

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.Н. Диденко^{1,2}, В.Б. Каплун¹, Ю.Ф. Малышев¹, Б.Ф. Шевченко¹

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

² Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Для восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса разработаны двухмерные геофизические модели литосферы ряда его окраинных и внутренних структур. Установлены эффективные геофизические параметры (плотность, электрическое сопротивление, температура) границ различного рода, их приуроченность к геодинамическим обстановкам. Используя геологические, геофизические данные, в том числе и палеомагнитные, построены глубинный геолого-структурный и палинспастический (конец раннеюрского времени) профили вдоль меридиана 126° в.д., от 56° до 40° с.ш., проведена геодинамическая интерпретация.

Глубинное строение, геодинамика, палеошироты, палинспастическая модель, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Монголо-Охотский палеоокеан.

LITHOSPHERIC STRUCTURE AND MESOZOIC GEODYNAMICS OF THE EASTERN CENTRAL ASIAN FOLD BELT

A.N. Didenko, V.B. Kaplun, Yu.F. Malyshev, and B.F. Shevchenko

The lithospheric structure of several marginal and interior units of the eastern Central Asian fold belt has been explored in 2D geophysical models. The obtained constraints on effective parameters (density, resistivity, temperature) of lithospheric blocks and their boundaries allowed correlation of geophysical structures to tectonic settings. The geological and geophysical (including paleomagnetic) data were used jointly to model the present structure of the lithosphere along 126°E between 56°N and 40°N and to construct a palinspastic model of the same area for the latest Early Jurassic (175 Ma).

Lithospheric structure, geodynamics, paleolatitudes, palinspastic model, Central Asian fold belt, Mongolia–Okhotsk paleo-ocean

ВВЕДЕНИЕ

Обширные территории, находящиеся между Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской платформами, впервые были выделены М.В. Муратовым [1965] в качестве Урало-Монгольского складчатого пояса, впоследствии называемого и Урало-Охотским [Хаин, 2001]. Пояс представляет собой один из наиболее сложных на Земле структурных ансамблей; в огромном пространстве собраны фрагменты докембрийских континентальных блоков, пластины палеозойской и мезозойской океанической коры, разновозрастные островные вулканические дуги, новообразованные складчатые системы и континентальные массы с их активными и пассивными окраинами. Урало-Охотский пояс подразделяется на две части: северо-западную Урало-Сибирскую, лежащую между Балтикой и Сибирью, и юго-восточную, простирающуюся до Тихоокеанского пояса, между Сибирью и Таримом—Сино-Кореей, которая часто называется Центрально-Азиатским складчатым поясом [Хаин, 2001].

Основа современного понимания эволюции пояса была заложена в работах [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Sengör et al., 1993; Диденко и др., 1994; Гусев, Хаин, 1995; Dobretsov et al., 1995; Кузьмин и др., 1995; Gordienko, 2001; Гордиенко, 2006; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006].

Несмотря на значительный прогресс в изучении восточной части Урало-Охотского пояса, остается ряд вопросов, особенно по структуре и эволюции Монголо-Охотской сутуры, где проявлены комплексы одноименного палеозойско-мезозойского океанического бассейна. Наиболее важные из них следующие: 1) структура Монголо-Охотской зоны на океанической стадии — размеры и форма бассейна, его южное континентальное ограничение; 2) механизм закрытия палеобассейна; 3) время закрытия палеоокеана. Согласно геологическим данным, бассейн закрылся в средней юре [Парфенов и др., 2003], тогда как по имеющимся палеомагнитным данным [Kravchinsky et al., 2002a] это могло произойти в поздней юре—раннем мелу, ширина палеобассейна в средней—поздней юре могла составлять более 3000 км, палеошироты северной и южной окраин Монголо-Охотского бассейна — 62—65° и 22—33° соответственно [Kravchinsky et al., 2002b].

© А.Н. Диденко, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Малышев, Б.Ф. Шевченко, 2010

Цель работы — анализ и обобщение нового геолого-геофизического материала (петрофизические характеристики пород, данные по аномальным магнитным и гравиметрическим полям, геотермии, палеомагнитные определения) по глубинному строению восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, определение глубинных особенностей литосферы, построение палинспастических моделей.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Единого мнения о тектоническом районировании изучаемого региона нет, в связи с этим мы кратко остановимся на нескольких существующих схемах и дадим наше понимание тектонической структуры региона.

Называя исследованную территорию «восточной частью Центрально-Азиатского пояса», мы исходим из взглядов ряда авторов на тектоническое районирование Центральной Азии [Хаин, 2001; Тектоника..., 2005; Геодинамика..., 2006]. В.Е. Хаин [2004, с. 192] дал следующее определение пояса: «Урало-Охотский пояс занимает центральное место в структуре Северной Азии. Он является порождением Палеоазиатского океана, возникшего в позднем рифее в процессе распада Родинии и просуществовавшего в своих окончаниях до юры. Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу — Балтику от Сибири, а Сибирь от Тарима и Сино-Кореи. Он простирался от Баренцева моря, где смыкался с Япетусом, и Карского моря, где соединялся с Палеопацификой, до современных Охотского и Японского морей, где происходило его другое соединение с Палеопацификой. На своем выпуклом к юго-западу изгибе в районе Турана он отделялся лишь узким и, вероятно, прерывистым континентальным мостом от Палеотетиса и то же происходило, вероятно, между Таримом и Сино-Кореей. Этот изгиб является, очевидно, вторичным, но в современной структуре он разделяет две части Урало-Охотского пояса — северо-западную, лежащую между Балтикой и Сибирью, Урало-Сибирскую, и юго-восточную, между Сибирью и Таримом—Сино-Кореей, которая часто именуется **Центрально-Азиатским поясом**».

Вышеприведенное определение пояса несколько отличается от данного Л.П. Зоненшайном с соавторами [1990, с. 158]: «Центрально-Азиатский складчатый пояс как единая структура был сформирован к концу палеозоя за счет последовательного сближения и конечного столкновения Сибирского континента с Северо-Китайским, Таримским, Таджикским, Каракумским и Казахстано-Северо-Тяньшаньским древними массивами. В пределах СССР Центрально-Азиатский пояс несколько условно можно разделить на западную и восточную части, разграниченные герцинской Иртыш-Зайсанской зоной. К западной части относятся Казахстан и Тянь-Шань, к восточной — Алтае-Саянская область вместе с Северной Монголией».

В последней сводке по тектонике Центральной Азии [Tectonic map..., 2008] в зону, которая рассматривается в работе, включены (с севера на юг): Янкано-Амуру-Охотский сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса; Гоби-Хинганская складчатая область; бассейн Сунляо; Бейшань-Солонкерский складчатый пояс.

Подобное тектоническое районирование принято в объяснительной записке [Геологическая карта..., 1999]: Джугджуро-Становой блок Алдано-Станового щита; Янкано-Джагдинская и Галамо-Шантарская зоны Амуру-Охотского звена Монголо-Охотского пояса; восточная часть Керулено-Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского пояса; Хэйлунцзянский и Селемжинский участки Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы Центрально-Азиатского пояса; Суннэнь-Туранский массив Центрально-Азиатского пояса; Буреинско-Цзямусы-Ханкайский массив Тихоокеанского пояса; Цзилинь-Лаоелинская складчатая система; Лунганский массив Северо-Китайской платформы.

Опираясь на вышеприведенные определения, мы под восточной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) понимаем группу складчатых поясов и террейнов, сформированных в каледонскую, ранне- и позднегерцинские эпохи складчатости, ряд кристаллических массивов (микроконтинентов) с докембрийским фундаментом. С севера восточная часть ЦАСП граничит с Сибирской платформой по зоне глубинных разломов, с востока — по серии глубинных разломов меридионального и северо-восточного простирания — от Тихоокеанского складчатого пояса [Тектоника..., 2005; Геодинамика..., 2006]. На юге, через полосу широтного простирания, позднегерцинская Солонкерская и каледонская Шарамурэнская зоны (восточная часть ЦАСП) граничат с докембрийской Северо-Китайской платформой.

Центральное положение на площади исследований занимает герцинский Луньцзян-Селемджинский складчатый пояс с крупной тектонической структурой — наложенной мезозойско-кайнозойской осадочной впадиной Сунляо. Среди складчатых поясов палеозоя значительную площадь занимают микроконтиненты: Аргуно-Мамынский, Дягдачи, Буреинский, Цзямусы, Ханкайский. Перечисленные структурные элементы восточной части ЦАСП большей частью отделены друг от друга системами глубинных разломов. На территории исследования широко развиты мезозойские, мезозойско-кайнозойские вулканические пояса, мезозойские и мезозойско-кайнозойские осадочные впадины (рис. 1). Часто всю эту зону называют Амурским супертеррейном.

