

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕАМУРСКОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ  
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ*****В.Б. Каплун****Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Проанализировано 125 магнитотеллурических зондирований, выполненных на юге Алдано-Станового щита и его складчатого обрамления, выбраны наименее искаженные амплитудные кривые, определена опорная кривая района исследований. Зондирования были разделены на пять профилей – три субмеридиональных, вкрест простирания основных структур, и два субширотных, вдоль простирания. В результате интерпретации построены геоэлектрические разрезы литосферы до глубин 130–150 км, на которых выделяется высокоомная земная кора с подстилающей ее низкоомной мантией и основные тектонические структуры, разделенные глубинными разломами. Геоэлектрические разрезы показывают неоднородное строение территории, особенно в пределах структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов. Наибольшей неоднородностью выделяется Гонжинский выступ в Центрально-Азиатском тектоническом поясе и Унахинский зеленокаменный пояс в Становой гранит-зеленокаменной области. Выявлено изменение сопротивления вдоль основных структуроконтролирующих разломов (Желтулакского, Южно- и Северо-Тукурингского) с запада на восток, что связывается с изменением геодинамической обстановки в этом направлении.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, глубинное строение, Алдано-Становой щит.

**ВВЕДЕНИЕ**

Район исследований охватывает зону сочленения южной окраины Алдано-Станового щита Сибирской платформы с Центрально-Азиатским тектоническим поясом и расположенную между ними часть Монголо-Охотского орогенного пояса, входящего в состав Тихоокеанского тектонического пояса [20] (рис.1).

Изучение глубинного строения литосферы данной территории проводилось электроразведочными (МТЗ [1, 15, 18, 19]) и сейсмическими (ГСЗ [5, 11], МОВЗ [2, 12], и МОВЗ-ГСЗ [6]) методами (рис. 1). Работы начали проводиться с 70-х годов прошлого века по отдельным профилям. Анализ имеющихся результатов геофизических работ показал, что Становая гранит-зеленокаменная область Алдано-Станового щита характеризуется аномалиями пониженных отрицательных значений гравитационного поля субширотного простирания, сочетанием северо-западных и северо-восточных аномалий магнитного поля различного знака, мощностью земной коры 37–45 км, отчетливо выделяемой на сейсмических разрезах границей на глубине 8–12 км, аномалиями

электропроводности на глубинах 20–40 км проводимостью 2–3 тыс. См. Центрально-Азиатский тектонический пояс выражен отрицательными значениями гравитационного поля разной интенсивности и дифференцированным магнитным полем с преобладанием отрицательных значений, сильной гетерогенностью и блоковым строением земной коры мощностью 36–42 км, проводящим слоем на глубинах 15–30 км. Для Монголо-Охотского складчатого пояса характерно резко неоднородное строение гравитационного и магнитного полей, вытянутых вдоль его простирания, потеря корреляции сейсмических границ, смещение основных горизонтов в зоне сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом, сильное искажение магнитотеллурического поля и аномалии электропроводности на глубинах 10–15 км.

Несмотря на выполненные исследования, до настоящего времени для данной территории отсутствует геоэлектрическая модель литосферы. В данной работе все имеющиеся данные МТЗ были обобщены, проанализированы и проинтерпретированы с единых позиций и сопоставлены с результатами других геофизических методов.

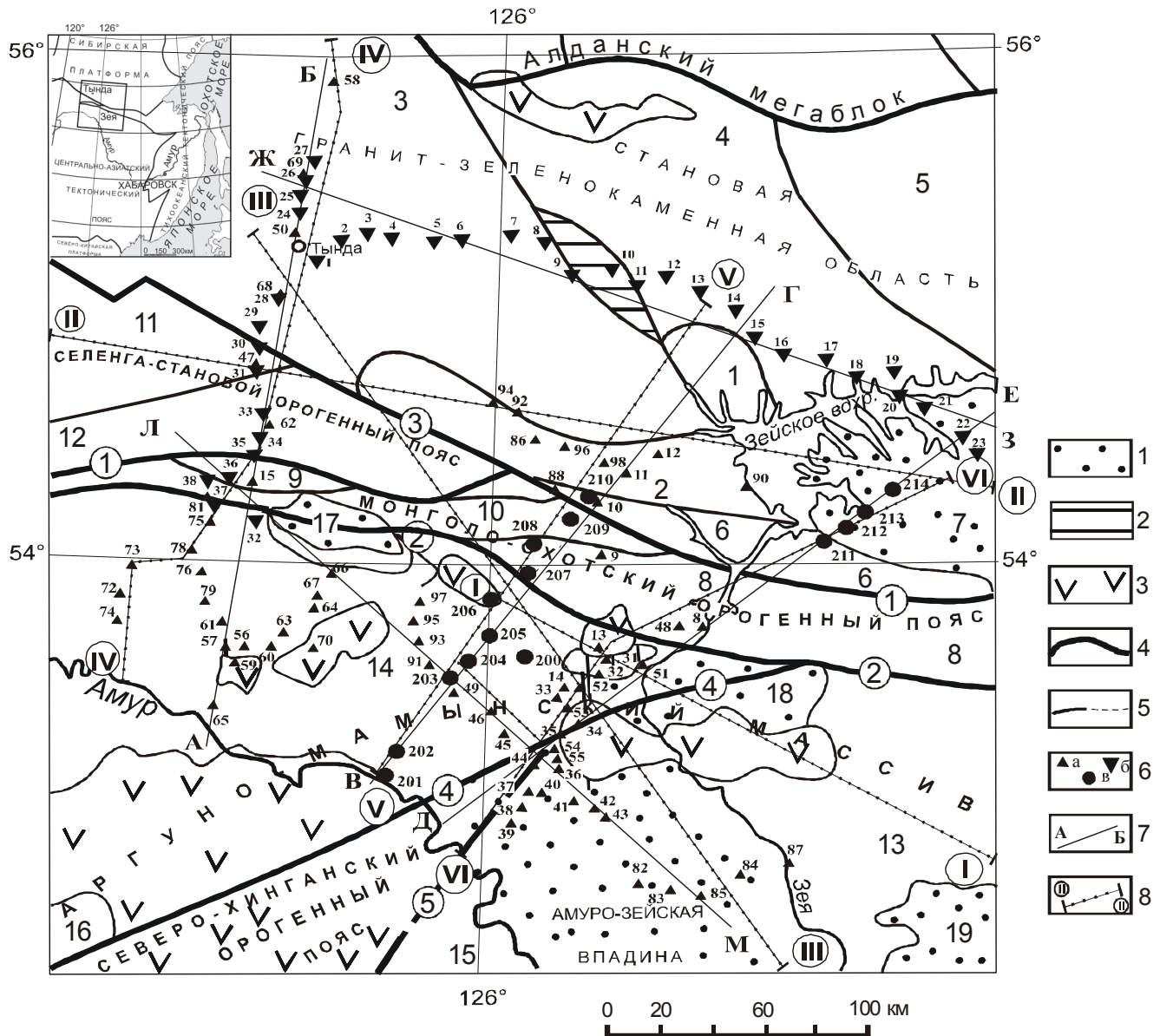


Рис. 1. Тектоническая карта района исследований [20] с упрощениями.

1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – Унахинский зеленокаменный пояс; 3 – вулканиты; 4–5 – границы тектонических подразделений: 4 – главные, 5 – второстепенные; 6 – пункты МТЗ, выполненные: а – ИТиГ ДВО РАН [18,19], б – “Иркутскгеофизика” [15], в – “Дальгеология” [1]; 7 – профили МТЗ; 8 – сейсмические профили (I–I – ГСЗ р.Зей–р.Селемджа–р.Буря [11], II–II – геотраверс ГСЗ Рубцовск–мыс Невельского [5], III – МОВЗ-ГСЗ [6], IV–IV – МОВЗ [2], V–V, VI–VI – МОВЗ [12]).

