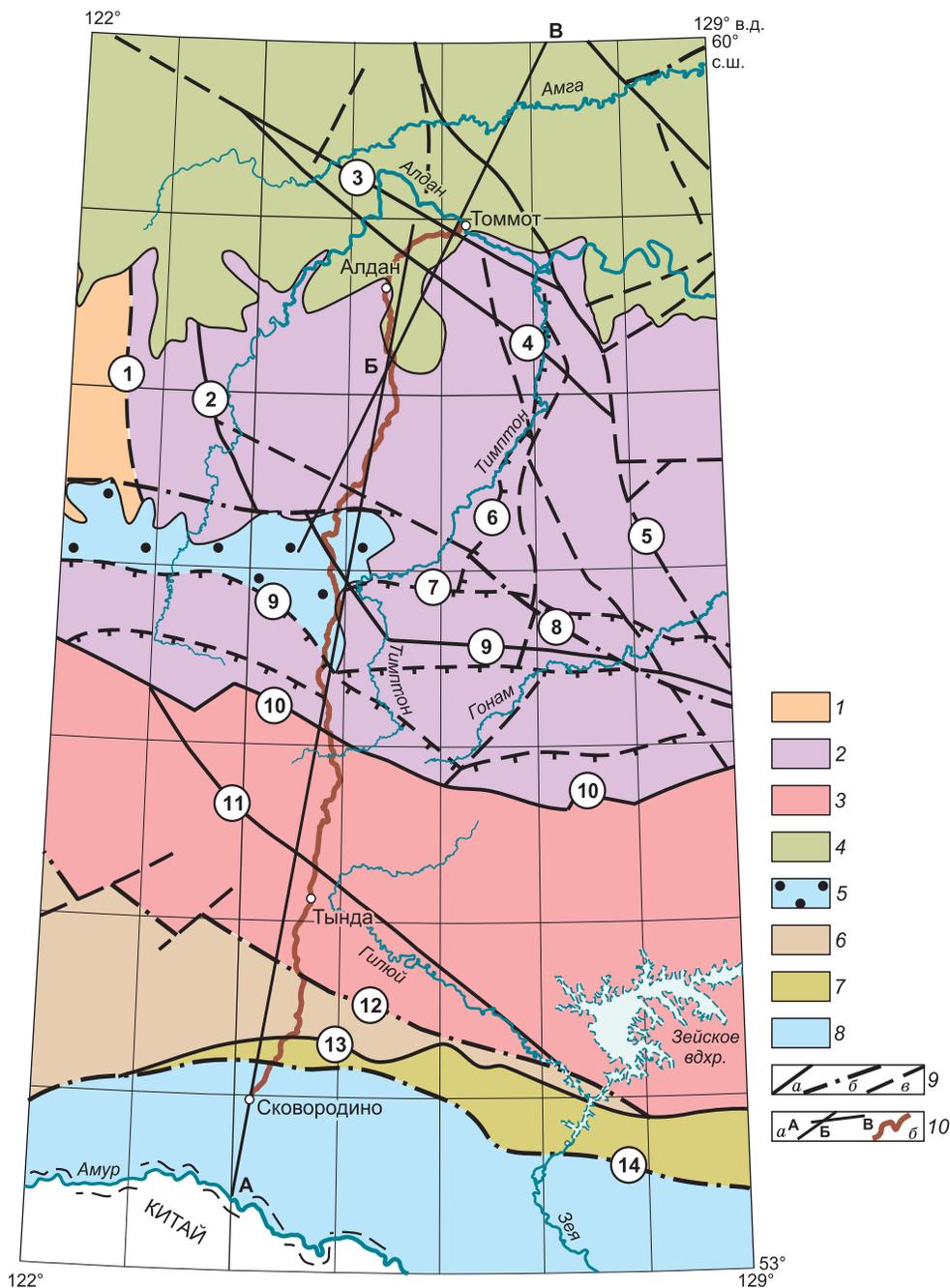
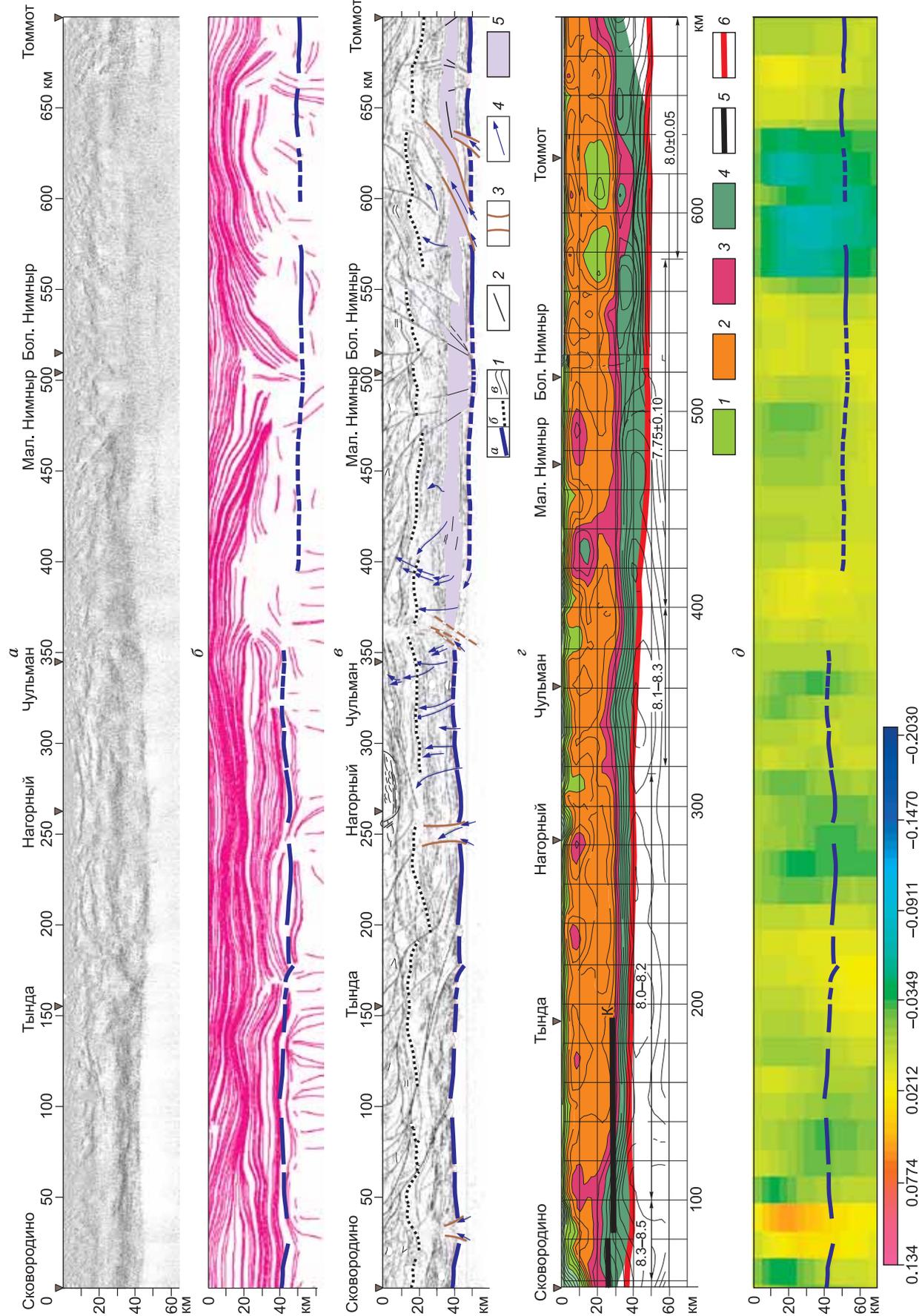


Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса в полосе профиля 3-ДВ Сквородино—Томмот.