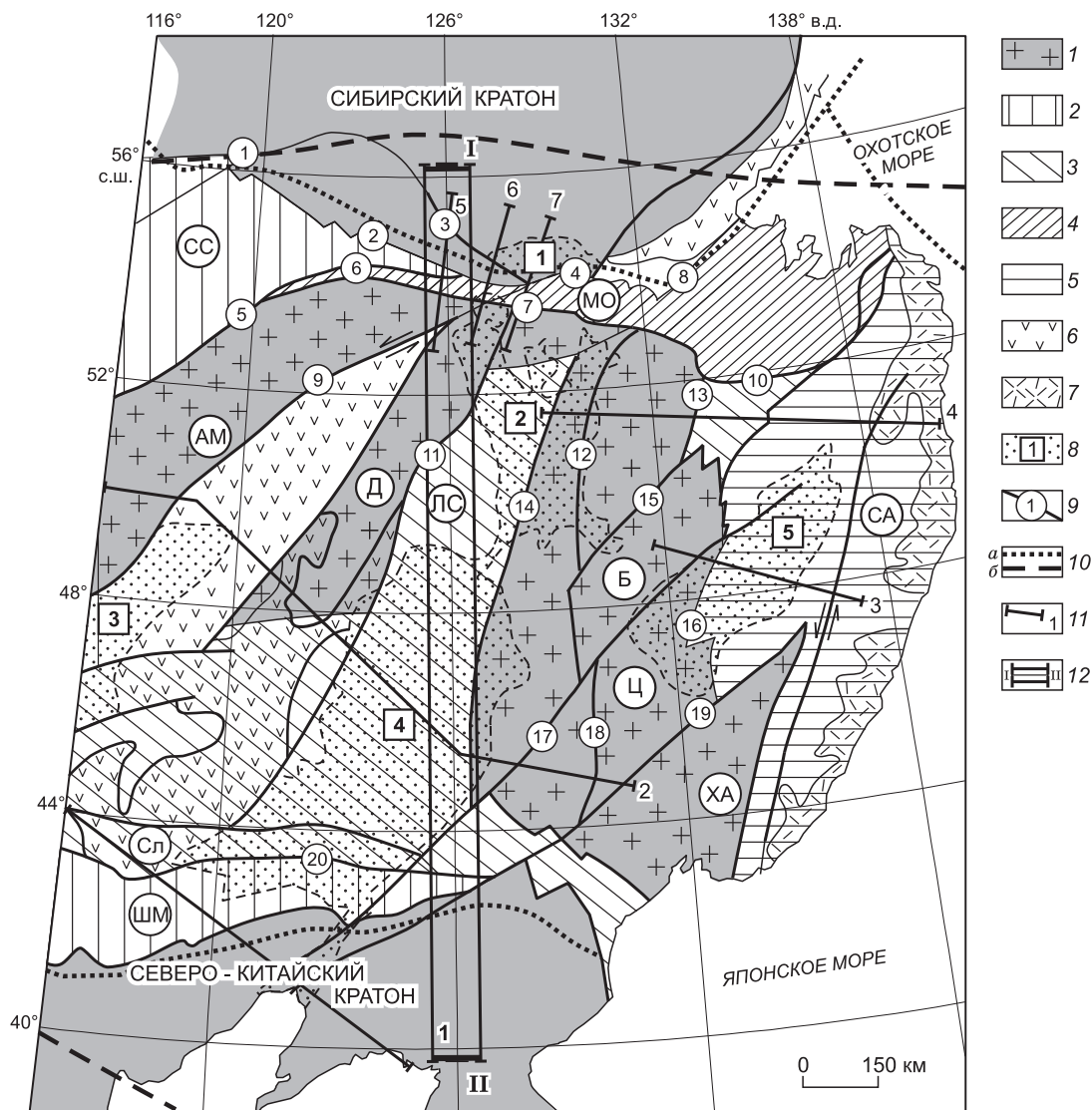


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена по [Tectonic map..., 2001] с использованием материалов [Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн и др., 1992; Моссаковский и др., 1993; Парфенов и др., 2003].

I — микроконтиненты с докембрийским фундаментом: АМ — Аргуно-Мамынский, Д — Дягдечи, Б — Буреинский, Ц — Цзямусы, ХА — Ханкайский; 2–5 — аккреционные складчатые пояса: 2 — каледонские (СС — Селенга-Становой, ШР — Шара-Мурэнский), 3 — позднегерцинские—индосинийские (ЛС — Луньцзян—Селемджинский, Сл — Солонкерский), 4 — позднегерцинский—индосинийский (МО — Монголо-Охотский), 5 — киммерийский (СА — Сихотэ-Алинский); 6, 7 — вулканические пояса: 6 — мезозойские, 7 — позднемезозойско-кайнозойские; 8 — мезозойско-кайнозойские впадины (1 — Верхнезейская, 2 — Амуро-Зейская, 3 — Хайлар, 4 — Сунляо, 5 — Среднеамурская); 9 — основные разломные системы и разломы (1 — Становой, 2 — Желтулакский, 3 — Унаха, 4 — Ланский, 5 — Монголо-Охотский, 6 — Северо-Турурингрский, 7 — Южно-Турурингрский, 8 — Улигданский, 9 — Дербуганский, 10 — Пауканский, 11 — Нэнцзянский, 12 — Западно-Туранский, 13 — Тахтакский, 14 — Харбинский, 15 — Хинганский, 16 — Куканский, 17 — Илань-Итунская, 18 — Муданьцзянский, 19 — Дунми-Алчанский, 20 — Чифен-Телинская); 10 — граница современной Амурской тектонической плиты: *a* — предлагаемая с использованием данных [Парфенов и др., 2003]. *б* — по [Зоненшайн, Савостин, 1979]; *II* — линии глубинных геофизических профилей: 1 — Дун Учжимцин—Дунгоу, 2 — Маньчжурия—Суйфыньхэ, 3 — Лондоко—Сукпай, 4 — Свободный—Комсомольск-на-Амуре—Сюркум; 5–7 — на границе с Сибирской платформой; 12 — полоса синтетического геофизического профиля.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для создания геофизической модели региона использовался широкий набор данных по аномальным потенциальным полям (гравитационному и магнитному), геотермические данные, а также геоэлектрические и сейсмические характеристики. Плотностные разрезы созданы на основе методов послойного сейсмогравитационного 2D моделирования [Подгорный, 1995] и трехмерного 3D гравитационного [Li, Oldenburg, 1998]. Первый метод адаптирован к сложной слоистой среде и позволяет вычислять распределение плотности по латерали в каждом слое. Второй — позволяет решать обратную задачу гравиметрии путем оценки плотности ячеек модели по критерию минимизации. В качестве основы 3D плотностного моделирования использованы оцифрованные данные с гравиметрической карты м-ба 1:2 500 000 [Гравиметрическая карта..., 1999]. Расчетные 3D построения проводились по матрице с шагом 12.5 км по горизонтали и 5 км по вертикали. 2D моделирование осуществлялось для однослойной, двухслойной и многослойной моделей литосферы и верхней части астеносферы.

Моделирование данных МТЗ проводилось по методу одномерной интерпретации нормированных продольных кривых для количественных оценок геоэлектрического разреза и получения исходной модели для двухмерной интерпретации. Одномерная интерпретация осуществлялась с помощью программы IPI-MTS А.А. Бобачева с соавторами [1995]. В дальнейшем полученный по данным одномерной интерпретации геоэлектрический разрез был обработан с помощью программы 2D математического моделирования [Новожицкий, Пушкарев, 2001]. Шаг сетки по горизонтали — 5 км, по вертикали увеличивался с глубиной. Подбор параметров геоэлектрического разреза проводился для продольной кривой МТЗ. Поперечная кривая использовалась для учета влияния близповерхностных коровых неоднородностей.

При построении геотермических моделей учитывались содержание радиоактивных элементов, теплопроводность горных пород и плотность слоев земной коры. Величина теплогенерации верхних частей земной коры устанавливалась по фактическому содержанию радиоактивных элементов, выходящих на дневную поверхность комплексов горных пород [Горошко и др., 2006]. Содержание радиоактивных элементов нижних толщ земной коры принималось равным содержанию в гранулит-базитовых комплексах. Распределение температур в модельных разрезах земной коры описывается двухмерным уравнением теплопроводности в неоднородной среде для стационарного режима. В моделях использовались следующие граничные условия: температура на дневной поверхности равна 5 °С, тепловой поток на боковых гранях — 0 °С, тепловой поток на подошве земной коры соответствует редуцированному. Для разрезов земной коры построены геоизотермы 200, 400, 600, 800 °С, рассчитана температура на поверхности Мохо.

В значениях коэффициента теплопроводности учитывались многочисленные определения теплопроводности горных пород на территории исследований [Горнов и др., 2009]. Для верхних слоев коэффициент теплопроводности принят равным 1.4—1.6 Вт/(м·К), для средних — 1.8—2.0 Вт/(м·К), для нижних — 2.2—2.4 Вт/(м·К).

Для расчета положений Сибири и Северного Китая в мезозое, образующих каркас реконструкций, использованы достаточно подробные траектории кажущейся миграции их полюсов. Для Сибирской платформы применены траектории кажущейся миграции: полюса Евразии в интервале 0—200 млн лет [Besse, Courtillot, 2003]; полюса собственно Сибирской платформы в интервале 200—250 млн лет [Didenko, Pechersky, 1993; Smethurst et al., 1998]. Для Северо-Китайской платформы использована траектория кажущейся миграции ее полюса, по [Zhao et al., 1994].

Кроме данных по платформам взяты опубликованные результаты определений палеомагнитных полюсов по отдельным комплексам Монголо-Охотской сутуры и Буреинского микроконтинента. В анализ мы старались включать только высоконадежные в палеомагнитном отношении данные, к сожалению, их оказалось не очень много. В каждом конкретном случае имеется ссылка на авторов того или иного определения. Пересчет палеоширот с палеомагнитных полюсов на определенные точки вдоль меридионального профиля 126° в.д. осуществлялся по [Butler, 1992]. Эти данные совместно с геолого-структурными построениями были использованы для создания палинспастического профиля.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Изучение структуры восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса осуществлялось уточнением ее границ по глубинным разрезам с привлечением карт мощности земной коры и литосферы [Тектоника..., 2005]. Рассмотрим геофизические разрезы с юга на север.

Разрез по профилю Дун Учжимцин—Дунгоу (южное ограничение восточной части ЦАСП). Профиль с северо-запада на юго-восток пересекает Солонкерский, Шара-Мурэнский орогенные пояса и выходит на Северо-Китайский кратон (см. рис. 1). На нем приведены две модели литосферы: геоэлектрическая (рис. 2, а) [Global..., 1992], совмещенные плотностная и геотермическая (см. рис. 2, б). Детально плотностной разрез этого участка литосферы рассмотрен в работе [Подгорный, Малышев, 1998]. На сов-

мещенном разрезе (см. рис. 2, б) в земной коре четко просматривается наклонная плотностная граница, направленная под образования Центрально-Азиатского пояса. Она фиксируется повышением плотности 2860—3000 кг/м³, понижением величины теплогенерации 0.20—0.18 мкВт/м² и высокой температурой на подошве земной коры 900 °С. Повышенные величины теплового потока (от 0.25 до 1.50 мкВт/м²) наблюдаются над активными разломами и в рифтовых зонах [Лысак, 2009].

На геоэлектрическом разрезе (см. рис. 2, а) отмечается вертикальный контакт блоков с разным сопротивлением, несколько смещенный на юго-восток платформы. Выявлено погружение геоэлектрических слоев земной коры (глубиной до 20 км) под образования Шара-Мурэнского каледонского пояса. Отсюда и далее на северо-запад по профилю электрическое сопротивление в литосфере относительно понижено (см. рис. 2, а). На этом же интервале, в пределах Солонкерского орогена, происходит сокращение мощности литосферного слоя (см. рис. 2, б). Оно совпадает с подъемом кровли астеносферы на совмещенном с данными геотермии плотностном разрезе.