**Сибирская платформа.** Становая гранит-зеленокаменная область (мегаблок). Блоки: 1 – Улаханский, 2 – Дамбукинский, 3 – Иликанский, 4 – Мульмугинский, 5 – Купуринский, 6 – Усть-Гилюйский. Мезозойско-кайнозойские впадины: 7 – Верхнезейская.

**Тихоокеанский тектонический пояс.** Монголо-Охотский орогенный пояс. 8 – Янкан-Тукурингская зона. Мезозойские впадины: 9 – Стрелкинская, 10 – Малотындинская.

**Центрально-Азиатский тектонический пояс.** Селенга-Становой орогенный пояс. Блоки: 11 – Могочинский, 12 – Урканский. Аргуно-Мамынский массив. Блоки: 13 – Мамынский, 14 – Гонжинский, 15 – Синьхуа, 16 – Аргунский. Мезозойско-кайнозойские впадины: 17 – Урканская, 18 – Среднезейская, 19 – Ушумунская.

**Разломы** (цифры в кружках): 1 – Северо-Тукурингский, 2 – Южно-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Дербуганский, 5 – Синьлин.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алдано-Становой щит Сибирской платформы в пределах области исследования представлен Становой гранит-зеленокаменной областью, включающей в себя Улаханский, Дамбукинский, Иликанский, Мульмугинский, Купуринский и Усть-Гилуиский блоки, Унахинский зеленокаменный пояс. Становая гранит-зеленокаменная область протягивается в субширотном направлении и ограничена с севера Становой, а с юга Монголо-Охотской зонами разломов, с юго-запада – Джелтулакским разломом. Область консолидировалась в раннем докембрии и впоследствии подвергалась неоднократной тектонической и магматической активизации, наиболее интенсивной в мезозое. С мезозоем связано образование массивов гранитоидов и надвигание Станового мегаблока на Алданский.

Монголо-Охотский орогенный пояс представлен Янкан-Тукурингской зоной, которая протягивается узкой полосой шириной 10–40 км в субширотном направлении между Северо- и Южно-Тукурингскими разломами и представляет собой шовную межгеоблоковую структуру палеозойско-мезозойского развития. На северо-западе пояс граничит с каледонским Селенга-Становым орогенным поясом, на северо-востоке – со Становой областью, на востоке – Джагданская зона, а на юге – с Аргуно-Мамынским массивом. В Янкано-Тукурингской зоне распространены зонально метаморфизованные в глаукофановой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Южно-Тукурингский разлом сопровождается выходами пород палеозойского пиканского габбрового комплекса, представленного цепочкой крутопадающих плитообразных тел, подверженных дислокационному метаморфизму.

В Центрально-Азиатском тектоническом поясе в пределах изучаемой территории выделяются раннепалеозойские Селенга-Становой и Северо-Хинганский орогенные пояса и Аргуно-Мамынский массив.

Селенга-Становой орогенный пояс представлен своим восточным окончанием и состоит из Могочинского и Урканского блоков, он с северо-востока отделен от Становой области Джелтулакским разломом, а на юге граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом по Северо-Тукурингскому разлому. Основание Селенга-Станового пояса слагают метаморфические и плутонические образования раннего докембрия, образующие ряд блоков, различающихся особенностями геологического строения.

Аргуно-Мамынский массив граничит с севера с Монголо-Охотским орогенным поясом по Южно-Тукурингскому разлому, состоит из Аргунского, Мамынского, Гонжинского и Синьхуа раннедокембрийских блоков (выступов), окруженных краевыми прогибами и вулканическими поясами, и разделенных вклинивающимся между ними с юго-запада Северо-Хинганским орогенным поясом. Пликативные дислокации метаморфических толщ фундамента массива имеют преимущественно северо-восточное и субширотное простирание. В Гонжинском выступе выделены крупные куполовидные формы с пологим залеганием полосчатости и сланцеватости. В строении чехла участвуют позднекембрийские, палеозойские и мезозойские образования. Для формаций верхнего докембрия и нижнего кембрия характерны различные высокоуглеродистые породы, метаморфизованные разновидности которых представлены графитовыми рудами. Инъективные магматические структуры в пределах Мамынского и Гонжинского выступов представлены породами средне-позднекаменноугольных габбро-гранодиорит-гранитового и габбро-гранодиоритового комплексов.

Северо-Хинганский орогенный пояс расположен в юго-западной части района исследований в форме клина северо-восточного простирания, рассекающего Аргуно-Мамынский массив, с северо-запада гранича с ним по Дербуганскому разлому, а с юго-востока – по разлому Синьлин, и представлен зоной Итули Дахинганского позднеюрско-раннемелового вулканического пояса.

В районе широко развиты депрессионные структуры – краевые прогибы (Ольдойский, Гагско-Сагайский) и впадины (Верхнеамурская, Стрелкинская, Малотындинская, Урканская, Деспская, Верхне- и Среднезейская и наиболее крупная – Амуру-Зейская).

Большую роль в тектоническом строении региона играют разломы, основными из которых являются Северо- и Южно-Тукурингский и Джелтулакский, представляющие собой граничные структуры между Сибирской платформой и Центрально-Азиатским и Тихоокеанским тектоническими поясами. Вдоль этих разломов наблюдается наибольшая сейсмическая активность, субмеридиональное сжатие и субширотные сдвиговые перемещения. Кроме этого, большое значение в строении региона имеют северо-восточные разломы Центрально-Азиатского пояса, такие как Дербуганский и Синьлин. Подобное сочленение субширотных структур Становой области и Монголо-Охотского орогенного пояса с северо-восточными