1—5 — Сибирская платформа: 1 — Олекминская гранит-зеленокаменная область, 2 — Алданская гранулит-гнейсовая область, 3 — Становая гранит-зеленокаменная область, 4 — венд-кембрийский платформенный чехол, 5 — Чульманская мезозойская впадина; 6—8 — Центрально-Азиатский складчатый пояс: 6 — Селенга-Становой каледонский орогенный пояс, 7 — Монголо-Охотский раннемезозойский орогенный пояс, 8 — Аргуно-Мамынский микроконтинент с наложенными мезозойскими молассовыми прогибами; 9 — разломы: *а* — мантийные, *б* — коровые, *в* — прочие (берштрихи указывают направление надвига); 10 — линия профиля: *а* — ГСЗ, *б* — МОВ—ОГТ. Цифры в кружках — разломы: 1 — Амгинский, 2 — Олонгринский, 3 — Русский, 4 — Эльконский, 5 — Тьркиндский, 6 — Тимтонский, 7 — Гонамский, 8 — Хаирский, 9 — Южно-Якутский, 10 — Становой, 11 — Гилуйский, 12 — Желтулакский, 13 — Северо-Турурингрский, 14 — Южно-Турурингрский.

В пределах исследуемой части Сибирской платформы установлен складчатый фундамент и пологозалегающий чехол, отделенный от фундамента резким несогласием. Складчатый фундамент Алдано-Станового щита по формационным признакам разделен на две крупные области — Становую гранит-зеленокаменную (ГЗО) и Алданскую гранулит-гнейсовую (ГГО) [Тектоника..., 2005].



ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Глубинная структура земной коры изучаемой территории (122—129° в.д., 52—60° с.ш.) установлена на основании комплекса геолого-геофизических методов в площадном и профильном вариантах (см. рис. 1). В основу положены результаты сейсмических (МОВ—ОГТ, ГСЗ, КМПВ) и геоэлектрических (МТЗ) исследований; привлечены данные новых геологических карт, космические снимки (радарная съемка), сводные петрофизические данные (плотность, магнитная восприимчивость). Для работы с пакетами интерпретационных программ применялись цифровые модели потенциальных полей (гравитационного, магнитного). Для полосы профиля 3-ДВ и сопредельных с ней площадей были использованы результаты предыдущих исследований по определению мощности земной коры (граница Мохоровичича) и подошвы литосферы [Тектоника..., 2005].

На первом этапе интерпретации геофизических и петрофизических данных проведено построение однофакторных (монометодных) структурно-геофизических моделей для двух уровней глубин земной коры. Первый уровень до глубины 4—5 км, второй — 50—60 км. Некоторые из них, в первую очередь базовые сейсмические, приведены на рис. 2. Все модели кроме скоростной, по данным ГСЗ, составлены относительно срединной линии сейсмического профиля МОВ—ОГТ.

После построения однофакторных моделей была выполнена их комплексная интерпретация. Она сводилась к формированию в едином нижнем полупространстве наиболее вероятной структурно-геофизической модели, отвечающей распределению измеренных геофизических полей и соответствующим им в приповерхностной части земной коры петрофизическим характеристикам горных пород, а также непротиворечивых структурных и расчетных геофизических параметров, полученных для более глубоких горизонтов земной коры. Последние были получены при интерпретации результатов всех вовлеченных в исследование геофизических методов. В связи с тем, что одна из основных геологических задач — изучение глубинного строения земной коры, нижним ограничением которой служит поверхность Мохоровичича (скоростной параметр), то основой комплексной структурно-геофизической модели являются сейсмические модели (см. рис. 2, б—г).

Результаты исследований в виде однофакторных моделей земной коры свидетельствуют о неоднородном ее строении даже в пределах единого тектонического элемента — Алдано-Станового шита. Сейсмический образ коры, по данным МОВ—ОГТ, и его первичная обработка (см. рис. 2, б, в) указывают на то, что земная кора в пределах изучаемого отрезка профиля делится по своим структурным характеристикам на две крупные части — южную и северную. Эта делимость находит свое подтверждение и в иных однофакторных моделях — скоростной, плотностной (см. рис. 2, г, д). Установлено, что для южной части профиля типично чередование относительно небольших плотностных доменов, а в северной его части расположены более крупные домены. Некоторые из них охватывают всю область земной коры и прослеживаются в пространстве верхней мантии. Уверенно эти различия прослеживаются по граничным скоростям (см. рис. 2, г). Мощность земной коры в южной части профиля колеблется в интервале значений 42—50 км, в северной — 50 км и более.

Для земной коры в изученном интервале профиля установлено наличие как горизонтальных, так и наклонных пакетов отражающих площадок (см. рис. 2, а). В верхней части разреза сочетание горизонтальных и наклонных пакетов отражающих площадок (линеаментов, границ скоростных доменов) фиксирует здесь наличие структуры синклинорно-антиклинорного типа. Установленные в сейсмической модели разрывы границы между земной корой и верхней мантией (мантийные окна) прослежены на протяжении всего профиля (см. рис. 2, б, в).

На основании анализа соотношений распределения структурных элементов (мантийные окна) скоростных и плотностных характеристик проведено выделение флюидно-магматических систем различной природы и различного возраста. В интервале профиля 30—40 км находятся позднепалеозойские перидотиты, габбро (пиканский комплекс), в интервале 560—660 км расположены позднеюрские-раннемеловые щелочные граниты и сиениты (см. рис. 2, в, д). В последнем случае области распространения низкоплотных пород корреспондируются с областями пониженных скоростных характеристик, установленных методом ГСЗ (см. рис. 2, г, д).

Рис. 2. Разрез земной коры в полосе профиля.

а — по данным МОВ—ОГТ; *б* — линии выгнутости роз-диаграмм отражающих площадок (обработка данных МОВ—ОГТ пакетом WinLESSA [Zlatorolsky, 1997]); *в* — динамический сейсмический разрез; *1а* — подошва коры, в том числе на частях *б*, *д*; *1б* — стратифицированные границы меньшего ранга в различных горизонтах; *2* — разломы; *3* — границы мантийных окон; *4* — направление движения коромантийных масс; *5* — область интенсивного магматического подслаивания; *г* — скоростной разрез (км/с) по данным ГСЗ; *1—4* — скоростные слои; *1* — вулканогенно-осадочный; *2* — гранитоидный; *3* — гранулитовый; *4* — базитовый; *5*, *б* — границы; *5* — Конрада, *б* — Мохоровичича; *д* — плотностной разрез по данным 3D моделирования (значения плотности относительные) [Глубинное строение..., 2010].