Разрез по профилю Маньчжурия—Суйфыньхэ (внутренняя область восточной части ЦАСП).

Профиль проходит с северо-запада на юго-восток, последовательно пересекая Аргуно-Мамынский микроконтинент, массив Дягдачи, Луныцзян-Селемджинский орогенный пояс, массив Цзямуся (см. рис. 1).

Сопоставление геоэлектрического разреза литосферы [Yang Bao-Jun et al., 1996] с совмещенным геотермическим — плотностным позволяет отметить ряд закономерностей (рис. 3). На крайнем северо-западном окончании разреза в северных окрестностях впадины Хайлар поднятие кровли астеносферы отмечается преимущественно низкими значениями электрического сопротивления 10—25 Ом·м на фоне 2500 Ом·м в толще литосферы. Далее вдоль разреза установлено, что вулканический пояс Большого Хингана и его фундамент (см. рис. 1), по-видимому, гранитного состава, фиксируются высоким сопротивлением 2550 Ом·м на всю мощность литосферы, в то время как кровля астеносферы характеризуется низкими значениями сопротивления 30—150 Ом·м. Поднятия кровли астеносферы (см. рис. 3, б) отвечают осадочным бассейнам Сунляо и Хайлар и Муданьцзянской структуре мантийного диапира [Романовский и др., 2006]. Чехол мезозойско-кайнозойской впадины Сунляо характеризуется низкими значениями плотности 2.900 кг/м³ и электрического сопротивления 3—15 Ом·м. Высокая проводимость чехла экранирует нижележащий геоэлектрический разрез литосферы впадины (см. рис. 3, а). Здесь же наблюдается наклоненная на восток сквозьлитосферная зона пониженного сопротивления 150—400 Ом·м и локальные аномалии в земной коре 5—20 Ом·м. В западном борту впадины Сунляо имеется субвертикальная также сквозьлитосферная аномалия низкого (14—40 Ом·м) сопротивления. Геоизотермы в земной коре впадины Сунляо образуют купол, эпицентр которого смещен к восточному борту впадины. Здесь же значения теплогенерации относительно повышены до 1.5 мкВт/м³.

Муданьцзянское поднятие кровли астеносферы прослеживается в земной коре аномально низкими сопротивлениями (20—30 Ом·м) практически до дневной поверхности.

Разрез по профилю Лондоко—Сукпай (восточное ограничение ЦАСП). Область сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов на значительной площади перекрыта осадочным чехлом Среднеамурской впадины (см. рис. 1). В центральной части впадины, вкрест ее простираения, построен геоэлектрический разрез Лондоко-Сукпай, который на западе захватывает массив Цзямуся, а на востоке Сихотэ-Алинский киммерийский орогенный пояс (рис. 4, а). Поскольку геоэлектрический разрез не сопровождается сейсмогравитационным и геотермическим из-за отсутствия сейсмических наблюдений и малого количества измерений теплового потока, нами для сопоставления взят совмещенный геотермический и плотностной разрез по профилю Свободный—Комсомольск-на-Амуре—мыс Сюркум, расположенный севернее профиля Лондоко—Сукпай (см. рис. 4, б). Этот разрез также пересекает область сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.

Характерной особенностью обоих разрезов является четко выраженный подъем кровли астеносферы в области их сочленения. На геотермическом разрезе это поднятие сопровождается купольным распределением изоготерм в земной коре и высокими их значениями на поверхности Мохо — 1080—1100 °С. Отмечается пониженная плотность в земной коре и повышенная — в литосферной мантии.

На геоэлектрическом разрезе поднятие кровли астеносферы сопровождается подъемом подошвы земной коры. Оно обрамлено по краям глубинными мантийными разломами и сопровождается преимущественно коровыми разломами, расположенными выше литосферного поднятия (см. рис. 4, а). На западе глубинный разлом фиксируется низкими значениями сопротивлений 30—300 Ом·м. Он сопряжен с Илань-Итунским разломом системы Танлу. На востоке астеносферное поднятие области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов ограничено, по всей вероятности, Центрально-Сихотэалинским разломом. Область, прилегающая к этому разлому в земной коре, фиксируется повышенным сопротивлением до 6000 Ом·м, а в мантии низким — 75—100 Ом·м. Рассмотренная структура литосферы по геоэлектрическим построениям подтвердилась по результатам 3D гравитационного моделирования. Это астеносферное поднятие на профиле Лондоко—Сукпай отмечается плотностным максимумом, близким по очертаниям контурам геоэлектрической модели поднятия [Каплун, 2009].

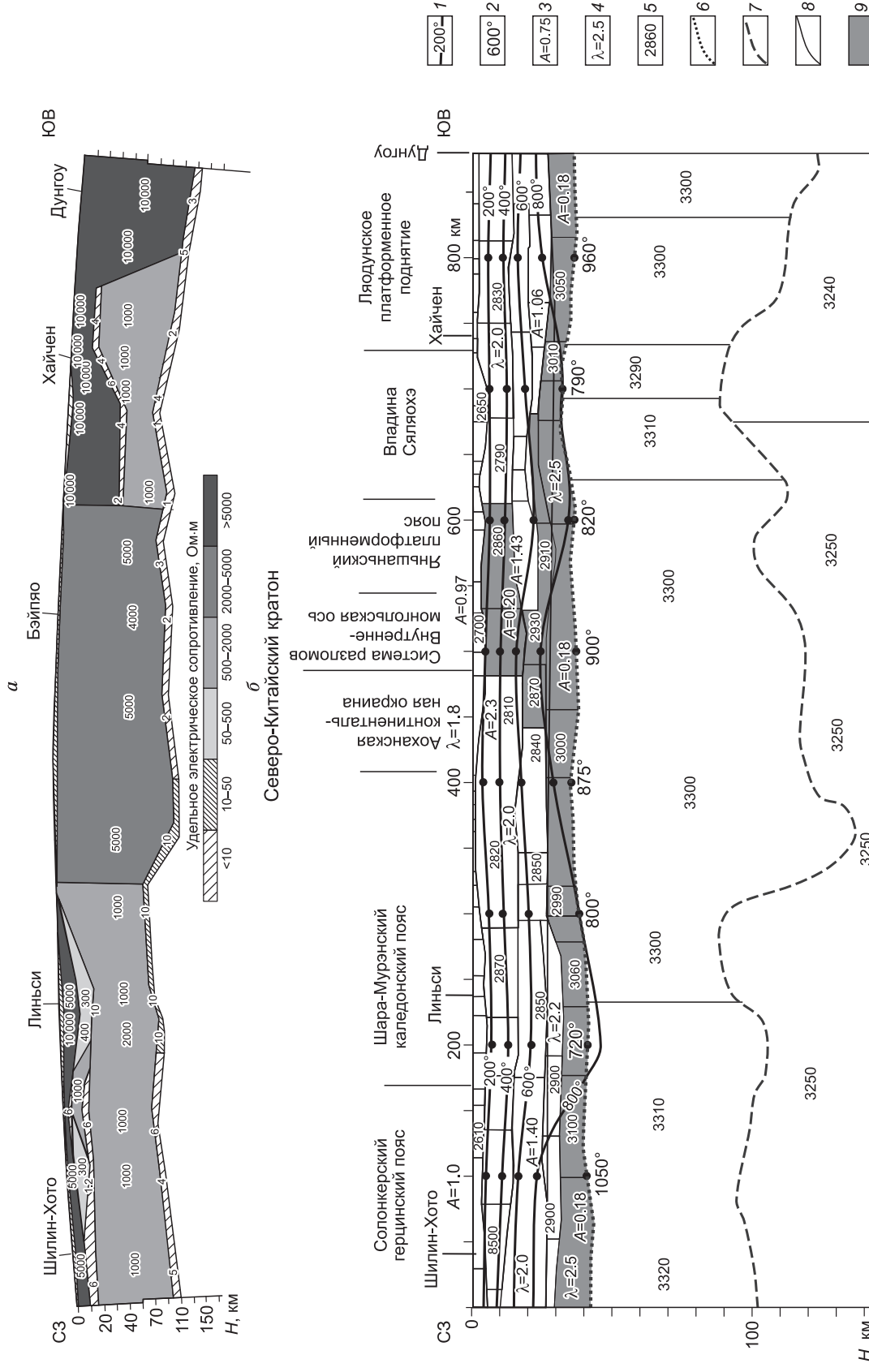


Рис. 2. Геофизические разрезы литосферы по профилю Дун Учжимцин—Дунгоу.

а — геоэлектрический разрез, шифры на разрезе — геоэлектрические сопротивления (Ом·м); *б* — комплексный геотермический: 1 — температура геотермической (°С); 2 — температура на границе Мохо (°С); 3 — теплопроводность горных пород λ ($Вт/(м·К)$); 4 — коэффициент теплопроводности горных пород ($Вт/(м·К)$); 5 — значения плотности горных пород ($кг/м^3$); 6 — граница Мохо (км); 7 — кривая астеносферы (км); 8 — границы плотностных слоев (км); 9 — области с повышенной плотностью, теплопроводностью и пониженной теплопроводностью горных пород.