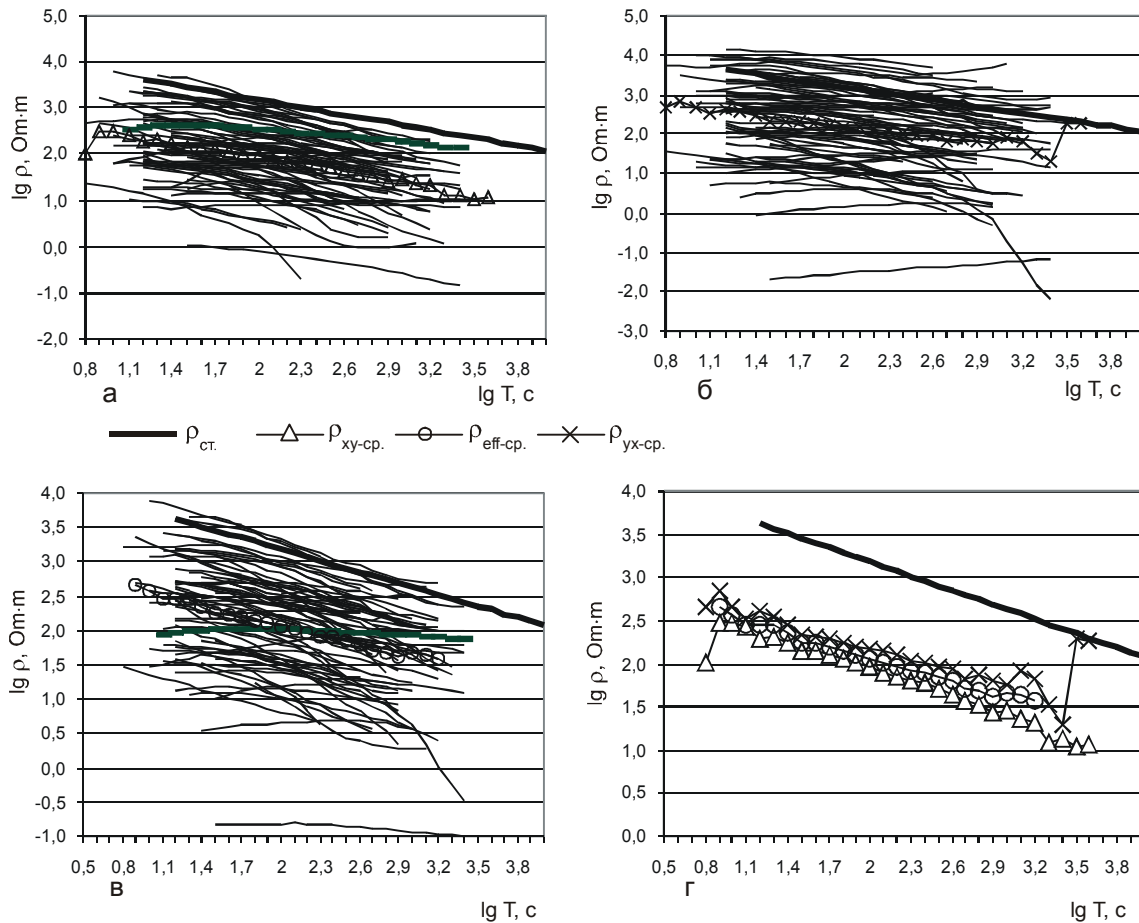


Рис. 2. Амплитудные кривые МТЗ из работ [18, 19].

а – широтные ( $\rho_{xy}$ ), б – меридиональные ( $\rho_{yx}$ ), в – эффективные ( $\rho_{эф}$ ), г – средние кривые  $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ,  $\rho_{эф}$ .

структурами Центрально-Азиатского пояса обусловлено довольно сложное строение региона.

#### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

На рис. 1 показано 125 пунктов МТЗ, выполненных Институтом тектоники и геофизики ДВО РАН (72 зондирования), производственными объединениями “Иркутскгеофизика” (38 зондирований) и “Дальгеология” (15 зондирований). Регистрация электромагнитного поля проводилась с использованием аналоговых станций МТЛ-71 (ИТиГ ДВО РАН) и цифровыми станциями ЦЭС-1 и ЦЭС-2 (“Иркутскгеофизика” и “Дальгеология”). На рисунках 2, 3 и 4 представлены все амплитудные кривые в значениях десятичного логарифма как по оси периода, так и по оси сопротивления, согласно международному стандарту [24]. Амплитудные кривые, полученные по результатам регистрации электромагнитного поля на аналоговых станциях (рис. 2), построены в диапазоне периодов  $6 \div 2500$  с ( $\lg T = 0.8 \div 3.4$ ), однако большая часть

из них расположена в диапазоне  $10-15 \div 400-1000$  с ( $\lg T = 1.0-1.2 \div 2.6-3.0$ ). Кривые МТЗ, полученные по записям с цифровых станций (рис. 3 и 4), в основном имеют расширенный диапазон в области коротких периодов до 0.1 с ( $\lg T = -1.0$ ), хотя и не на всех пунктах зондирования кривые построены с одинаковым диапазоном, имеются кривые с отсутствующими короткопериодными или длиннопериодными частями. Кривые МТЗ, полученные ИТиГ ДВО РАН и ПГО “Дальгеофизика”, построены по направлениям размотки электрических линий север–юг и запад–восток, а ПГО “Иркутскгеофизика” – по направлениям поляризации электромагнитного поля. Форма большинства кривых подобна и представлена пологим максимумом в широком диапазоне короткопериодной части кривых от 0.1 до 4–5 с ( $\lg T = 0.1 \div 0.6-0.7$ ), затем ниспадающей ветвью, которая плавно выполаживается в районе 100 с, и далее в основном имеет пологий участок до конца зарегистрированного диапазона периодов. Наиболее выдержана форма кри-

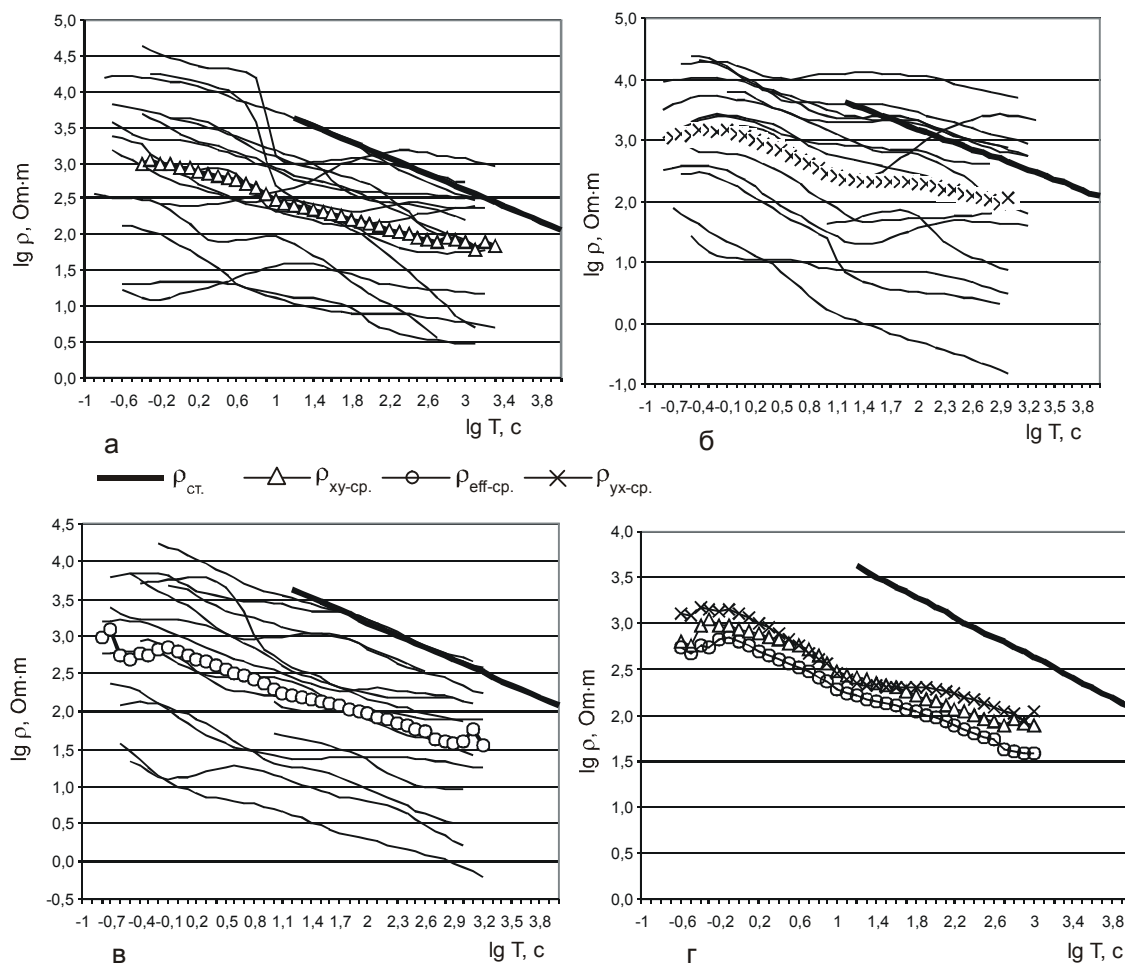


Рис. 3. Амплитудные кривые МТЗ из работы [1].

Условные обозначения см. на рис. 2.

вых, полученных ПГО “Иркутскгеофизика”, что свидетельствует об их хорошем качестве. Наиболее сложная форма у кривых, полученных ПГО “Дальгеофизика”, что может быть связано или с низким качеством полевого материала или со способом обработки. Из 72 кривых, полученных ИТиГ ДВО РАН, только у 7 зондирований форма кривых отличается от остальных, корреляция которых к их средней кривой близка к 1.0.