Рис. 3. Комплексная геолого-геофизическая модель земной коры вдоль профиля.

a — распределение петрофизических характеристик; *b* — геологический разрез, *в* — глубинный геолого-геофизический разрез. *a*: 1 — плотность и 3 — магнитная восприимчивость горных пород, 2 — плотность модельная; *b*: 1 — щелочные граниты, сиениты и метасоматиты алданского, лебединского и Эльконского комплексов ($E\delta J_3-K_1$); 2 — тындинско-бакаранский комплекс ($\gamma\delta J_3-K_1$); гранодиориты; 3 — стрелкинская свита (J_3-K_1); конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 — амуджиканский комплекс ($\gamma\delta J_3$); граносиениты и гранодиориты (*a*), верхне-селингарский комплекс (ξJ_3); сиенит-порфиры (*b*); 5 — юрские отложения Верхнеамурского прогиба и Чульманской впадины; 6 — пиканский комплекс (νPZ_3); *a* — габбро и пироксениты, *b* — перидотиты и дуниты; 7 — омутнинская свита (S); песчаники, кварциты, сланцы; 8 — венд — нижний кембрий: доломиты, известняки глинистые и песчаники; 9 — тукурингский комплекс (νPR_1); граниты и гранодиориты (*a*), позднестановой комплекс (νPR_1); субщелочные граниты и гранодиориты (*b*); 10 — джелтулакская серия (PR_1); метапесчаники, сланцы, мраморы, метабазаальты; 11 — каменкоревский комплекс (νPR_1); граниты, гранитоиды; 12 — унрингский комплекс (νPR_1); лейкогаббро, моноклаббро метаморфизованные; 13 — гонжинский комплекс (νPR_1); граниты гнейсовидные; 14 — тонгинская серия (PR_1); гнейсы и кристаллосланцы; 15 — одолгинская серия (AR_2); гнейсы и сланцы биотитовые (*a*), фелдоровская серия (AR_2); сланцы и гнейсы пироксен-роговообманковые (*b*); 16 — древнестановой комплекс (νAR_2); плагиограниты гнейсовидные; 17 — верхний архей (AR_2); иликанская (Становая ГЗО), усть-гилейская (Селенга-Становая СП) серии и бурпалейская толща (Пристановая СНЗ); гнейсы и кристаллосланцы; 18 — нижний архей (AR_1); ларбинская серия (Становая ГЗО); гнейсы и кристаллосланцы, зверевская серия (Пристановая СНЗ); гнейсы гранат-биотитовые, биотитовые, верхнеалданская серия (Алданская ПГО); гнейсы биотит-гиперстеновые, гранат-биотитовые, сланцы существовавшие интрузии (*a*) и зоны контактового метаморфического воздействия (*b*) позднего мезозойского возраста; 20 — разрывные нарушения; цифры в кружках — разломы, см. на рис. 1; *в*: 1 — юрские отложения в Пристановой складчато-надвиговой зоне; 2 — палеозойские отложения Аргуно-Мамынского микроконтинента; 3 — венд-кембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 4 — верхняя кора: *a* — магмометаморфогенные раннеархейские (AR_1) образования, *b* — позднеархейские (AR_2) образования; 5 — средняя кора: *a* — области расслоенных образований, *b* — области преимущественно гомогенного состава; 6 — нижняя кора: *a* — интенсивно расслоенная толща, *b* — гомогенные области; 7 — зоны коромантийной смеси в нижней и средней коре; 8 — слой интенсивного магматического подслаивания; 9 — верхняя мантия; 10*a* — направления движения коромантийных масс, 10*b* — следы предполагаемых глубоководных дислокаций; 11 — интрузивные тела, в том числе не выведенные на поверхность; 12 — преимущественно кислые (граниты, гранодиориты), *b* — в основном средние (диориты, габбро-диориты), *в* — преимущественно основные и ультраосновные (габброиды); 13 — граниты разделы в земной коре: *a* — подошва земной коры (поверхность М), *b* — подошва верхней коры, *в* — другие границы; 14 — разломы.

В процессе анализа комплексной структурно-геофизической модели выделено шесть крупных блоков земной коры, которые затем получили соответствующую тектоническую интерпретацию (рис. 3).

Установлено, что особое место в типизированных по разрезу земной коры блоках занимает блок, расположенный на границе двух крупных структурно-различных сейсмических областей (интервал профиля 300—400 км, см. рис. 2). В модельных построениях это область смены типов земной коры от двухслойного (Алданский мегаблок) к трехслойному (Становой мегаблок). В плотностной модели это зона относительно высоких значений эффективной плотности в приповерхностных частях земной коры ($(2.73-2.75)\times 10^3$ кг/м³). Распределение трасс аномалий магнитоактивных тел (магнитная модель) подчеркивает обособленность этого блока. Такая же обособленность проявляется в структурном плане скоростной модели (данные метода КМПВ). Модели для более глубоких уровней — 2D и 3D плотностные, геоэлектрическая (данные МТЗ), сейсмологическая (данные МОВЗ), тепловая (подошва литосферы) — подчеркивают его обособленность от сопредельных блоков (тектонических элементов) земной коры [Булин и др., 1972; Тектоника..., 2005; Подгорный, Малышев, 2006; Петрищевский, 2008].

РАЗЛОМНО-НАДВИГОВАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РЕГИОНЕ

Комплексная модель позволила закрепить блоковую делимость земной коры вдоль полосы профиля, проинтерпретировать наличие мантийных окон в подошве земной коры (разрывы сплошности границы Мохоровичича) как глубинные корни наблюдаемых на земной поверхности систем разломов. Исходя из полученных результатов, были сделаны выводы о природе разломной системы (разломов) — коровой или мантийной.

На основании проведенных исследований, в отличие от ранее существующих тектонических построений, нами в зоне сочленения Алданского и Станового геоблоков выделен еще один глубинный структурный элемент земной коры — Пристановая складчато-надвиговая зона (см. рис. 3). По мнению одного из авторов работы В.С. Старосельцева, особенности глубинного геолого-геофизического разреза (см. рис. 3, *в*) — ступенеобразное погружение поверхности Мохоровичича севернее Станового разлома (номер 10, см. рис. 1; 3, *b*) и появление вблизи нее слоя интенсивного магматического подслаивания в основании Пристановой складчато-надвиговой зоны и Алданской гранулит-гнейсовой области — дают основание две последних относить к Алданскому щиту или Алданскому мегаблоку [Геологическая карта..., 1999]. О.М. Розен [2003] выделяет здесь Алданскую и Становую докембрийские тектонические провинции, разделенные Каларской зоной надвигания, которые в конце палеозоя вышли на дневную поверхность в виде единого Алданского щита.

Помимо ранее указанных глубинных особенностей, установленных в структурно-геофизических моделях (см. рис. 2), характер залегания разновозрастных комплексов пород в Пристановой зоне указывает на существование в этой части Алдано-Станового щита в позднем мезозое коллизионной обстановки сжатия [Тектоника..., 2001], сопровождающейся сдвигово-надвиговыми дислокациями. В связи с этим Пристановая зона представляет собой широкую полосу проявления складчато-надвиговой тектоники, в которой имеют место тектонические смещения как мелких пластин, линз и чешуй разновозрастных метаморфических комплексов, так и юрских отложений [Шевченко и др., 2011]. Тектонические пластины докембрийских пород сложены разнообразными по составу и условиям метаморфизма породами: гранулитами, ортогнейсами тоналит-трондьемитового состава, эндербитогнейсами, плагиогнейсами, пироболитами, двупироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми, гиперстеневыми кристаллическими сланцами, плагиоэктогитами, анортозитами, габброидами, гранитами, поздне- и раннепротерозойскими зеленокаменными породами, линзами ультраосновных сланцев и кварцитов. Выведенные на земную поверхность в центральной части зоны гранулиты следует рассматривать как выходы на дневную поверхность нижних горизонтов земной коры. Протяженность Пристановой складчато-надвиговой зоны в широтном направлении составляет не менее 1000 км. Давление со стороны погружающейся плиты (закрытие Монголо-Охотского палеобассейна) вызвало срыв и выдавливание тектонических пластин со средних и нижних горизонтов земной коры в верхние ее этажи в зоне Станового глубинного разлома. В результате этих процессов тектонические пластины метаморфических пород высоких степеней регионального метаморфизма были надвинуты на юрские терригенные образования Южно-Алданского прогиба и метаморфические толщи Алданского мегаблока. Процесс надвига проходил дискретно, о чем свидетельствует степень дислоцированности юрских отложений южной части хорошо изученной Чульманской впадины. Здесь установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев от 3—5° до 60—80°, осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, наклоненными к югу. В северной части впадины юрские отложения не затронуты складчатостью и погружаются к югу моноклинально под углами до 5—7°.