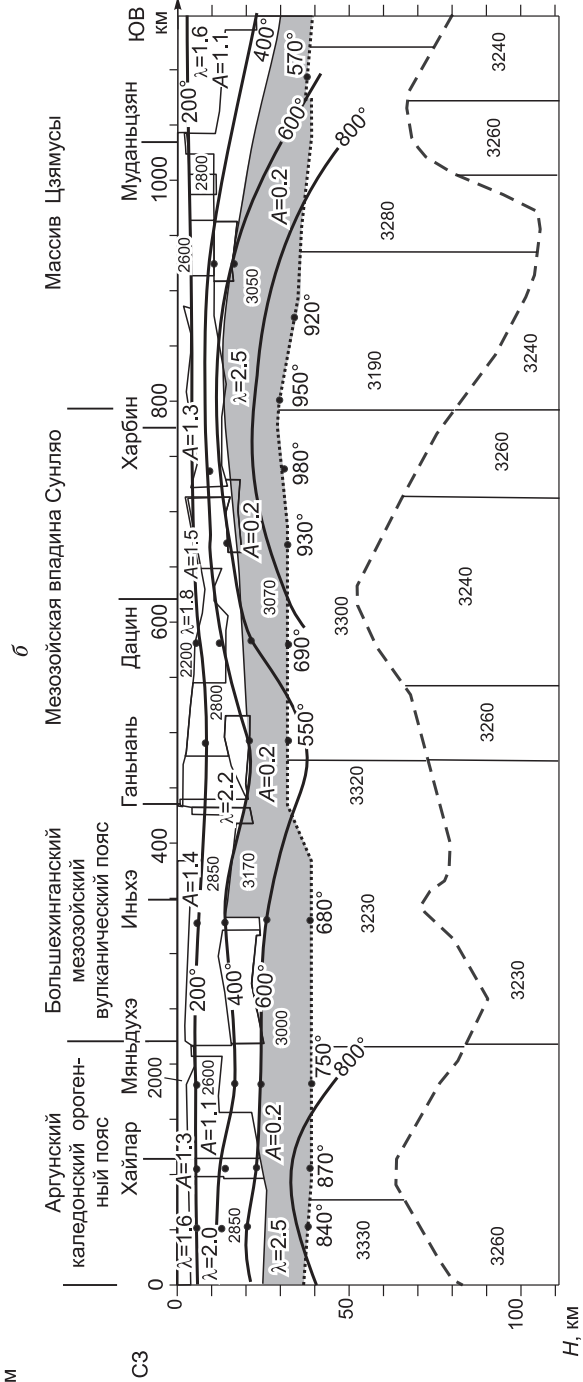
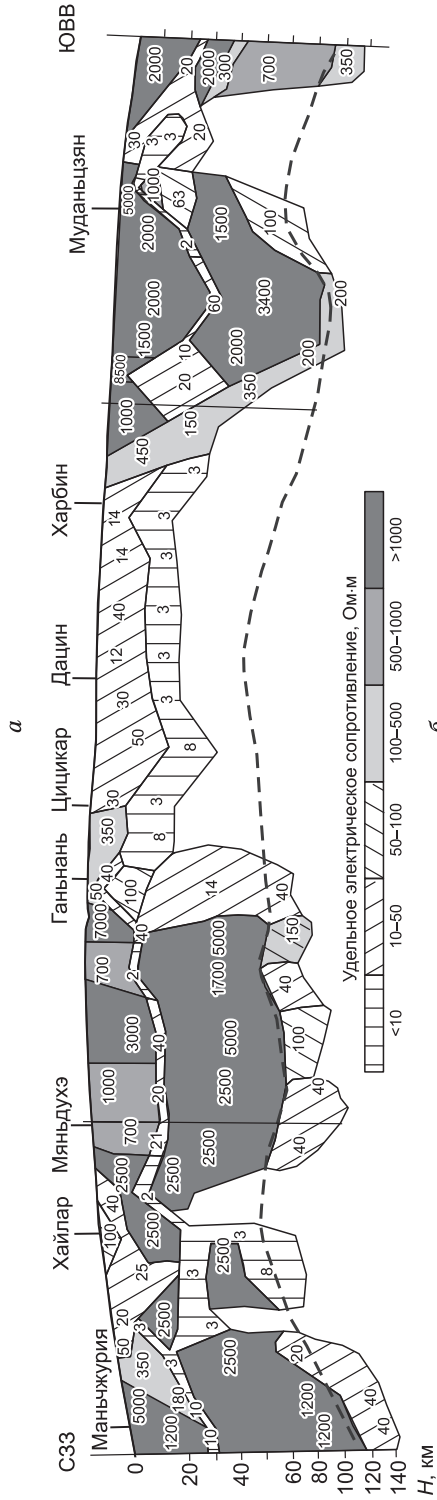


Рис. 3. Геофизические разрезы литосферы по профилю Маньчжурия—Суйфуньхэ.

а — геоэлектрический разрез, **б** — комплексный геотермический. Усл. обозн. см. на рис. 2.

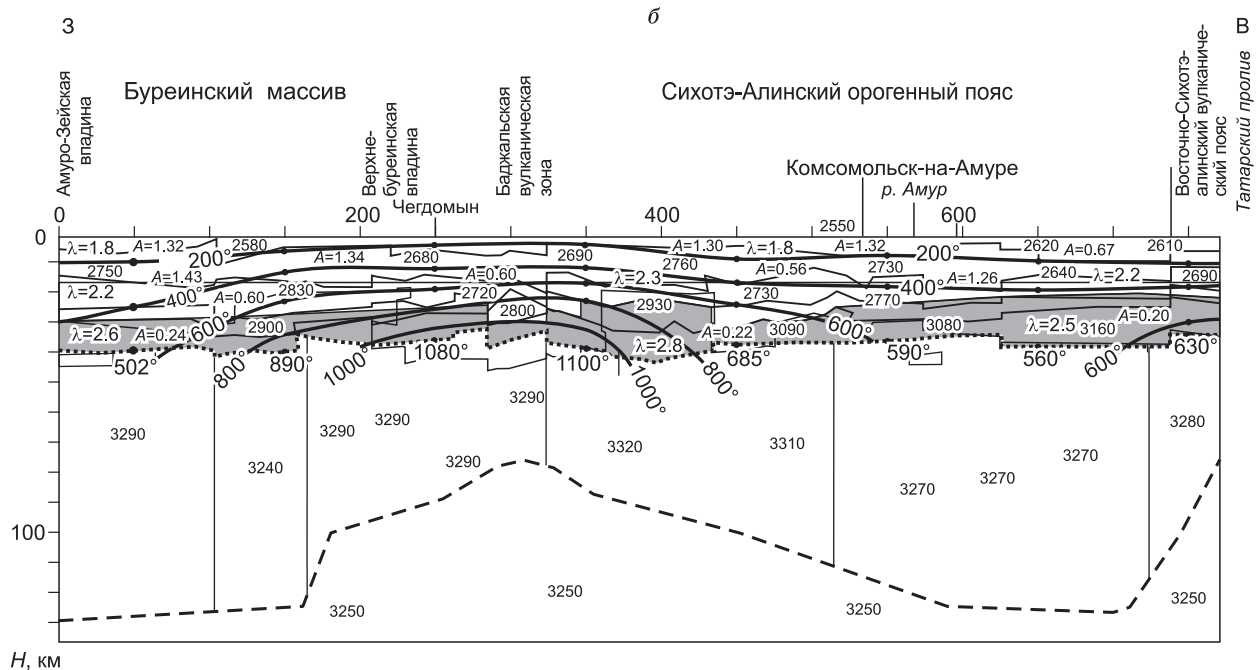
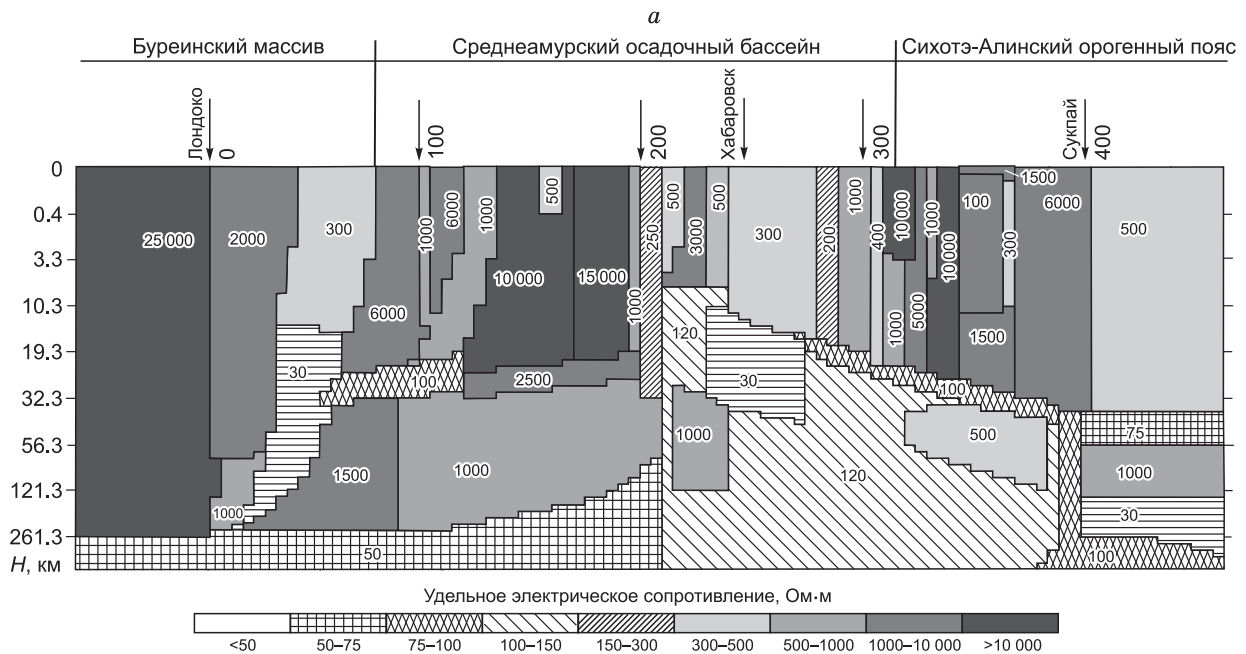


Рис. 4. Геоэлектрический разрез литосферы по профилю Лондоко—Сукпай (*a*) и комплексный геотермический — Свободный—Комсомольск-на-Амуре—Сюркум (*б*).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Разрезы на границе с Сибирской платформой (северное ограничение восточной части ЦАСП).