Как было показано выше, район исследований имеет сложное строение, что приводит к перераспределению электромагнитного поля, которое в значительной степени отличается от поля в горизонтально-слоистом разрезе. Это может быть вызвано влиянием как локальных поверхностных или глубинных геоэлектрических неоднородностей, так и региональных. В связи с этим форма или уровень амплитудных кривых магнитотеллурических зондирований, или то и другое вместе, могут быть искажены. Поэтому стоит задача определения характера

влияния, его величины и способа компенсации. Методика проведения МТ исследований предусматривает получение амплитудных кривых от двух взаимно перпендикулярных установок. При полевых работах регистрация электромагнитного поля производится в широтном и меридиональном направлениях. При обработке полевых данных путем вращения зарегистрированного поля вокруг вертикальной оси определяется направление, в котором входной импеданс среды имеет максимальное значение, а в перпендикулярном ему направлении – минимальное. Теория обработки была предложена И.А. Безруком, М.Н. Бердичевским и др. в 1964 г., а ее практическое использование подробно описано в работе В.Ю. Семенова [16]. В результате обработки получают две кривые зондирования, которые в случае двумерности геоэлектрического разреза, т.е. когда ширина изучаемого объекта в 10 и более раз меньше его длины [3], будут являться продольной и поперечной. Поперечная кривая в этом случае более

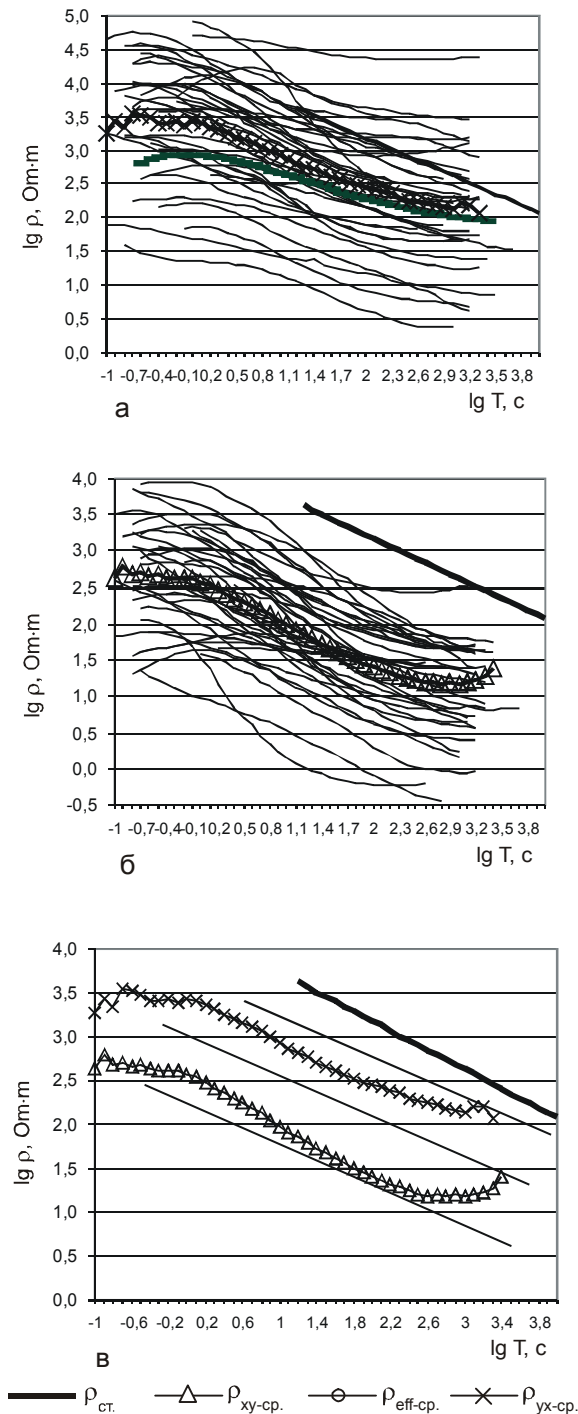


Рис. 4. Амплитудные кривые МТЗ из работы [15].

а –  $\rho_{\max}$ , б –  $\rho_{\min}$ , в – средние кривые  $\rho_{\max}$ ,  $\rho_{\min}$ .

достоверно отражает верхнюю часть геоэлектрического разреза, а продольная – глубинную. При трехмерности геоэлектрической среды определение продольной и поперечной кривых является невозможным. Однако многочисленные исследования показали, что в этом случае наименее искаженной

кривой является максимальная кривая [8–10, 14]. В случае, когда результаты МТЗ представлены кривыми, построенными только в направлениях регистрации электромагнитного поля и без поиска главных направлений поляризации электромагнитного поля, невозможно определить ни продольную, ни поперечную кривые, т.е. нельзя выбрать кривую, которая бы наиболее достоверно отражала изучаемую часть геоэлектрического разреза. В связи с этим для интерпретации берется эффективная кривая  $\rho_{\text{эф}} = (\rho_{xy} \cdot \rho_{yx})^{1/2}$ . Сочетание разнонаправленных региональных разломов со сложнопостроенной тектоникой района, а также отсутствие дополнительных магнитотеллурических параметров, описывающих свойства геоэлектрического разреза, не позволяют определить его размерность и выбрать кривые, которые бы наилучшим образом характеризовали его строение. В связи с этим проанализируем поведение кривых, полученных различными авторами и сопоставим их между собой.

Сначала рассмотрим кривые, построенные в направлениях регистрации электрического поля [1, 18, 19].

На рисунках 2а, 2б и 3а, 3б показаны амплитудные кривые МТЗ, построенные в направлениях измерения электрического поля восток–запад и север–юг. На периоде 100 с ( $\lg T=2$ ) разброс этих кривых по оси сопротивлений составляет от 3 до 4 декад. То же самое наблюдается и на эффективных кривых (рис. 2в и 3в). Однако их средние кривые, построенные по всем трем группам, близки друг другу как по форме, так и по уровню сопротивлений (рис. 2г и 3г). Подобное поведение кривых свидетельствует о том, что кривые, построенные по направлениям измерения электрического поля, без нахождения главных направлений поляризации электромагнитного поля, не являются ни продольными, ни поперечными, и в этом случае предпочтительнее использовать при интерпретации эффективные кривые, которые будут являться интегральной характеристикой среды.

На рис. 4а и 4б показаны максимальные и минимальные амплитудные кривые МТЗ, построенные в главных направлениях поляризации электромагнитного поля, на рис. 4в – их средние кривые. Из рисунка видно, что разброс максимальных и минимальных кривых по оси сопротивлений на периоде 100 с ( $\lg T=2$ ) составляет 3–4 порядка, а их средних кривых – на порядок, а форма обеих кривых подобна. Подобное поведение кривых свидетельствует как о сильном влиянии поверхностных неоднородностей, так и о том, что геоэлектрический разрез более всего соответствует трехмерной среде.

Таким образом, выполненный анализ амплитудных кривых показывает, что для интерпретации предпочтительнее использовать эффективные кривые, полученные из кривых, построенных в направлениях измерения электрического поля, и максимальные кривые, полученные по методике [16].

Кроме выбора наименее искаженных кривых зондирования необходимо определить уровень этих кривых по оси сопротивления, чтобы исключить влияние различного рода геоэлектрических неоднородностей. О влиянии неоднородностей геоэлектрического разреза на результаты зондирования свидетельствует как сильный разброс уровня максимальных и эффективных амплитудных кривых по оси сопротивлений (рис. 2, 3, 4), так и схемы распределения сопротивления на периоде 100 с (рис. 5а). На схемах отчетливо видно, что изменения сопротивления связаны как с контурами главных тектонических структур, так и с локальными геологическими неоднородностями. Для определения положения кривых зондирования было построено несколько кривых (рис. 6). Кривая №6 получена путем совмещения кривой глубинного МТЗ и средней кривой в районе г. Тынды [15]. Кривая №5 получена путем осреднения всех максимальных и эффективных кривых района исследований. На рис. 6 приведены также средние кривые, построенные по результатам работ [18, 19] и [1].