Таким образом, тектонические структуры, расположенные в полосе профиля, отчетливо разделяются по строению коры и литосферной мантии. Наиболее отчетливо это наблюдается на Алдано-Становом щите. Различия, помимо коры, устанавливаются и в литосферной мантии. Этим, скорее всего, можно объяснить различие химизма в мезозойских магматических образованиях, разные типы магматизма (коллизионный — Становая ГЗО и внутриплитный — Алданская ГГО) и различные черты как докембрийской, так и мезозойской металлогении [Горошко и др., 2006].

Отчетливо расчленяются разломы на имеющие мантийные корни и внутрикоровые. Часть разломов, которые ранее считались коровыми, переведена в разряд мантийных: Русский, Эльконский, Хаирский и Гилюйский. Подтверждена мантийная природа Северо-Тукурингского и Станового разломов. Определены направления и углы падения различных разрывных нарушений (см. рис. 3).

В северной части полосы профиля в интервале 400—600 км по модельным построениям выделена конусообразная структура (см. рис. 2, б, в; 3, в), контролирующая тела ультраосновных щелочных пород с карбонатитами и апатитом (Селигдарская интрузия — раннепротерозойский плюм?). Северное крыло конусообразной структуры осложнено глубинными телами внедрения, представленными на земной поверхности ареалом позднемезозойских субщелочных и щелочных пород различного состава (интервал профиля 550—650 км, см. рис. 2). По-видимому, именно наличием своеобразной телескопированной разновозрастной глубинной структурой земной коры можно объяснить металлогенический потенциал Центрально-Алданского рудного района.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Известные рудные месторождения и заметные рудные проявления изучаемой территории связаны главным образом с четырьмя металлогеническими эпохами.

1. Архейская, которая характеризуется, прежде всего, проявлениями уран-ториевой и уран-торий-редкоземельной минерализацией, локализованными в гранитах, гранитогнейсах, мигматитах, пегматитах, пегматоидах и в скаполит-флогопит-пироксеновых скарноидах.

2. Палеопротерозойская (ранний и поздний этапы) представлена месторождениями флогопита, железа, апатита и урана.

3. Неопротерозойская — апатит, редкие земли, уран, тантал, ниобий. Всего в районе известно 32 месторождения железных руд и рудопоявлений. В числе крупнейших районов развития урановорудных объектов выделяется Нимнырский блок Алданской гранулит-гнейсовой области.

4. Позднемезозойская металлогеническая эпоха обусловлена коллизионным, в первую очередь, и внутриплитным магматизмом. С эпохой связаны крупные и суперкрупные месторождения золота, ура-

на, молибдена и целый ряд более мелких месторождений серебра, молибдена, флюорита, аметиста, свинца, меди, цинка, голубого асбеста и пьезооптического кварца.

Всего в области исследований, прилегающей к полосе профиля 3-ДВ Сковородино—Томмот, к настоящему времени выделено 25 рудных и потенциально рудных районов.

К раннепротерозойской металлогенической эпохе относятся 10 рудных районов (месторождения и рудопроявления): Верхненимнырский (флогопит), Дес-Леглиерский (В, TR, Fe), Талгинский (U, Au), Сагарский (P, Ti, TR), Субганский (U, TR), Нижнегорбеляхский (U, Th, P), Верхнегорбеляхский (цеолит, P), Холодниканский (графит, Fe), Уркима-Гетканский (Fe, Au), Джелтулак-Бурпалинский (Mo, W, Au).

С месторождениями и рудопроявлениями позднепротерозойской металлогенической эпохи связан Селигдарский рудный район (P, TR). Апатитовое месторождение в карбонатитах месторождения Селигдар является наиболее крупным из известных месторождений района. Оно также является крупным объектом по запасам редкоземельных элементов, которые составляют почти 15 % запасов России.

С месторождениями и рудопроявлениями позднемезозойской металлогенической эпохи связаны 14 рудных и потенциально рудных районов: Эльконский (U, Au, Mo), Куранахский (Au), Лебединский (асбест, флюорит, Au), Апсакано-Нагорненский (Au, Ag, Mo), Хайктинский (Mo, Au), Соловьевский (Au, Sb), Кабактинский (Au), Тыркандинский (Au, Mo, W), Гонамский (Au, Mo, W), Верхнесутамский (U, Au), Брянтинский (Cu, Au), Ольдойский (Cu, Au), Гонжинский (Au, Ag, Cu), Амгинский (алмазы, Au).

В результате анализа связей рудных районов с глубинным строением, магматизмом и другими структурными признаками сформулированы две группы основных критериев выделения рудных районов.

Первая связана с поверхностными и приповерхностными характеристиками строения земной коры: долгоживущие зоны глубинных разломов нижнекорового и мантийного заложения; участки объемной тектонической проработки земной коры, служившие зонами тепло- и массопереноса при образовании рудных месторождений, интенсивного развития разрывных нарушений; развитие ореолов экстенсивного распространения коллизионных и внутриплитных гранитоидов; зоны градиентов аномального поля силы тяжести и его локальные минимумы.

Вторая группа критериев связана с глубинными неоднородностями в строении коры и литосферы, установленными по модельным построениям: области локальных выступов астеносферы и сокращенной мощности литосферы до 100—150 км — оптимальные значения мощности литосферы для различных крупных месторождений полезных ископаемых (Au, Mo, U, Sn, Pb, Zn, W); области повышенной проводимости земной коры (по данным МТЗ), уходящие корнями в мантию; области аномальных (низкоскоростных) параметров в средней и верхней частях коры, свидетельствующие о ее высокой тектонической проработке; зоны и участки земной коры с аномальной плотностью, уходящие корнями в мантию, интерпретируемые как зоны проникновения в земную кору вещества мантии; резкое изменение мощности земной коры (уступы) с амплитудой 2—4 км и более.

По наличию на исследованной территории вышеперечисленных критериев в полосе профиля 3-ДВ, помимо уже известных, выделены четыре перспективные площади (рис. 4) на различные виды стратегического минерального сырья.

1. Соловьевская площадь (1900 км²) расположена в зоне Северо-Тукурингрского мантийного разлома. Здесь выявлено Кировское золоторудное месторождение жильного золото-кварц-сульфидного типа и Урканское сурьмяное месторождение золото-сурьмяной березитовой рудной формации. Мощность литосферы, формирование которой происходило в позднемезозойский этап, оптимальна — здесь следует ожидать выявления промышленных месторождений золота, висмута, сурьмы и вольфрама.

2. Моготская площадь (5400 км²) охватывает Становой хребет и его юго-западные склоны в бассейне рек Ларба, Могот, Тимптон и Гилуй. В поле силы тяжести к ней приурочен гравитационный минимум. Мощность литосферы составляет ~ 120 км, здесь следует ожидать выявления промышленных месторождений золота, серебра, молибдена, в меньшей степени вольфрама. Наличие в пределах площади зон глубинных разломов, штоков и субвулканических тел мезозойского возраста, гидротермально-метасоматических изменений различной формационной принадлежности позволяет рассчитывать на выявление промышленных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и кварц-молибденитовой рудных формаций.