Взаимоотношения Центрально-Азиатского пояса с юго-восточной частью Сибирской платформы изучены наиболее полно. Здесь составлена серия двухмерных сейсмогравитационных, геоэлектрических и геотермических разрезов, рассчитана трехмерная плотностная модель. Анализ этих данных показывает [Малышев и др., 2007], что граница между восточной частью ЦАСП и Сибирской платформой представляет собой полосу поднятий кровли астеносферы, суженную на западе и расширенную на востоке. С этой полосой сопряжена система согласных с ее простиранием глубинных разломов (Южно-Тукурингский, Северо-Тукурингский, Джелтулакский, Гиллойский, Джугджуро-Становой). Часть из них ограничивает с юга Сибирскую платформу (Джелтулакский, Северо-Тукурингский). Полоса поднятия окаймлена

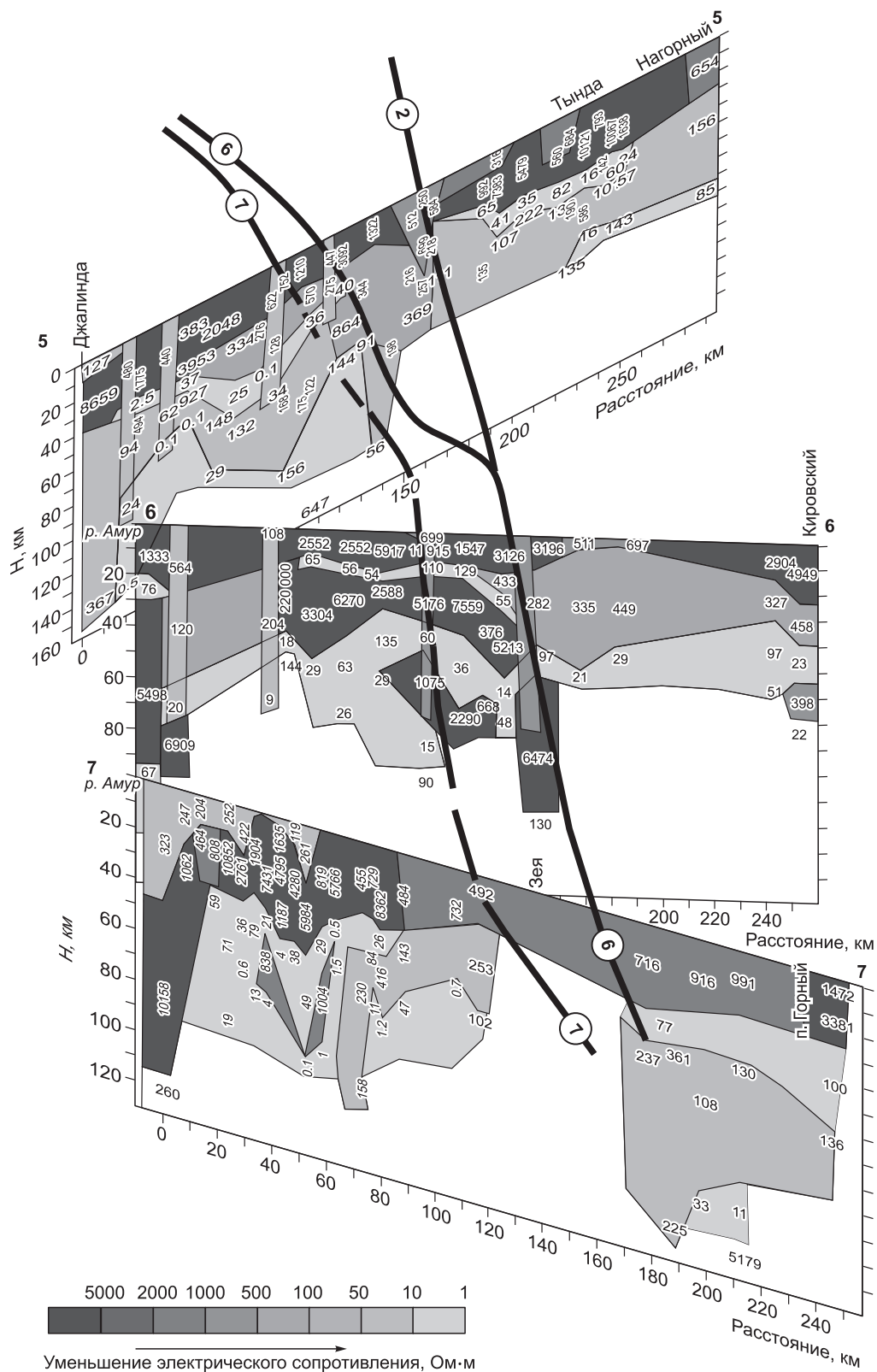


Рис. 5. Геоэлектрические разрезы на границе с Сибирской платформой.

Цифрами 5-5, 6-6, 7-7 обозначены номера профилей, здесь и далее цифры в кружках соответствуют номерам разломов на рис. 1.

мантийными разломами, падающими на север и юг соответственно [Шевченко, Каплун 2005], либо испытывающих кручение по простиранию (Джелтулакский разлом). Поднятия кровли астеносферы фиксируется как на комплексных геотермических [Горнов и др., 2009], так и на геоэлектрических моделях (рис. 5).

Поднятия кровли астеносферы прослеживаются в земной коре поднятием слоев с низким электрическим сопротивлением. Глубинные разломы также фиксируются аномалиями низких сопротивлений 60—300 Ом·м. Один из них (Джелтулакский) трассируется в подошве земной коры зоной низкого сопротивления, налегающей по поверхности Мохо. По данным 3D гравитационного моделирования Джелтулакский разлом соединяется на глубине с системой Южно-Тукурингского, Гиллойского мантийных разломов, где происходит смена направления его падения с южного на северное [Горошко и др., 2009].

АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

В статье Л.М. Парфенова с соавторами [2003] указано: «Корректная реконструкция истории геодинамического развития региона Центральной Азии невозможна без представительных палеомагнитных данных. Имеющиеся в настоящее время являются разрозненными и характеризуют лишь отдельные стратиграфические уровни... Такие данные позволят судить о широтном положении террейна во времени, поскольку содержат элемент внутреннего контроля. Мы рекомендуем поставить такие работы в первую очередь в пределах Аргунского террейна. Результаты этих исследований позволят решить главные дискуссионные проблемы, касающиеся Монголо-Охотского орогенного пояса, что имеет первостепенное значение для понимания природы всего ансамбля орогенных поясов Центральной Азии».

К сожалению, за прошедшие годы проблема осталась нерешенной; качество палеомагнитных данных и сейчас оставляют желать лучшего. Поэтому, во-первых, мы предлагаем рассмотреть палеогеодинамические аспекты развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса на основе палеомагнитных данных с начала мезозоя. Во-вторых, совместная история Сибирской и Северо-Китайской (Сино-Корейской) платформ при формировании восточной части Центрально-Азиатского пояса начинается с конца палеозоя—начала мезозоя. И, наконец, анализ палеозойских палеомагнитных данных по террейнам юга Дальнего Востока был недавно выполнен Ю.С. Бретштейном и А.В. Климовой [Геодинамика..., 2006], которые показали пространственную близость некоторых из них Северо-Китайской платформе.

Сибирская платформа. Согласно современным представлениям [Розен, 2003; Смелов, Тимофеев, 2003], образование кратона как единого блока континентальной коры, состоящего из Ангаро-Анабарской и Алдано-Становой тектонических провинций, состоялось во второй половине раннего протерозоя; последние по времени существенные относительные движения между этими двумя провинциями имели место, вероятно, только в среднем палеозое в период раскрытия Вилуйского рифта (авлакогена). В начале ранней перми (280 млн лет) окончательно сформировался палеоконтинент Лавразия, вошедший в состав Пангеи [Зоненшайн и др., 1990]. В Центральной Евразии объединились Восточно-Европейский, Сибирский, Казахстанский и Таримский континенты, причем, по палеомагнитным данным [Диденко, 2001], резко уменьшились скорости перемещения континентов в северном направлении и их правостороннего вращения. Все лавразийские континенты размещались в субтропическом и умеренном поясах Северного полушария.

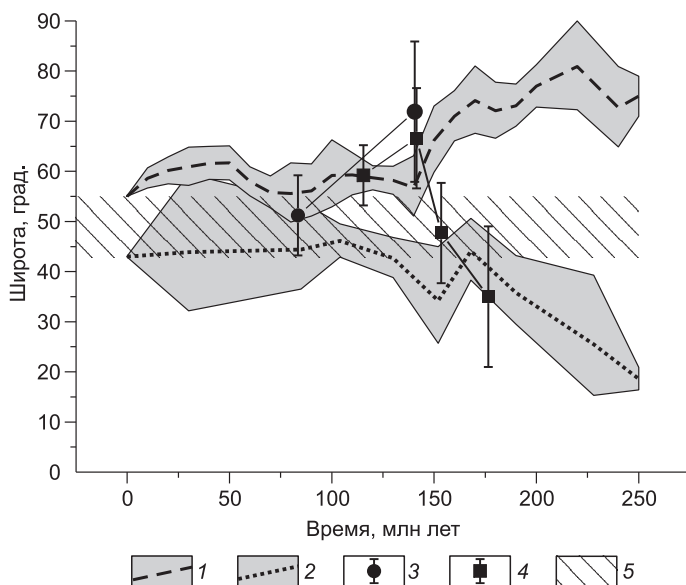
После завершения коллизионных процессов в Западной и Восточной Сибири начался позднепермский—раннетриасовый внутриплитный трапповый магматизм, открывающий сценарий мезозойского развития северной части Азии. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения Сибирской платформы выполнены в основном терригенными сероцветными породами, формировавшимися в гумидном климате высоких широт.

Рассчитанные нами положения юго-восточной окраины Сибирской платформы (точка с современными координатами 55° с.ш., 126° в.д.) для всего триаса и ранней юры согласуются с этим; начиная с 250 и до 150 млн лет вышеобозначенная окраина платформы находилась выше 60° с.ш. (рис. 6). Примерно 140 млн л.н. юго-восточная окраина заняла свое нынешнее широтное положение, испытывая затем незначительные перемещения с юга на север и обратно в пределах 5—7° вдоль меридиана с периодом примерно 70—75 млн лет (см. рис. 6).

Северо-Китайская платформа. Становление этого блока континентальной коры, вероятно, следует отнести к концу раннего протерозоя. По представлениям наших китайских коллег [Tectonics..., 2008], формирование второго структурного яруса кратона, сложенного метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, проходило от 2 до 1.4 млрд л.н. Платформенный чехол, состоящий из мелководных и прибрежно-морских отложений неопротерозоя и нижнего палеозоя, представлен фрагментарно. Выше также фрагментарно залегают лагунно-континентальные отложения верхнего палеозоя (угли, бокситы) и аллювиально-озерные отложения раннего мезозоя, свидетельствующие о том, что Северо-Китайская платформа находилась в низких (тропических) широтах. К середине палеозоя Шара-

Рис. 6. Палеошироты тектонических структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса меридиональной зоны в мезокайнозое.