Из рис. 6 видно, что средняя максимальная кривая хорошо совпадает как по форме, так и по уровню сопротивлений с кривой №6, что позволяет принять ее за реперную при введении поправки за влияние поверхностных неоднородностей. Средняя кривая по всем зондированиям близка по форме двум первым кривым, но лежит несколько ниже по уровню сопротивлений. Это связано с влиянием эффективных кривых, которые имеют близкую форму первым двум кривым, но расположены на половину порядка ниже. Это может быть связано как с особенностями эффективных кривых, так и с влиянием осадочного чехла впадин, в которых получена значительная часть этих кривых, или с различным глубинным строением различных частей исследуемой площади. Однако из-за отсутствия других реперов и исходя из подобия форм кривых прием положение кривой №6 за истинный уровень сопротивления, т.е. в данном случае кривая №6 будет отражать среднее “фонное” распределение сопротивления или опорный геоэлектрический разрез. Выбрав таким образом опорную кривую для данной территории, проведем нормирование остальных кривых к ее уровню, вводя соответствующие поправки. Так как частотный

диапазон имеющихся кривых варьирует в широких пределах, то для введения поправки необходимо выбрать тот диапазон периодов, в котором находятся все имеющиеся кривые и который соответствует одному и тому же геоэлектрическому слою. Большая часть кривых представлена ниспадающими ветвями с близким углом наклона к оси абсцисс, что свидетельствует об общем для всех кривых изменении геоэлектрического разреза. Анализ кривых показывает, что середина этого диапазона расположена на периоде  $\lg T = 1.6$  (40 с).

По результатам нормирования построены схемы распределения сопротивления на периодах 25, 100 и 400 с (рис. 5б), которые показывают, что характер изменения сопротивления не изменился по сравнению со схемами распределения сопротивления для ненормированных кривых (рис. 5а), однако исчезла значительная часть мелких локальных аномалий и резко уменьшился градиент распределения сопротивления в пределах площади исследования на каждом из периодов.

Таким образом, в результате анализа амплитудных кривых МТЗ района исследований определены кривые, которые будут использоваться для интерпретации, получена опорная кривая и выбран период, на котором проводится нормирование.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

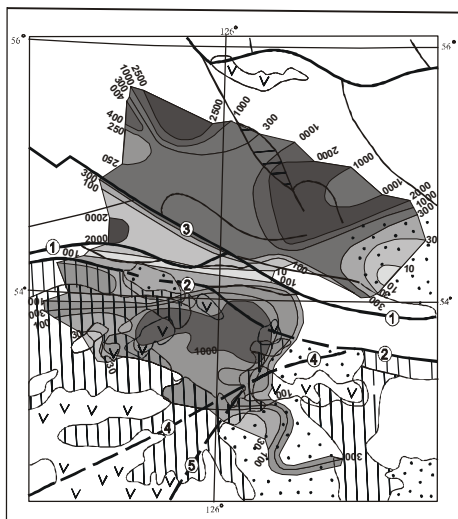
Для изучения геоэлектрического строения территории пункты МТЗ были объединены в несколько профилей. Таким образом получена сеть из трех субмеридиональных (А-Б, В-Г, Д-Е) и двух субширотных (Ж-З, Л-М) профилей, позволяющая пространственно изучить геоэлектрическое строение как отдельных геологических структур разного ранга, так и их взаимоотношение друг с другом.

Перед интерпретацией кривые были нормированы к уровню выбранной опорной кривой. Для качественного анализа построены геоэлектрические разрезы распределения электрического сопротивления с глубиной  $\rho$  (h), полученные по результатам трансформации Ниблетта [22]. Геоэлектрические модели строились по результатам одномерной интерпретации амплитудных кривых по программе IPI-MTS (автор А.А. Бобачев, МГУ).

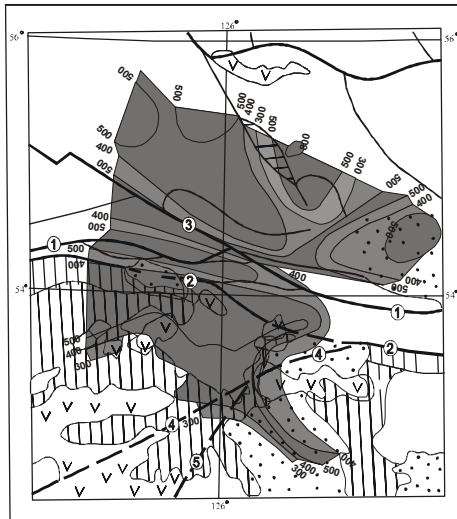
#### Качественная интерпретация

##### Профиль А-Б

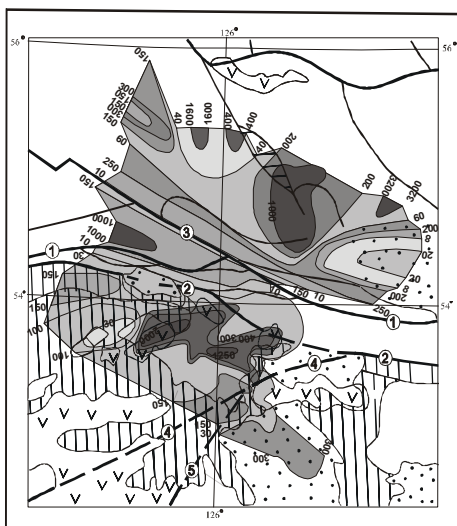
Профиль А-Б начинается на Аргуно-Мамынском массиве, с юга на север пересекает Монголо-Охотский и Селенга-Становой орогенные пояса и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной об-



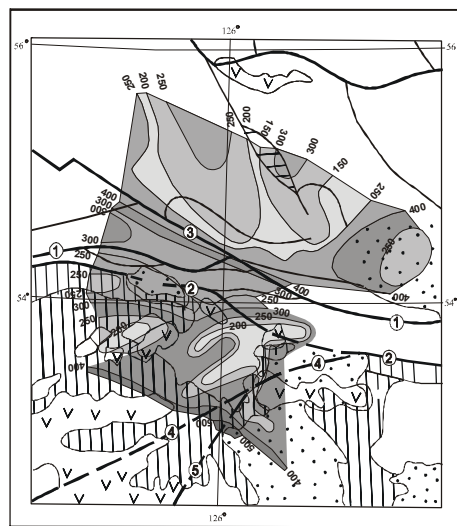
25 с



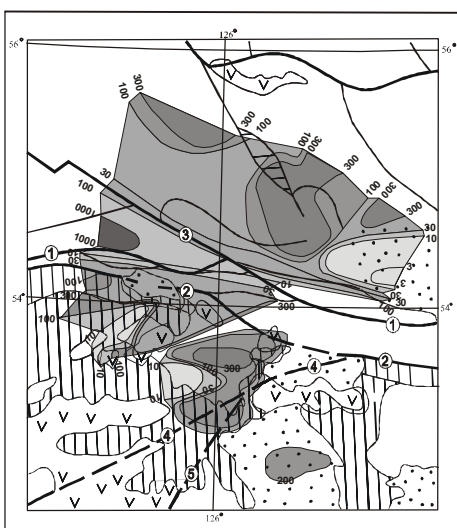
25 с



100 с

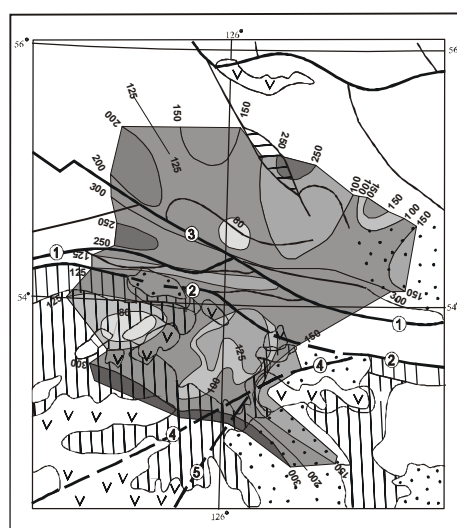


100 с



а)