3. Беркакитская площадь (4200 км²) расположена в Пристановой складчато-надвиговой зоне, в ее восточной части выявлено крупное Кунь-Маньенское медно-никелевое месторождение. Площадь насыщена мелкими телами пород основного и ультраосновного составов, представленных метагаббро и перидотитами раннего протерозоя.

4. Хатыминская площадь (3200 км²) находится в узле сочленения Хаирского нижнекорового и Олонгринского мантийного разломов. В зоне Хаирского разлома сейсморазведкой выявлена низкоскоростная аномалия, интерпретируемая как узел объемной тектонической проработки. Здесь известны Дёссовское, Пионерское, Савгельское и Южное скарново-магнетитовые месторождения, проявления

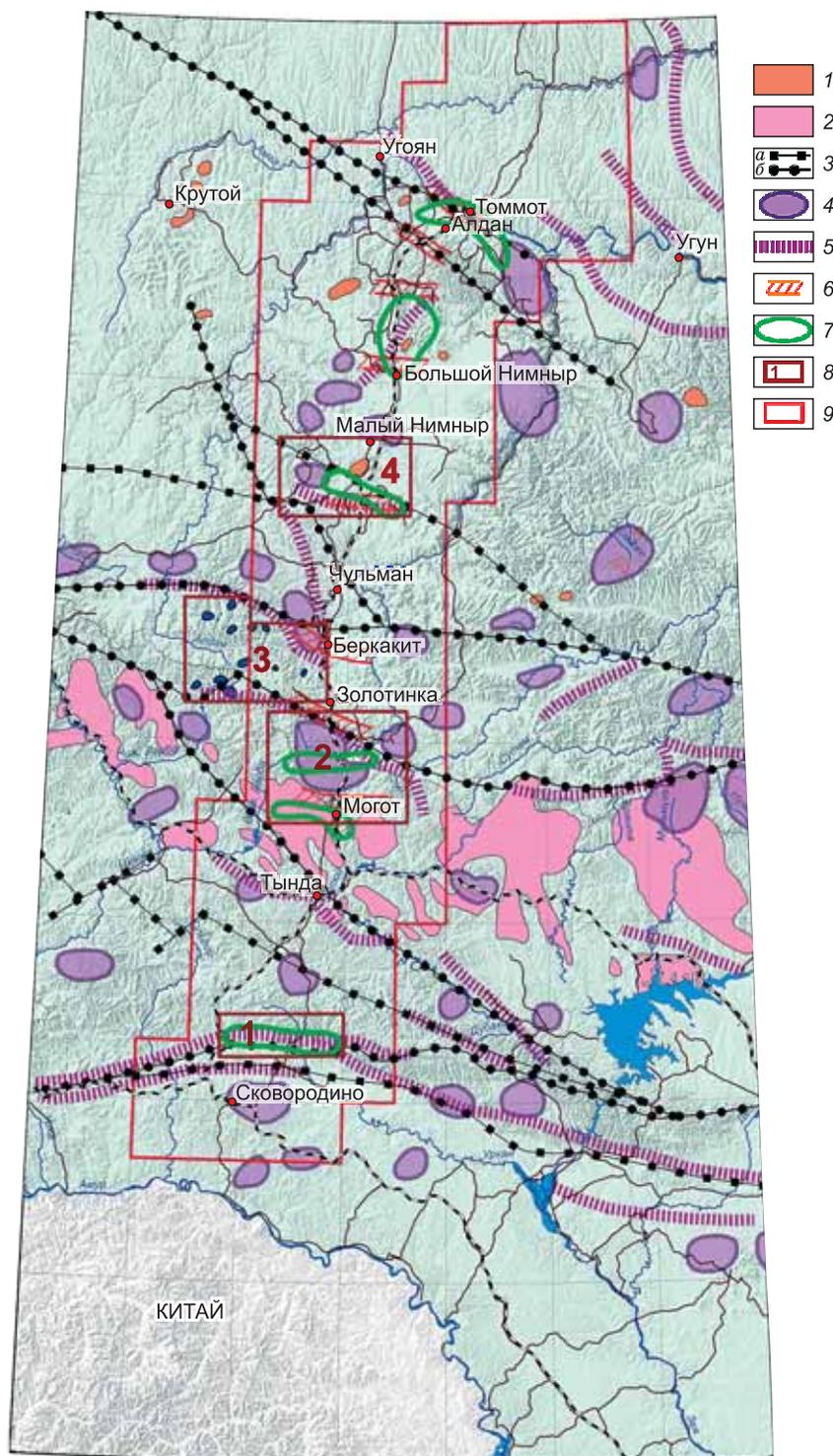


Рис. 4. Перспективные прогнозные площади на различные виды стратегического минерального сырья, выявленные по предложенным поисковым критериям.

1 — субщелочные и щелочные интрузии алданского интрузивного комплекса (J_3 — K_1); 2 — гранитоиды тындинско-бакаранского интрузивного комплекса (J_{2-3}); 3 — глубинные разломы: *a* — нижнекоровые, *b* — мантийные; 4 — локальные отрицательные аномалии поля силы тяжести; 5 — зоны градиентов поля силы тяжести; 6 — зоны аномальной проводимости (МТЗ), проникающие в мантию; 7 — участки объемной тектонической проработки земной коры (интерпретация сейсмических данных); 8 — перспективные площади, выделенные по максимальной проявленности критериев и признаков: 1 — Соловьевская (Au, Bi, Sb), 2 — Моготская (Au, Ag, Mo, Pb), 3 — Беркамитская (Ni, Co, Pt), 4 — Хатыминская (Au, U), Центрально-Алданский рудный район в настоящей работе не рассматривается; 9 — граница полосы профиля.

урана и золота. Мощность литосферы оценивается в ~ 120 км. С учетом фактических данных по металлогенической характеристике площади, в ее пределах площади следует ожидать выявления промышленных месторождений золота и, в меньшей мере, урана.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Как видно из материала предыдущего раздела, две основные металлогенические эпохи в регионе имеют палеопротерозойский и позднемезозойский возраст. Для расшифровки геодинамических процессов, имевших место в это время на рассматриваемой территории, мы привлекли палеомагнитные данные.

Для раннего палеопротерозоя Сибири нет палеомагнитных данных, позволяющих реконструировать положение палеоконтинента. Только для второй половины палеопротерозоя в последние годы стали появляться надежные в методическом отношении результаты [Диденко и др., 2009, 2013; Didenko et al., 2009]. На основании последних сделано предположение и разработана реконструкция, согласно которым Сибирский палеоконтинент столкнулся с Северо-Американским при образовании суперконтинента Колумбия в конце палеопротерозоя. Сочленение этих блоков проходило по южным окраинам (современные координаты) Ангаро-Анабарской и Алдано-Становой провинций Сибирского кратона и северной окраине (современные координаты) Канадского щита [Диденко и др., 2005, 2006].

Для мезозойской эпохи, во второй половине которой на рассматриваемой территории также господствовали коллизионные процессы, имеются палеомагнитные данные по основным континентальным блокам. Анализ этих данных показывает различные тренды траекторий кажущейся миграции полюсов для Северного Китая, с одной стороны, Европы и Сибири, с другой, с раннего триаса до раннего мела (рис. 5). С рубежа 140 млн лет эти траектории совпадают, что дает основание говорить о полном закрытии Монголо-Охотского океана к этому времени, о чем уже указывалось в [Диденко и др., 2010].