1 — край Сибирского кратона (55° с.ш., 126° в.д.), по [Besse, Courtillot, 2003; Didenko, Pechersky, 1993; Smethurst et al., 1998]; 2 — край Северо-Китайского кратона (43° с.ш., 126° в.д.), по [Zhao et al., 1994]; 3 — Буреинский массив (49° с.ш., 126° в.д.), по [Pisarevsky, 2005]; 4 — Монголо-Охотский палеобассейн (54° с.ш., 126° в.д.), по [Кравчинский, 1995; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Kravchinsky et al., 2002a; Метелкин и др., 2004; Pisarevsky, 2005]; 5 — современное широтное расстояние между Сибирским и Северо-Китайским кратонами по меридиану (126° в.д.). Ожидаемые палеошироты и 95%-е доверительные интервалы к ним (для 1, 2 показаны заливкой серого цвета, для 3, 4 — линиями) рассчитаны по [Butler, 1992].



Мурэнская (Ондор-Сум, по [Tectonic map..., 1997; Хаин, 2001]) аккреционно-складчатая структура каледонского заложения, маркирующая развитие океанического или задугового бассейна, была жестко связана с основным телом кратона и нарастила последний к северу в современных координатах.

Севернее Шара-Мурэнской зоны находится Солонкерская (современные координаты), породы которой сопоставляются с позднепалеозойским Внутреннемонгольским бассейном с океанической корой, расположенным между Северо-Китайским кратоном на юге и Южно-Гобийским микроконтинентом на севере. Внутреннемонгольский океанический бассейн просуществовал до поздней перми [Руженцев и др., 1989], а возможно, до раннего триаса включительно [Miyuama et al., 1997], сформировав аккреционно-складчатую структуру позднегерцинского (индосинийского) возраста. Об этом свидетельствуют как геохронологические данные (возраст коллизионных — синметаморфических гранитов Заалайской зоны составляет 225—220 млн лет [Козаков и др., 2004]), так и палеомагнитные [Zhao et al., 1994].

Солонкерский покровно-складчатый пояс зародился на юго-востоке Монголии, а положение его северо-восточного окончания трактуется по-разному. В работе [Парфенов и др., 2003] зона ограничивается примерно у 44° с.ш. Буреинско-Цзямусинским террейном, тогда как В.Е. Хаин [2001] предлагает трассировать ее дальше на север до Зее-Селемджинской зоны. В настоящей работе мы полагаем, что тектоническим ограничением Солонкерской зоны на севере (современные координаты) могут служить Аргуно-Мамынский и Буреинский массивы (микроконтиненты). По крайней мере, значительная часть фундамента бассейна Сунляо могла формироваться в пределах Солонкерского палеоокеанического бассейна; по нашим данным (см. рис. 3, б), плотность коры в бассейне Сунляо существенно выше таковой окружающих микроконтинентов. Это может быть связано со скучиванием здесь океанической коры позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. О таком механизме указывалось в работе [Gordienko, 2001].

Палеомагнитные данные по Северному Китаю (см. рис. 6) не противоречат биостратиграфическим. Современная северная окраина кратона (точка с современными координатами 43° с.ш., 126° в.д.) в начале мезозоя находилась южнее 20° с.ш., затем к рубежу 170 млн л.н. заняла примерно современное широтное положение, сместившись на север более чем на 20° выше 40° с.ш. Следует отметить, что современное широтное положение Северный Китай занял примерно на 30 млн лет раньше, чем Сибирь. Дальнейший характер движения Северо-Китайского кратона в общих чертах согласуется с движением Сибирского кратона; отмечается такое же возвратно-поступательное движение с юга на север, но для первого из них в мел-палеогеновом интервале надежных палеомагнитных данных существенно меньше, что позволяет сделать только качественное сравнение.

Скорость северного дрейфа выше обозначенной точки на окраине Северо-Китайского кратона с 250 до 175 млн лет составляла примерно 35 км/млн лет. Предположить фронтальное смещение всего континентального блока за столь длительный временной отрезок трудно, вероятно, отдельные точки Северного Китая в этом временном интервале двигались вокруг полюса вращения, расположенного недалеко от самого блока, с различными линейными скоростями. Возможный механизм такого дифференциального вращения — это движение вдоль крупной разломной зоны, например, трансформной, о чем указано А.И. Ханчуком с соавторами [Геодинамика..., 2006].

Монголо-Охотский орогенный пояс — следующая тектоническая зона, для которой имеются надежные палеомагнитные данные. Он протягивается от Хангай-Хэнтэйского прогиба Центральной Монголии на западе через Забайкалье и Приамурье до Охотского моря на востоке. На рассматриваемой в ра-

боте территории пояс (Тукурингра-Джагдинское звено) зажат между Алдано-Становым щитом на севере и Аргуно-Мамыньским и Буреинским микроконтинентами на юге. Палеогеодинамическая специализация Тукурингра-Джагдинской зоны не вызывает сомнений; она сложена мощными средневерхнепалеозойскими кремнисто-вулканогенно-сланцевыми и нижнемезозойскими флишоидно-терригенными комплексами, имеются и офиолитовые комплексы предположительно среднепозднепалеозойского возраста [Хаин, 2001; Сорокин, Дриль, 2002]. С поздней юры вдоль зоны формируются постколлизийные осадочные бассейны, выполненные угленосными формациями [Kirillova, 2003].

Согласно расчетным палеоширотам на 175 млн лет (см. рис. 6), 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 175 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. Следует отметить, что имеются еще два надежных в методическом отношении палеомагнитных определения [Kravchinsky et al., 2002a; Метелкин и др., 2007]: 1) Монголо-Охотский бассейн в начале поздней юры мог простираться на юг до 25° с.ш. и быть на 15° южнее северной окраины Северо-Китайского кратона; 2) в начале поздней юры Монголо-Охотский палеоокеан также не был полностью закрыт, его ширина могла составлять до 1000 км.

Интерпретация этих определений на сегодня встречает трудности, так как они вступают в противоречие с геологическими и палеомагнитными по окружающим кратонам: выше уже упоминалось о развитии терригенных угленосных формаций этого времени [Kirillova, 2003]; согласно рассчитанным палеоширотам (см. рис. 6), к этому времени широтное расстояние между кратонами было сокращено почти до размеров современного, т.е. бассейн почти закрылся.

Более поздние 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. 6).

Буреинский массив. Следует упомянуть еще об одном объекте — Буреинском массиве, для которого имеются два палеомагнитных определения [Pisarevsky, 2005]. Согласно этим данным, Буреинский массив на рубеже 140 млн лет был немного севернее ближайшей ныне окраины Сибирской платформы (см. рис. 6), на время 115—120 млн лет он стал в тектоническом отношении когерентным Северо-Азиатскому кратону. На основании этого можно предположить, что Буреинский массив и, возможно, Ханкайский, двигаясь с северо-востока, закрыли, «запечатали» в апте пространство, где между Сибирской и Северо-Китайской платформами завершили свое развитие Монголо-Охотский и Солонкерский бассейны.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

В настоящем разделе попробуем сопоставить синтетический разрез по меридиану 126° в.д., построенный на основе анализа современных геофизических и геологических данных (рис. 7) и современного геолого-структурного (рис. 8, а) и палинспастического профилей (см. рис. 8, б) по этой же зоне. Палинспастический профиль построен на основе палеомагнитных и геологических данных на рубеж 175 млн л.н.

Синтетический разрез литосферы по меридиану 126° в.д. Для выявления особенностей глубинного строения восточной части Центрально-Азиатского пояса и мезозойских кинематических параметров отдельных блоков региона была построена сводная модель литосферы по меридиональному профилю 126° в.д. (см. рис. 1). Модель формировалась из отрезков профилей, расположенных в пределах структур, пересекаемых меридиональным профилем. Меридиональное положение сводного профиля определялось необходимостью оценки взаимодействия структур пояса со смежными платформами. Построены три геофизические модели (плотностная, геоэлектрическая, геотермическая) (см. рис. 7) и одна сводная геолого-геофизическая (см. рис. 8, а). На геофизических моделях выделено три слоя: земная кора, литосферная мантия, верхняя часть астеносферы.

На плотностной модели (см. рис. 7, а) выделяются четыре крупных блока литосферы, которые охватывают следующие структуры: южная часть Сибирского кратона и Монголо-Охотский палеозойско-мезозойский пояс; Аргуно-Мамыньский микроконтинент (Дягдечи и Луньцзян-Селемджинский герцинский пояс); мезозойский осадочный бассейн Сунляо; Солонкерский индосинийский и Шара-Мурэнский каледонский пояса; северная часть Северо-Китайского кратона. Первый, второй и четвертый блоки характеризуются относительно пониженной плотностью. Высокой плотностью выделяется литосферный блок Сунляо. Высокие значения плотности этого блока отмечаются как в литосферной мантии, так и в земной коре, вплоть до поверхности фундамента осадочного бассейна, и коррелируются с подъемом кровли астеносферы. Следует отметить, что выделенные нами по плотностной модели блоки нашли свое