0 20 60 100 км  
400 с



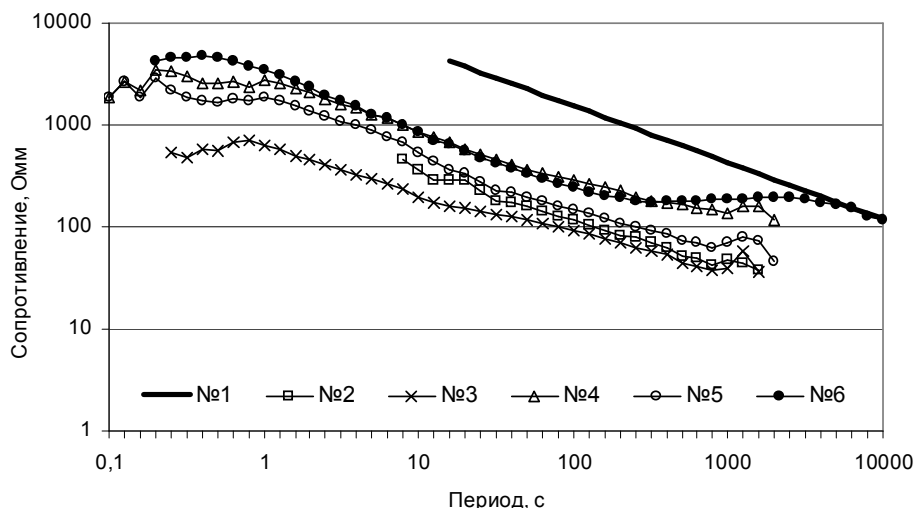
б)

0 20 60 100 км  
400 с

**Рис. 5.** Распределение сопротивления на периодах 25, 100 и 400 с для ненормированных (а) и нормированных (б) амплитудных кривых.

Значения сопротивления даны в Ом·м.





**Рис. 6.** Опорная и средние амплитудные кривые МТЗ района исследований.

1 – стандартная кривая МТЗ, 2 – средняя  $\rho_{эф.}$  из рис. 2г, 3 – средняя  $\rho_{эф.}$  из рис. 3г, 4 – средняя  $\rho_{макс}$  из рис. 4в, 5 – средняя амплитудная кривая, полученная из всех кривых, 6 – совмещенная кривая МТЗ+ГМТЗ для района г. Тынды из работы [15].

ласти. На профиле длиной 290 км расположен 31 пункт зондирования. Расстояние между пунктами неравномерное, но в основном составляет 10 км.

На рис. 7а хорошо выражен верхний высокоомный слой с сопротивлением свыше 200 Ом·м. Слой сильно неоднороден и представляет собой отдельные высокоомные блоки, разделенные зонами пониженных сопротивлений. Центральная и северная часть слоя, севернее Южно-Тукурингского разлома, более высокоомна, чем южная часть. Под высокоомным слоем расположена более низкоомная область верхней мантии. Проводящий слой в основании высокоомного верхнего слоя здесь отчетливо не выражен и прослеживается лишь по отдельным зонам низкого сопротивления. В центральной части разреза выделяется вертикальная зона неоднородности, выраженная чередованием зон пониженного и повышенного сопротивления. Эта зона начинается от Южно-Тукурингского разлома и заканчивается за Желтулакским разломом. Большая часть верхней мантии под Становой областью имеет более высокое электрическое сопротивление (от 100 до 150 Ом·м) по сравнению с верхней мантией Аргуно-Мамынского массива, где ее сопротивление в основном не превышает 100 Ом·м, за исключением крайней юго-западной части.

### Профиль В-Г

Профиль начинается на Аргуно-Мамыньском массиве, простираясь в северо-восточном направлении, проходит через центральную часть Гонжинского выступа, пересекает Монголо-Охотский орогенный пояс и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной области. Длина профиля 260 км, на нем расположено 16 пунктов зондирования, расстояние между ними от 5 до 60 км и в среднем составляет 15 км.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 7б) выделяется верхняя горизонтально-слоистая часть с крупной высокоомной неоднородностью в юго-западной части Гонжинского выступа, окруженной проводящими зонами. Подошва верхней части, по изолинии 200 Ом·м, воздымается с юго-запада на северо-восток от 55 до 35 км. Кровля области низких сопротивлений (менее 100 Ом·м) располагается на глубине около 60 км, воздымаясь к Северо-Тукурингскому разлому и под Гонжинским выступом до 45–50 км. Характерной особенностью разреза является наличие вертикальной неоднородности в средней части профиля, пространственно совпадающей с Северо-Тукурингским разломом и делящей геоэлектрический разрез на две части. Эта зона представлена сгущением изолиний повышенного и пониженного сопротивления вертикального простирания. В крайней юго-западной части профиля выделяется аномальная зона, представленная пониженными сопротивлениями в земной коре и повышенными сопротивлениями в верхней мантии, пространственно совпадающая с Верхнеамурским прогибом. Электрическое сопротивление верхней мантии Становой гранит-зеленокаменной области составляет в основном 100 Ом·м, что вдвое превышает электрическое сопротивление верхней мантии под Аргуно-Мамыньским массивом.

### Профиль Д-Е

Профиль длиной около 250 км начинается в Верхнеамурском прогибе Аргуно-Мамыньского массива, проходит по краю Гонжинского выступа, пересекает Монголо-Охотский орогенный пояс и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной области в северо-западной части Верхнезейской впадины. На профиле расположено 24 пункта МТЗ, расстояние