Для реконструкции положения Северного Китая в ранней юре (180 ± 5 млн лет) и раннем мелу (140 ± 5 млн лет) использованы палеомагнитные полюсы с координатами $Plat = 83^\circ$ и $Plong = 260^\circ$, $Plat = 76^\circ$ и $Plong = 211^\circ$ соответственно. Эти полюсы вычислялись по синтезированной ТКМ полюса Северного Китая (см. рис. 5), которая, в свою очередь, была рассчитана по данным [Zhao et al., 1994; Tianfeng, Hong, 2011].

Если для расчета положений Северного Китая в указанное время альтернативы, вероятно, нет, то для расчета положений Сибири возможны варианты. В связи с чем (см. рис. 5) отдельно показаны ТКМ полюсов Сибири и Европы. Первая — ТКМ полюса собственно Сибири — была рассчитана Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин, 2010; Тимофеев и др., 2011; Метелкин и др., 2012] в интервале 200—80 млн лет, которая, по мнению вышеуказанных авторов, демонстрирует существенное различие в кажущемся дрейфе полюсов Сибири и Европы, что связано со сдвиговой тектоникой. Вторая — глобальная ТКМ полюса в европейских координатах (Global Apparent Polar Wander Path in European Coordinates) — рассчитана большим коллективом авторов по палеомагнитным полюсам стабильных кратонов, линейным океаническим аномалиям, трансформным разломам, горячим точкам [Torsvik et al., 2008].

На рис. 5 хорошо видно, что с учетом доверительных интервалов полюсы для 153, 155, 165 и 210 млн лет Сибири совпадают с аналогичными по возрасту полюсами для Европы. По нашему мнению, существующий набор палеомагнитных данных для триаса и юры Сибири не позволяет на современном уровне изученности обоснованно говорить о каких-то существенных различиях в миграции стабильной Европы и Сибири. Другой довод в пользу когерентности миграции этих блоков в триасе и юре следует из анализа положений наиболее надежных раннетриасовых палеомагнитных полюсов Сибири [Cocks, Torsvik, 2007], которые с учетом доверительных интервалов опять-таки совпадают с таковыми для Европы (см. рис. 5). Вывод о совпадении положений средних раннемезозойских палеомагнитных полюсов Сибири и Европы был сделан одним из авторов настоящей работы более 20 лет назад [Didenko, Pechersky, 1993].

Поэтому для мезозойских реконструкций положения Сибири в ранней юре (180 ± 5 млн лет) и раннем мелу (140 ± 5 млн лет) использованы палеомагнитные полюсы с координатами $Plat = 66^\circ$ и $Plong = 96^\circ$, $Plat = 74^\circ$ и $Plong = 198^\circ$, рассчитанные по траектории кажущейся миграции полюса стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008].

Эволюция основных структур земной коры (Алдано-Становой щит, Аргуно-Мамынский микроконтинент, Монголо-Охотский орогенный пояс (террейн), пересекаемых профилем, представлена в виде двух реконструкций на 180 и 140 млн лет (рис. 6). При построении реконструкций использовались также фанерозойские реконструкции Арктического бассейна [Golonka et al., 2003] и глобальные реконструкции [Seton et al., 2012].

Ранняя—средняя юра (180 млн лет, см. рис. 6, а). В это время большая часть Восточной Евразии располагалась между $30\text{—}60^\circ$ с.ш., только Сибирь находилась вблизи Северного полюса. На террито-



Рис. 5. Сопоставление мезокайнозойских участков траекторий кажущейся миграции полюсов Сибири, Европы и Северного Китая.

1 — траектория кажущейся миграции полюса Европы, по [Torsvik et al., 2008]; 2 — траектория кажущейся миграции полюса Северного Китая, по [Zhao et al., 1994; Tianfeng, Hong, 2011]; 3 — траектория кажущейся миграции полюса Сибири, по [Метелкин, 2010; Тимофеев и др., 2011; Метелкин и др., 2012]; 4 — триасовые палеомагнитные полюсы Сибири, по [Cocks, Torsvik, 2007]. Числа указывают возраст в млн лет.

рии центральной части Азии господствовала обстановка сжатия. Продолжалось столкновение Сибири, вращающейся по часовой стрелке, с движущимися навстречу блоками Монголо-Алтае-Саянского региона. Происходит дальнейшее сокращение Монголо-Охотского океанического бассейна с поглощением его коры под активную окраину Южной Сибири с образованием аккреционного клина над зоной субдукции [Геодинамика..., 2006]. В Восточной Азии на ее восточной окраине в течение юры и раннего мела существовала аккреционная окраина трансформного типа, аналогичная позднекайнозойской окраине запада Северной Америки. Субдукционная граница переходила по простиранию в трансформную границу вследствие косо́й субдукции океанической плиты с левосторонним смещением блоков вдоль континента и аккреционной зоны [Зоненшайн и др., 1990; Ханчук, Иванов, 1999].

На реконструкции (см. рис. 6, а) позиция основных кратонных блоков (Сибирь, Северный Китай, Тарим) определена согласно их палеомагнитным данным. Буреинский массив помещен на севере рядом с Сибирью исходя из сходства поведения их рассчитанных палеоширот в юрско-меловое время [Диденко и др., 2010]. Согласно расчетным палеоширотам, область Монголо-Охотского бассейна могла простираться от 65—70° с.ш. (край Сибирского кратона) на севере и до 35° с.ш. на юге, но, вероятно, это не точная оценка. Южным ограничением бассейна на рубеж 180 млн лет следует считать палеошироту 50° — среднее значение палеошироты + доверительный интервал — именно тогда его можно поместить между Сибирью на севере и Северным Китаем на юге.