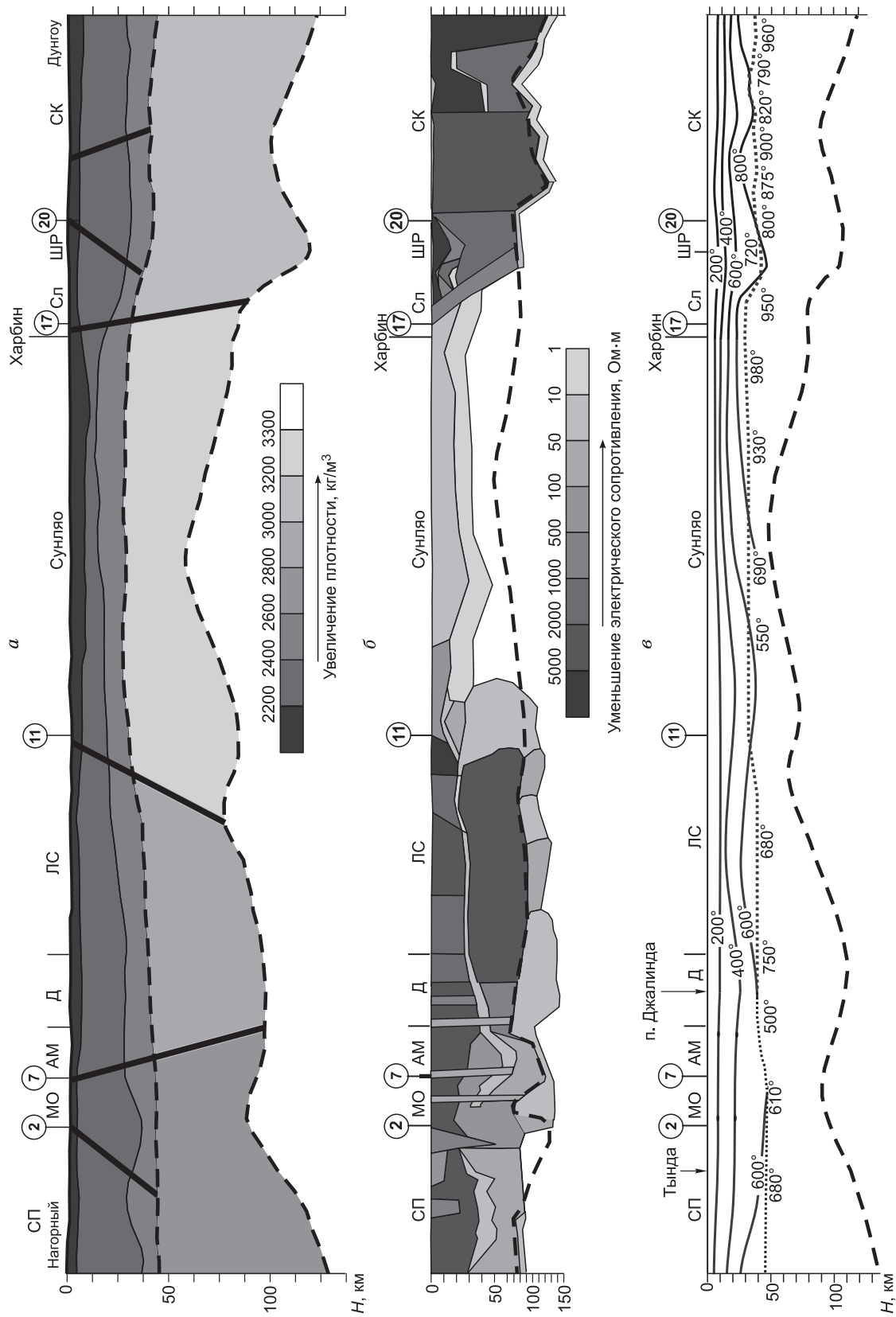


Рис. 7. Синтетические геофизические профили вдоль меридиана 126° в.д.

a–*в* — модели: *a* — плотностная, *б* — геоэлектрическая, *в* — геотермическая. Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

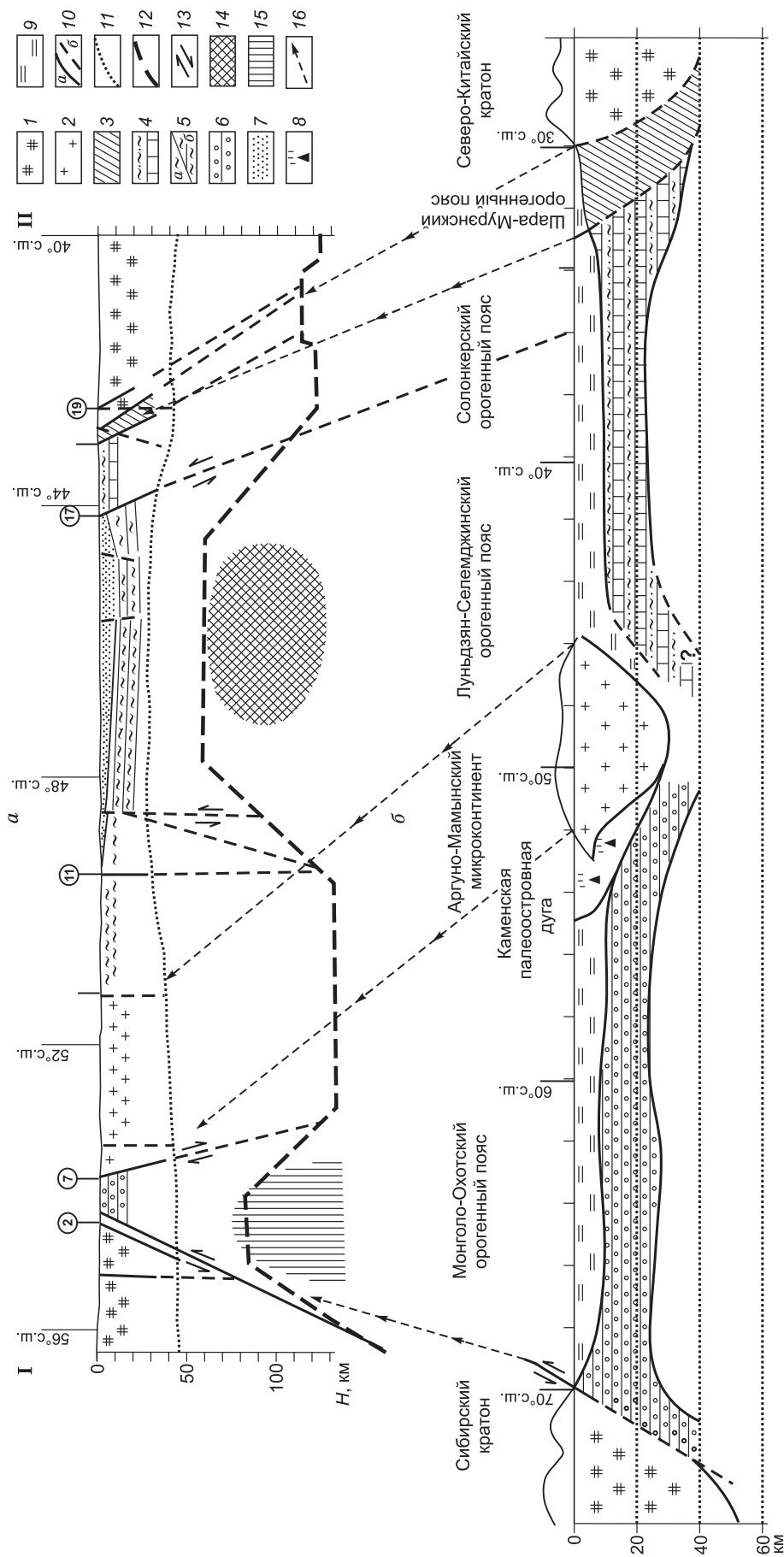


Рис. 8. Сопоставление геолого-структурного (а) и палинспастического (б) профилей восточной части Центрально-Азиатского пояса по меридиану 126° В.д.

1 — Сибирский и Северо-Китайский кратоны; 2 — Аргунь-Мамынский микроконтинент (включен и микроконтинент Дятлачи); 3 — Шара-Мурянский каледонский орогенный пояс; 4 — Солонкерский позднегерцинский (индосинийский) орогенный пояс; 5 — Луньцзян-Селемджинский орогенный пояс; 6 — существенно-терригенные формации с примесью вулканогенных, 6 — существенно-вулканогенные формации с примесью терригенных; 6 — Монголо-Охотский киммерийский орогенный пояс; 7 — мезозойско-кайнозойские отложения рифтогенной впадины Сунляо; 8 — Каменская палеостровная дуга, по [Усев, Ханн, 1995]; 9 — осадочный чехол; 10 — разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 11 — подошва земной коры; 12 — подошва литосферы; 13 — направление перемещений вдоль зон глубинных разломов (для б направление относительного смещения структурных элементов на земной поверхности); 14, 15 — области астеносферного слоя, влияющие на геодинамическое состояние литосферы; 14 — относительно низкоплотная — долговязущий источник флюидов как причина растяжения земной коры; 15 — низкоскоростная (отсутствие границ обмена скоростей сейсмических волн) — относительно пониженная вязкость как причина вздымания земной поверхности; 16 — направление широтного перемещения и латерального сокращения площади развития комплексов палеокоры.

отражение в модели зонно-блоковой структуры Восточной Азии, разработанной на основе анализа проявлений активной деструкции на границах смежных блоков (землетрясения, вулканизм и др.) [Семеновский, 2008].

На геоэлектрической модели (см. рис. 7, б), как и на плотностной, фиксируются четыре литосферных блока в тех же границах. Первый — характеризуется преимущественно низким геоэлектрическим сопротивлением с повышением его в земной коре, второй — высоким с понижением в земной коре, третий — низким повсеместно, четвертый — высоким в литосфере в целом.

В распределении температур в земной коре (см. рис. 7, в) наблюдается подъем геоизотерм на контактах с блоками, который сопровождается повышением температуры по поверхности Мохо. Эти аномалии совмещаются с глубинными разломами и электропроводящими зонами в литосфере. По-видимому, это наиболее проницаемые зоны литосферы. На геолого-геофизической сводной модели показана верхняя часть земной коры с указанием положения пересекаемых геологических структур, блоки земной коры и литосферной мантии с характеристикой величины плотности и геоэлектрического сопротивления блоков, коровые и литосферные разломы, фиксируемые по геофизическим данным.

На сводной геолого-геофизической модели по меридиональному профилю 126° в.д. (см. рис. 8, а) рассмотренные геофизические блоки уверенно выделяются по сочетанию значений плотности и геоэлектрического сопротивления в блоках. Первый блок характеризуется пониженной плотностью и пониженным сопротивлением, второй — пониженной плотностью и повышенным сопротивлением, третий — повышенной плотностью и пониженным сопротивлением, четвертый — пониженной плотностью и повышенным сопротивлением. Границы литосферных блоков отмечаются глубинными разломами: Южно-Турунгрским, Нэнцзыанским, Илань-Итунским, Чифен-Телинским (Внутреннемонгольская ось).

Геолого-структурный и палинспастический профили: Сибирь—Центрально-Азиатский пояс—Северный Китай. В современной структуре северная часть рассматриваемой зоны до 55° с.ш. выполнена мощной (до 45 км) континентальной корой Алдано-Станового щита, граница между последним и Монголо-Охотской сутурой в виде Монголо-Охотского разлома погружается под щит (см. рис. 8, а). На палинспастическом профиле эта граница располагается на 72° с.ш., где примерно 175 млн л.н. находилась конвергентная граница (зона субдукции) между Монголо-Охотским океаном и Алдано-Становым щитом, с чем был связан позднеюрский и, вероятно, меловой магматизм [Парфенов, 1984; Хаин, 2001].