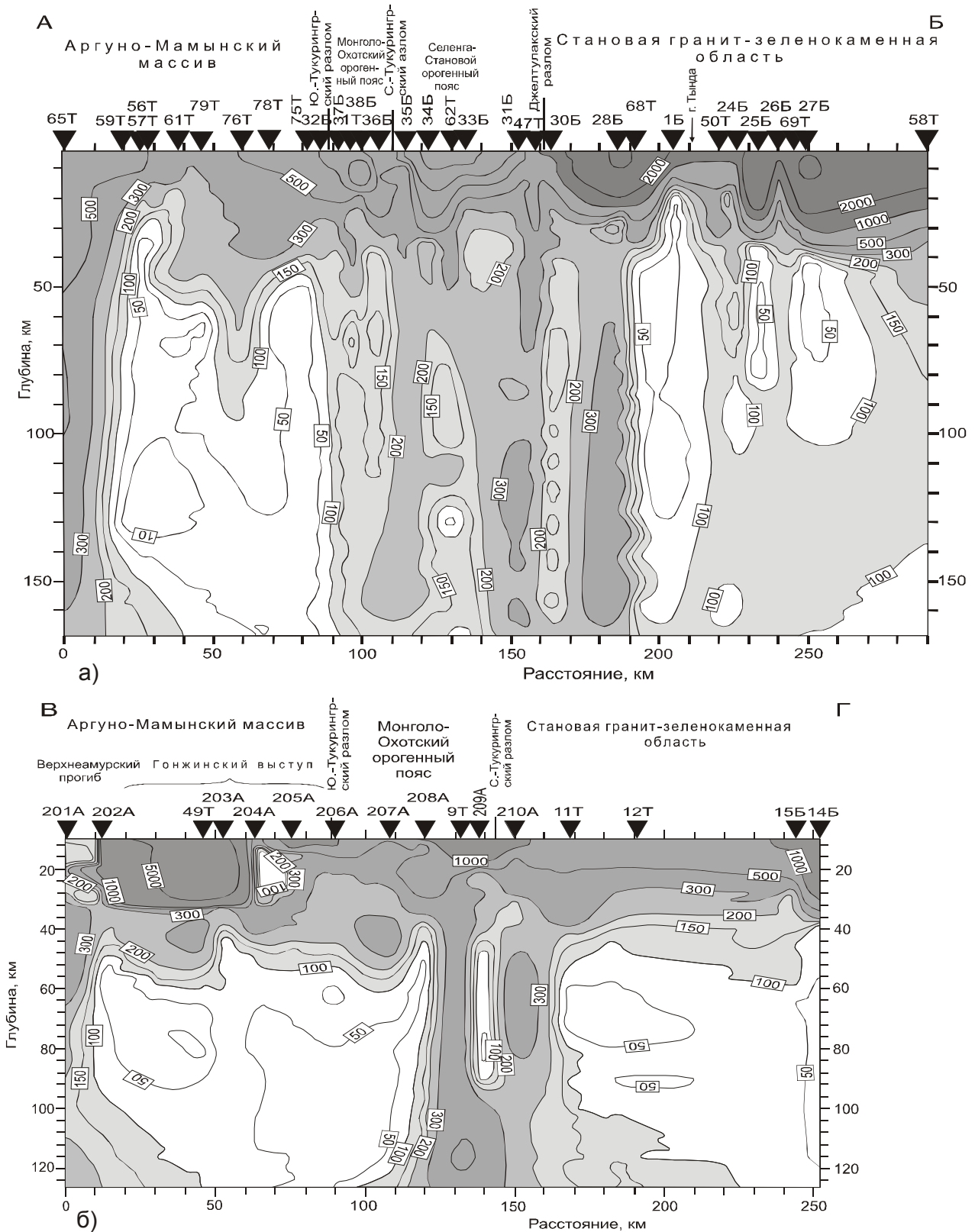


Рис. 7. Геоэлектрические разрезы по субмеридиональным профилям А-Б, В-Г и Д-Е.

Треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Изолинии оцифрованы в Ом·м.

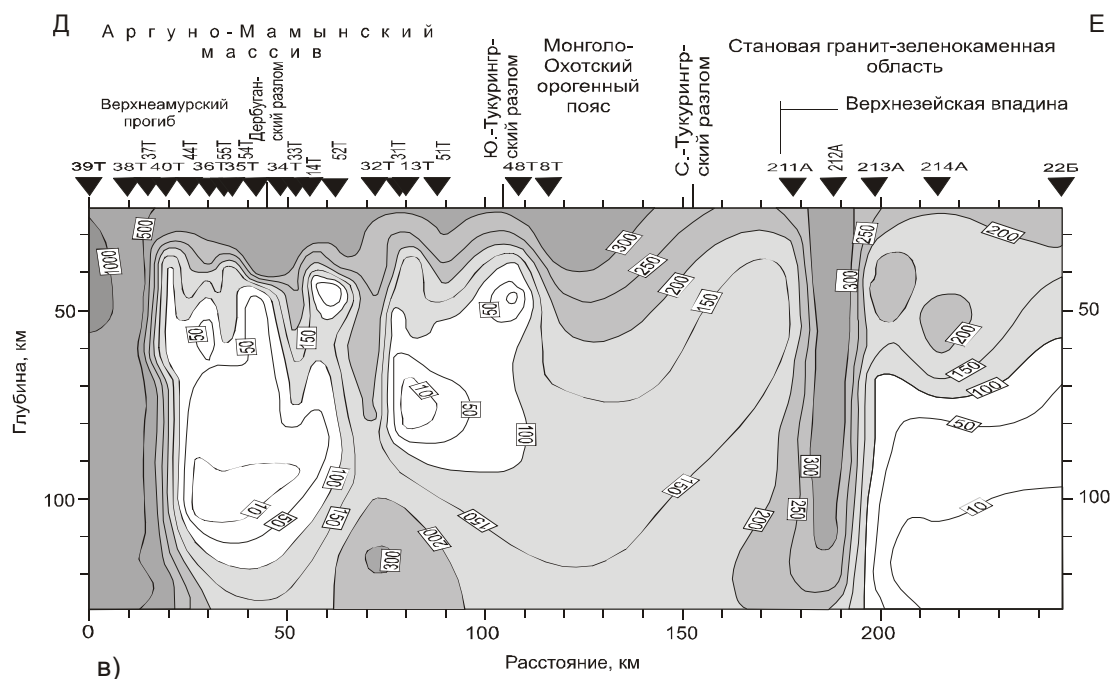


Рис. 7. (Окончание).

между которыми крайне неравномерно и составляет от 5 до 65 км.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 7в) выделяются три вертикальные зоны повышенного сопротивления – под Верхнеамурским прогибом, в краевых частях Гонжинского выступа и на краю Верхнезейской впадины. Под Верхнеамурским прогибом и Верхнезейской впадиной верхний высокоомный слой, подстилается мощными зонами низкого сопротивления менее 100 Ом·м. Подошва верхнего высокоомного слоя сильно варьирует вдоль профиля. По изолинии 200 Ом·м, она с глубины 35 км, в краевых частях Гонжинского выступа, погружается до 75 км под сам выступ. Наибольший подъем этой поверхности наблюдается под Верхнезейской впадиной до 25 км и вблизи Северо-Тукурингского разлома до 30 км. Подошва верхнего высокоомного слоя в пределах Монголо-Охотского пояса достигает 55 км. Нижняя часть разреза различна для зоны Аргуно-Мамынского массива и Верхнезейской впадины Становой области. В первом случае она представлена зоной повышенного сопротивления, а во втором – только зоной низких сопротивлений.

**Профиль Ж-З**

Профиль расположен в пределах Становой гранит-зеленокаменной области, имеет длину 300 км, представлен 23 зондированиями с шагом 10–15 км. Профиль начинается севернее г.Тында на Иликанском блоке и, простираясь в юго-восточном направле-

нии, проходит по южному краю Мульмугинского блока, пересекая Унахинский зеленокаменный пояс и край Улаханского блока, оканчивается в Верхнезейской впадине.

Геоэлектрический разрез (рис. 8а) состоит из верхнего горизонтального высокоомного слоя неоднородного строения и подстилающей его области пониженного сопротивления менее 100 Ом·м, разделенной вертикальными зонами повышенного сопротивления до 400 Ом·м. Мощность верхнего высокоомного слоя (по изолинии 200 Ом·м) в основном выдержанна и составляет примерно 35 км, лишь погружаясь до 40 км в районе г.Тында и терпя разрыв в вертикальных зонах повышенного сопротивления. Отличительной особенностью низкоомной нижней части разреза является наличие наклонной области в верхней мантии под Мульмугинским блоком, наклоненным в сторону Верхнезейской впадины, а под самой впадиной отмечается приближение низкоомной зоны к подошве верхнего высокоомного слоя. На северо-западной границе Верхнезейской впадины отмечается вертикальная зона повышенного сопротивления, такая же как и на профиле Д-Е (рис.7е).