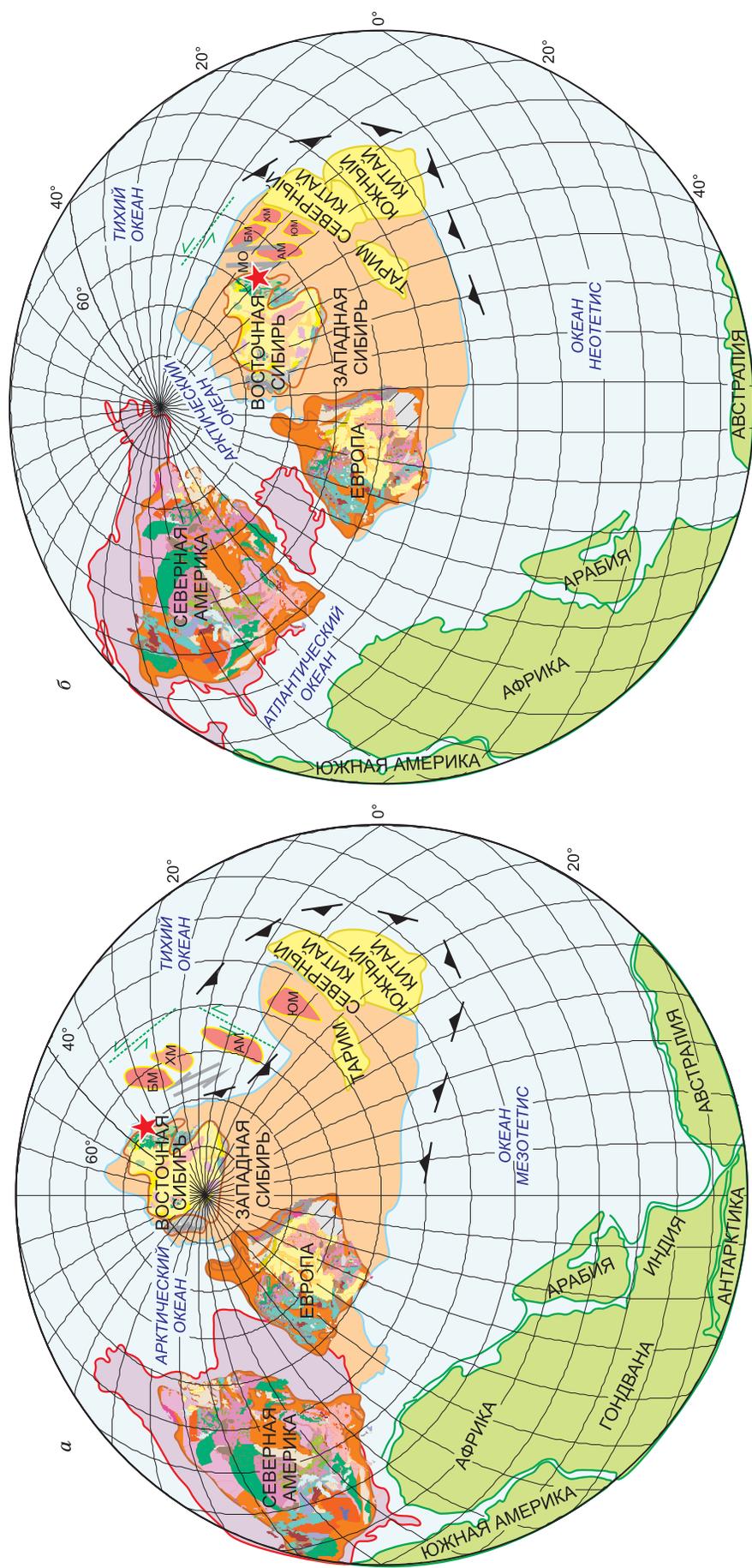


Рис. 6. Палинпастические реконструкции для 180 млн лет (а) и 140 млн лет (б).

Звездочкой показано местоположение профиля 3-ДВ Сквородино—Тамот. Использована равноплощадная азимутальная проекция Ламберта с центральным меридианом 45° в.д. Обозначения микроконтинентов (массивов): БМ — Буринский, ХМ — Ханкайский, АМ — Аргуно-Маманский, ЮМ — Южно-Монгольский. Остальные пояснения см. в тексте.

Ранний мел (140 млн лет, см. рис. 6, б). В начале раннего мела практически полностью закрылся Монголо-Охотский бассейн. Сибирь, продолжавшая столкновение с левосторонне перемещавшейся Сино-Корейско-Монголией, заняла положение, близкое к современному. Над зоной субдукции формируется Удская вулканическая дуга с терригенной преддуговой террасой и аккреционной призмой — Джагдинско-Кербинской зоной Монголо-Охотского пояса. В связи с продолжавшимся левосторонним движением Буреинского и Ханкайского массивов (возможно, к этому времени они стали единым блоком) усиливался раскол смежных частей сомкнувшихся континентов. В Сибири, в Забайкалье заложилась система эшелонированных узких грабенов и полуграбенов типа пул-апарт с озерно-пролювиальными грубо- и тонкообломочными осадками [Кириллова, Турбин, 1979; Кириллова, 2000]. На территории Монголии формируется Восточно-Монгольско-Забайкальский рифтовый пояс [Зоненшайн и др., 1990], прослеживающийся громадной дугой от Приаргунья через Восточную и Южную Монголию в Западную Монголию и Джунгарию. На северо-востоке внутри пояса проявлен контрастный субщелочной и щелочной вулканизм. В регионе в условиях растяжения образовались угленосные бассейны — Амуро-Зейский, Буреинский, СунЛяо [Кириллова, Турбин, 1979; Кириллова, 2000].

Немного позже в раннем мелу на рассматриваемой территории в условиях растяжения формируются структуры типа метаморфических ядер кордильерского типа — Гонжинский блок [Котов и др., 2013], сопоставляемый вышеуказанными авторами с позднемезозойскими комплексами метаморфических ядер кордильерского типа Западного Забайкалья, выделенными Е.В. Складчиковым с соавторами [Складчиков и др., 1997]. Более вероятно, что они были связаны с коллапсом Монголо-Охотского коллизионного орогена.

На восточной трансформной окраине Азии субдукционная обстановка сохраняется на юго-востоке Китая, где с ней связан продолжающийся вулканизм. Севернее, к краю палеоконтинента, в это время начали приключаться террейны Центрального Сихотэ-Алиня [Ханчук и др., 2006].

Имеющиеся на это время палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу хорошо согласуются с данными по платформам: на рубеже 150 млн лет он располагался выше 50° с.ш. в пространстве между кратонами; в интервале 140—120 млн лет расчетные палеошироты по Монголо-Охотскому поясу совпадают с таковыми для окраины Сибирского кратона, т.е. породы пояса были полностью аккрецированы к Алдано-Становому щиту (см. рис. 5).

Анализ палеомагнитных данных с учетом особенностей моделей земной коры (см. рис. 2, 3) позволяет высказать несколько предположений о мезозойских геодинамических процессах.

Во-первых, Монголо-Охотский бассейн полностью закрылся в начале раннего мела, причем южное ограничение бассейна (Северный Китай, бассейн СунЛяо и, возможно, Аргуно-Мамынский микроконтинент) заняло свое современное широтное положение примерно на 30 млн лет раньше, чем Сибирь. Во-вторых, закрытие Монголо-Охотского бассейна после 175 и до 140 млн л.н. осуществлялось в основном за счет сокращения пространства со стороны Сибирской платформы. В-третьих, ширина (вдоль меридиана) Монголо-Охотского бассейна на рубеже 175 млн лет могла составлять не более 15—20°.

Деформационные (коллизионные) процессы земной коры в пределах современного восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса за счет вращательной составляющей Сибирской платформы продолжались до начала эоцена [Диденко и др., 2010]. В отличие от более западного фрагмента области сочленения структур Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы, где для более поздних периодов (позднеолигоценый и моложе) отмечается влияние Индо-Евразийской коллизии [Буслов, 2012], для исследуемой территории подобное влияние не установлено.

В юрское время на месте Пристановой складчато-надвиговой зоны (см. рис. 1, 3) заложился Южно-Алданский рифтогенный угленосный прогиб протяженностью свыше 700 км и шириной 100—150 км. В постюрское время в зоне развивались интенсивные складчато-надвиговые деформации субширотного простирания, захватившие и юрские осадки Южно-Алданского прогиба. Сдвигонадвиговыми дислокациями прогиб разделен на фрагменты, выделяемые как отдельные впадины (Чульманская, Токинская и др.) и так называемые грабены, являющиеся ничем иным, как эрозионными окнами в аллохтонных покровах метаморфических толщ или выведенными на поверхность юрскими отложениями в ограниченных разломах тектонических клиньях.

Палеомагнитные реконструкции для мезозойского периода для этой территории ([Диденко и др., 2010] и настоящая работа) указывают на то, что история развития Пристановой складчато-надвиговой зоны тесно связана с коллизионными процессами, происходившими в зоне сочленения Сибирской платформы с расположенными к югу от нее микроконтинентами и фрагментами орогенных поясов: Селенга-Станового и Монголо-Охотского. В зоне коллизионного шва вдоль Джелтулакского и Северо-Тукурингского разломов происходил подвиг образований Монголо-Охотского орогенного пояса под Алдано-Становой щит. С процессами коллизии связано и внедрение гранитоидов Станового плутоногенного пояса. Их коллизионную природу подчеркивают геохимические, геохронологические, изотопно-геохимические данные [Кузьмин, Антонов 1980; Стриха, 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ оригинальных геолого-геофизических данных, полученных при выполнении глубинного профиля 3-ДВ Сковородино—Томмот, и их сопоставление с уже имевшимися материалами по району исследований позволяют нам высказать следующие представления, отчасти новые, о глубинном строении, эволюции и перспективности на полезные ископаемые территории.