Монголо-Охотская сутура, ограниченная с юга Аргуно-Мамынским террейном, на современном профиле занимает немногим более 100 км, граница между сутурой и террейном также имеет наклон под вновь образованную (не позднее каледонского этапа) континентальную кору (см. рис. 8, а). На реконструкции эту зону можно продолжить на 20° южнее до 54—52° с.ш., где вслед за Г.С. Гусевым, В.Е. Хаиным [1995] показана еще одна (южная) конвергентная граница Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна (см. рис. 8, б).

Южнее как на современном профиле, так и на реконструкции находится Аргуно-Мамынский массив (микроконтинент), который граничит с бассейном Сунляо; граница между этими структурами практически вертикальная. На реконструкции эта граница расположена примерно 7° южнее, ее геодинамический тип проблематичен, но если предполагать, что Солонкерский бассейн имел единый структурный план от Внутренней Монголии до Сунляо, и, следуя построениям С.В. Руженцева, И.И. Пospelова [1992], ее можно считать конвергентной. При миграции этой границы к югу могли образовываться сдвоенные мощности плотной океанической коры, что может объяснить отмеченные выше более плотные массы в средней и нижней коре бассейна Сунляо.

Современная граница между бассейном Сунляо и выраженными на поверхности структурами Солонкерской зоны проходит по 44° с.ш., последняя имеет ширину порядка 100 км и граничит с Шарамурэнской зоной каледонского заложения. Границы и в первом, и во втором случаях наклонены на юг, если их отождествлять с палеозонами Беньюффа, то это может свидетельствовать и о наклоне на юг под Северо-Китайский кратон зон субдукции (см. рис. 8, б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По модельным разрезам, пересекающим границы основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского пояса и окружающих его раннедокембрийских континентальных блоков, и палинспастическим построениям установлено следующее.

1. Для южного ограничения восточной части пояса (Солонкерская и Шара-Мурэнская зоны) характерны повышенные значения температуры (до 900 °С) на поверхности Мохо, относительно повышенное (до 4000 Ом·м) сопротивление в литосфере и повышенные значения плотности (3300 кг/м³) в области системы разломов Внутреннемонгольской оси.

2. Несколько отличаются геофизические параметры вдоль восточного ограничения пояса. Температура на подошве границы Мохо доходит до 1100 °С, электрическое сопротивление понижено до

120 Ом·м, плотность составляет 3290 кг/м³. Подобные характеристики свидетельствуют о повышенной здесь пластичности литосферы, возникшей за счет взаимодействия с более молодым Сихотэ-Алинским орогеном.

3. Северная граница восточной части ЦАСП является сложнопостроенной зоной с сокращенной мощностью литосферы до 100 км. На земной поверхности она простирается от Южно-Турунгрского разлома до Желтулакского. В пределах зоны существуют глубинные наклонные границы раздела как современного, так и более раннего заложения. Современные (позднекайнозойские) границы имеют южное падение, палеограницы — северное. Этой пограничной зоне присуща неоднородная слоистая структура литосферы, что является признаком горизонтальных перемещений в земной коре и в подкоровом пространстве.

4. Для границ, не связанных с внешним обрамлением пояса (Луныцян-Селемджинская зона), характерны пониженные значения электрического сопротивления коры и литосферы, пониженные значения плотности в литосфере и относительно пониженные, кроме участка земной коры, соответствующей впадине Сунляо, значения температур на подошве земной коры (800 °С и менее). Различная мощность граничных областей эффективных геофизических параметров обусловлена геометрией глубинных границ. Более широкие области соответствуют наклонным границам.

5. Анализ палеомагнитных данных позволяет высказать несколько ограничений (предположений) о мезозойских геодинамических процессах, формировавших восточную часть Центрально-Азиатского пояса. Во-первых, Монголо-Охотский бассейн полностью закрылся в начале поздней юры, причем южное ограничение бассейна (Северный Китай, бассейн Сунляо и, возможно, Аргуно-Мамынский микроконтинент) сформировалось в современном широтном положении примерно на 30 млн лет раньше, чем Сибирь. Во-вторых, закрытие Монголо-Охотского бассейна в интервале 175—140 млн лет осуществлялось в основном за счет сокращения пространства со стороны Сибирской платформы. В-третьих, ширина (вдоль меридиана) Монголо-Охотского бассейна 175 млн л.н. могла составлять не более 15—20°.

6. На основании палеомагнитных данных можно предположить, что Буреинский массив, двигаясь с северо-востока вдоль окраины Сибирского кратона, «запечатал» в апте пространство, где между Сибирским и Северо-Китайским кратонами завершили свое развитие Монголо-Охотский и Солонкерский бассейны, и на их месте были образованы позднегерцинские (индосинийские) сутуры.

Авторы выражают благодарность Л.И. Попеко, рецензентам И.В. Гордиенко, В.С. Имаеву, Е.В. Склярву, замечания и предложения которых были учтены в подготовке окончательного варианта статьи, а также М.Г. Гершанович, Е.Ю. Диденко, С.А. Махаевой, Л.А. Мельниковой и Л.Г. Телегиной за помощь при техническом оформлении рукописи.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН, ДВО РАН, СО РАН, УрО РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (№ 09-И-ОНЗ-10) и при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00726а, 09-05-00223а).

ЛИТЕРАТУРА

Бобачев А.А., Марченко М.Н., Модин И.Н., Перваго Е.В., Урусова А.В., Шевнин В.А. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред // *Физика Земли*, 1995, № 12, с. 79—90.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 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.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (5), с. 630—647.

Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М., Наука, 2006, 372 с.

Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Желтулакского разлома // *Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения, доклады Всероссийской конференции*, Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 2009, с. 109—112.

Гравиметрическая карта России. М-б 1:2 500 000 / Под ред. П.С. Степанова, М.М. Янушевич. М., ВНИИгеофизика, 1999, 16 л.

- Гусев Г.С., Хаин В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995, № 5, с. 68—82.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994 (7—8), с. 59—75.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Симонов В.А., Лубнина Н.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А., Борисенко Д.В.** Тектоническая история Полярного Урала. М., Наука, 2001, 191 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 531).
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.
- 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.
- Каплун В.Б.** Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 2, с. 86—98.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.** Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 519—524.
- Кравчинский В.А.** Палеомагнетизм Монголо-Охотского складчатого пояса: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, Гос. техн. ун-т, 1995, 181 с.
- Кузьмин М.И., Кравчинский В.А.** Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 54—62.
- Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В.** Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 3—18.
- Лысак С.В.** Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 1058—1071.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю.** Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 2, с. 3—17.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х.** Палеомагнетизм раннемеловых вулканических пород Забайкалья: аргументы в пользу сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1404—1417.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С.** Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1061—1073.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—32.
- Муратов М.В.** Геосинклинали складчатые пояса Евразии // Геотектоника, 1965, № 6, с. 4—19.
- Новожинский К., Пушкарев П.Ю.** Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли, 2001, № 6, с. 72—85.
- Парфенов Л.М.** Континентальные окраины и островные дуги мезозоя северо-востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 1—41.
- Подгорный В.Я.** Методика послыного определения плотности // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 6, с. 103—108.
- Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф.** Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжумцин—Дунгоу, Восточный Китай) // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 4, с. 93—106.
- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.
- Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуань Жуйянь, Чжу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г.** Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 6, с. 3—17.

- Руженцев С.В., Поспелов И.И.** Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника, 1992, № 5, с. 45—62.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.** Тектоника индосинийд Монголии // Геотектоника, 1989, № 6, с. 13—27.
- Семи́нский К.Ж.** Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 1018—1030.
- Смелов А.П., Тимофеев В.Ф.** Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 42—54.
- Сорокин А.А., Дриль С.И.** Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология, 2002, № 6, с. 46—60.
- 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.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, 606 с.
- Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.** Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 6, с. 16—25.
- Besse J., Courtillot V.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № 10, p. 2469, doi:10.1029/2003JB002684
- Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. NY, Blackwell Scientific Publications, 1992, 298 p.
- 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, Institute Okeanology RAS, 1993, p. 47—48.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.** Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 35, № 3, p. 335—360.
- Global Geoscience Transect 13 Dong Ujimqin Qi, Nei Mongol to Donggou, Liaoning, China.** Compilers / Lu Zaoxun, Xia Huaikuan. Beijing, Seismological Press, 1992.
- Gordienko I.V.** Geodynamic evolution of the Central-Asian and Mongol-Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposits // *Geosci. J.*, 2001, v. 5, № 3, p. 233—241.
- Kirillova G.L.** Late Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence // *Mar. Petrol. Geol.*, 2003, v. 20, № 3—4, p. 385—397.
- Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.** Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002a, v. 148, № 1, p. 34—57.
- Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V.** Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol-Okhotsk ocean // *J. Geophys. Res.*, 2002b, v. 107, № B10, doi:10.1029/2001JB000672.
- Li Y., Oldenburg D.W.** 3D inversion of gravity data // *Geophysics*, 1998, v. 63, p. 109—119.
- Maruyama S., Isozaki Y., Kimjura G., Terabayashi M.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*, 1997, v. 6, p. 121—142.
- Pisarevsky, S. A.** New edition of the Global Paleomagnetic Database. *EOS Transactions*, 2005, v. 86, 170 p.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 34, № 6435, p. 299—307.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.** The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 43, № 1, p. 1—24.
- Tectonic map** of China and adjacent regions / Ed. Ren Jishun. Beijing, Geological publishing house, 1997.
- Tectonic map** of the Central Asian-Pacific belts junction area / Eds. L.P. Karsakov, Zhao Chunjing, 2001.
- Tectonics**, deep structure, metallogeny of the Central Asian-Pacific belts junction area. Explanatory notes to the tectonic map scale of 1:1 500 000 / Eds. L.P. Karsakov, Zhao Chunjing, Yu.F. Malyshev, M.V. Goroshko. Beijing, Geological Publishing House, 2008, 213 p.
- Tectonic map** of Central Asia and adjacent areas. Scale 1:2 500 000 / Eds. O. Petrov, Yu. Leonov, Li Tingdong, O. Tomurtogo, Hwang Jae Ha. CCGM/CGMW, 2008.

Yang Baojun, Mu Shimin, Jin Xu, Liu Ca. Synthesised study on the geophysics of Manzhouli-Suifenheng geoscience transect, China // *Acta Geophys. Sinica*, 1996, v. 39, № 6, p. 772–782 (на кит. яз.).

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.

*Поступила в редакцию
24 апреля 2009 г.*