1. Комплексная геолого-геофизическая модель первого уровня (глубины до 10 км) послужила основанием для детализации границ как основных тектонических элементов исследуемой полосы профиля и прилегающих территорий, так и для отдельных тектонических блоков, формирующих «тектонический каркас» Алдано-Становой провинции (щита). Определенные в результате модельных построений азимуты падения разломов в своем большинстве соответствуют элементам залегания, установленным в результате геологического картирования. Выявлен новый тектонический элемент — Пристановая складчато-надвиговая зона позднемезозойского возраста.

2. Комплексная модель второго уровня (глубины до кровли литосферы) позволила выявить блоковую делимость земной коры вдоль полосы профиля, показать наличие мантийных окон в подошве земной коры (разрывы сплошности границы М) как глубинные корни наблюдаемых на земной поверхности систем разломов, выявить коровую или мантийную природу системы разломов. Обнаружение наклонных структурных элементов повысило обоснованность вывода о наличии позднемезозойских горизонтальных перемещений Станового мегаблока относительно Алданского. Развитие в их пределах мезозойских гранитоидов различной геохимической специализации свидетельствует о проявлении разных геодинамических режимов при становлении этих частей земной коры — коллизионный и внутриплитный. Следствием этих тектономагматических процессов является различная металлогеническая специализация изученной территории.

3. Тектонические построения получили новое содержание с учетом результатов глубинных геофизических методов, выполненных на профиле 3-ДВ: а) Становая гранит-зеленокаменная область имеет отличающиеся глубинные характеристики коры и литосферной мантии по сравнению с Алданской гранулит-гнейсовой областью; кора первой — трехслойная, тогда как второй — двухслойная; б) отчетливо выделяются разломы на имеющие мантийные корни и внутрикоровые. Часть разломов, которые ранее считались коровыми, переведена на основании новых данных в разряд мантийных — Русский, Эльконский, Хаирский и Гилейский. Выделены участки коры с широким развитием разрывной тектоники, характеризующиеся пониженной скоростью сейсмических волн и высокой проницаемостью для руденосных растворов.

4. Известные рудные месторождения и рудопроявления изучаемой территории связаны главным образом с тремя металлогеническими эпохами — архейской, протерозойской (ранний и поздний этапы) и позднемезозойской.

5. Возможный вариант эволюции земной коры полосы профиля и прилегающих территорий в мезозое представлен в виде двух палинспастических реконструкций, которые могут свидетельствовать о широком развитии коллизионно-сдвиговых (косая коллизия) деформациях в регионе для этого времени при закрытии Монголо-Охотского палеобассейна. На основе имеющихся палеомагнитных данных подобный же характер основных тектонических процессов в регионе можно предположить и для второй половины палеопротерозоя при столкновении Сибирского и Северо-Американского кратонов и образовании суперконтинента Колумбия. На этом основании можно сделать вывод, что две наиболее продуктивные металлогенические эпохи (позднепротерозойская и позднемезозойская) соотносятся по времени с развитием широкомасштабных коллизионно-сдвиговых процессов в регионе.

Авторы выражают благодарность и признательность А.И. Ханчуку, рецензентам рукописи статьи М.М. Буслову и Д.В. Метелкину, замечания и предложения которых способствовали существенному улучшению представляемого материала. Графические работы выполнены М.Г. Гершанович, С.А. Махоевой и О.М. Меньшиковой, за что авторы им очень признательны.

Работа выполнена при поддержке Президиума ДВО РАН и РФФИ (проекты 12-1-0-ОНЗ-10, 12-05-00088а).

ЛИТЕРАТУРА

Булин Н.К., Афанасьева Е.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Советская геология, 1972, № 10, с. 134—140.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

- Геодинамика**, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.; кн. 2, 408 с.
- Геологическая карта** Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. Л.И. Красного, А.С. Вольского, И.А. Васильева, Тэн Юньбяо, Сюй Яньцян, Ван Ин. СПб., Благовещенск, Харбин, Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 135 с.
- Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е.** Металлогения урана Дальнего Востока России / Ред. Н.П. Романовский. М., Наука, 2006, 372 с.
- Глубинное строение** и металлогения Восточной Азии / Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток, Дальнаука, 2010, 332 с.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В.** Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли, 2005, № 2, с. 66—83.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Станевич А.М.** Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2006, 367 с.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В.** Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 72—78.
- Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.** Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629—647.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В.** Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 1, с. 31—53.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.
- Кирилова Г.Л.** Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток, Дальнаука, 2000, 94 с.
- Кирилова Г.Л., Турбин М.Т.** Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М., Наука, 1979, 116 с.
- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Сорокин А.А.** Структурная эволюция Гонжинского блока Аргун-Идермегского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2013, т. 448, № 5, с. 563—566.
- Кузьмин М.И., Антонов А.Ю.** Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия, 1980, № 7, с. 1018—1029.
- Метелкин Д.В.** Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИНГИГ СО РАН, 2010, 35 с.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Петрищевский А.М.** Вязкий слой на границе кора—мантия на Дальнем Востоке // Геотектоника, 2008, № 5, с. 37—48.
- Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф.** Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизический журнал, 2006, т. 28, с. 68—81.
- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.
- Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.** Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 182 с.
- Стриха В.Е.** Позднемезозойские гранитоиды запада Улемкано-Огоджинской вулканоплутонической зоны Верхнего Приамурья: новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Литосфера, 2005, № 2, с. 135—151.
- Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
- Тектоника**, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1:1 500 000 / Под ред.

Л.П. Карсакова, Ч. Чжао, Ю.Ф. Малышева, М.В. Горошко. Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005, 264 с.

Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 4, с. 3—11.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезокайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2. Владивосток, Дальнаука, 2006, с. 880—898.

Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2122—2131.

Didenko A.N., Pechersky D.M. Revised Paleozoic Apparent Polar Wander Paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow, IO RAS, 1993, p. 47—48.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Sci. Rev., 2007, v. 82, p. 29—74.

Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics // Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geol. Soc., London, Special Publications, 2009, v. 323, p. 145—163, doi:10.1144/SP323.7.

Golonkaa J., Bocharova N.Y., Ford D., Edrich M.E., Bednarczyk J., Wildharber J. Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic // Mar. Petrol. Geol., 2003, v. 20, p. 211—248.

Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth. Sci. Rev., 2012, v. 113, p. 212—270.

Tectonic map of the Central Asian — Pacific belts junction area / Eds. L.P. Karsakov, Zhao Chunjing. Khabarovsk, Shenyang, 2001.

Tianfeng W., Hong Z. Chinese continental blocks in global paleocontinental reconstruction during Paleozoic and Mesozoic // Acta Geol. Sin. (English edition), 2011, v. 85, № 3, p. 581—597.

Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys., 2008, v. 46, p. 1—44.

Zhao X., Coe R., Zhou Y., Wu H., Kuang G., Dong Z., Wang J. Tertiary paleomagnetism of North and South China and a reappraisal of Late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: implications for the Cenozoic tectonic history of Asia // Tectonophysics, 1994, v. 235, p. 181—203.

Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Comp. Geosci., 1997, v. 23, № 1, p. 45—62.

*Поступила в редакцию
14 марта 2013 г.*