**Профиль Л-М**

Профиль длиной 280 км начинается в Монголо-Охотском орогенном поясе и, простираясь в юго-восточном направлении, переходит на Аргуно-Мамынский массив, пересекает Гонжинский выступ, северо-восточную зону сочленения Северо-Хинганского



женные сопротивления, а вторая, наоборот, характеризуется зоной повышенного сопротивления, уходящей на глубину до 65 км. Верхняя мантия под Гонжинским выступом представляет собой обширную область низкого сопротивления менее 100 Ом·м. Разрез Амуро-Зейской впадины имеет неоднородное строение, и его отличительной особенностью является наличие в низах земной коры зоны низкого сопротивления в несколько десятков Ом·м. Южно-Тукурингский и Дербуганский разломы на разрезе отчетливо не выделяются.

### Количественная интерпретация

#### Профиль А-Б

Геоэлектрическая модель (рис. 9а) построена до глубины 150 км, в которой, при рассмотрении сверху вниз, выделяются несколько слоев. Первый слой неоднородный, переменной мощности и в основном характеризуется высокими электрическими сопротивлениями. Сопротивление в пределах слоя меняется от нескольких сотен Ом·м до десяти тысяч Ом·м. Мощность его колеблется от максимальной 55 км южнее Южно-Тукурингского разлома до минимальной 25 км севернее Желтулакского разлома.

Второй слой геоэлектрического разреза характеризуется низкими сопротивлениями порядка нескольких десятков Ом·м. Мощность этого слоя в среднем составляет 15 км, и расположен он в северной части Аргуно-Мамынского массива и южной части Становой гранит-зеленокаменной области, терпя разрыв под Селенга-Становым орогенным поясом. Третий слой имеет сопротивления в среднем 200 Ом·м и мощность около 50 км. В его основании расположен четвертый слой – низкого сопротивления (в основном менее 100 Ом·м). Мощность четвертого слоя не определена из-за ограниченного частотного диапазона интерпретируемых кривых МТЗ.

Наиболее сложное строение разреза наблюдается в зонах разломов, где происходит чередование слоев высокого и низкого сопротивления и нарушение их сплошности. В окрестностях Желтулакского разлома выделяется зона пониженного сопротивления в виде направленного вниз клина, рассекающего земную кору. Южно- и Северо-Тукурингский разломы выделяются в виде субвертикальных зон пониженного сопротивления.

Как видно из рис. 9а, геоэлектрическая модель делится по простиранию на несколько блоков – два блока на Аргуно-Мамыньском массиве, блоки Монголо-Охотского и Селенга-Станового орогенных поясов и два блока Становой гранит-зеленокаменной области. На юге профиля выделяется высокоомный блок,

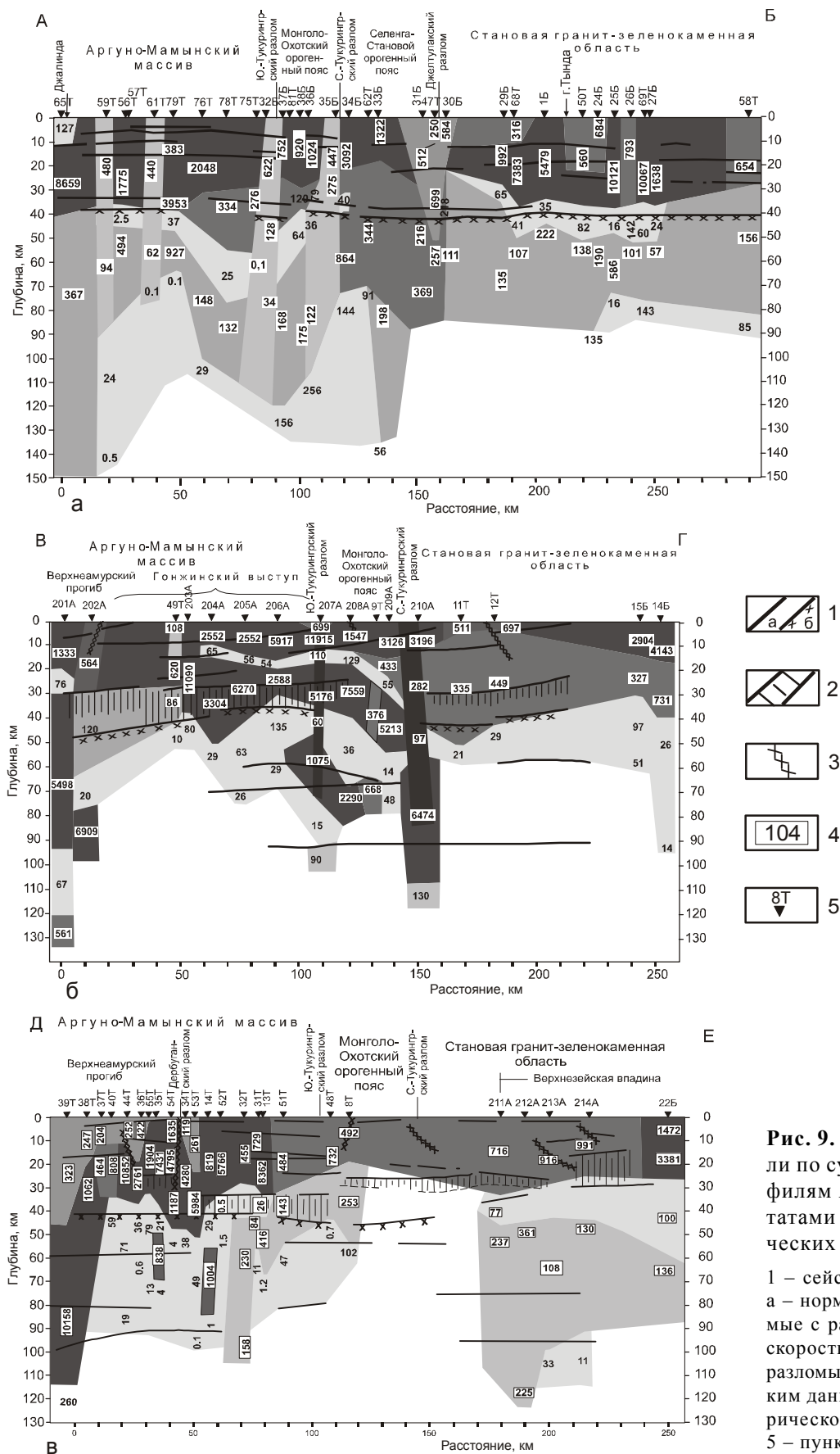
отделенный от остальной части Аргуно-Мамыньского массива вертикальной низкоомной зоной. Далее на север выделяется блок Аргуно-Мамыньского массива с проводящим слоем в основании верхнего высокоомного слоя, мощность которого увеличивается при приближении к Южно-Тукурингскому разлому. Блок Монголо-Охотского орогенного пояса заключен между двумя субвертикальными зонами пониженного сопротивления, совпадающими с Южно- и Северо-Тукурингским разломами, и продолжающимся в его пределах проводящим слоем в основании верхнего высокоомного слоя, мощность которого уменьшается с юга на север. Особенностью разреза является блок Селенга-Станового орогенного пояса с повышенным сопротивлением верхней мантии и отсутствием проводящего слоя в основании верхнего высокоомного слоя. Становую гранит-зеленокаменную область можно разделить на южный блок, имеющий в основании верхнего высокоомного слоя слой проводящий, и северный блок – без него.

#### 3.2.2 Профиль В-Г

Геоэлектрическую модель (рис. 9б) можно разделить на две части – юго-западную и северо-восточную, граница между которыми проходит по Северо-Тукурингскому разлому. Юго-западная часть разреза в отличие от северо-восточной характеризуется наличием низкоомного слоя в средней части земной коры, который отсутствует в северо-восточной части профиля. Этот слой расположен на глубинах 10–15 км, имеет мощность около 5 км и сопротивление от 50 до 130 Ом·м. Пространственно он совпадает с северо-восточной частью Гонжинского выступа, погружается к низам земной коры в сторону Северо-Тукурингского разлома и отсутствует в Становой гранит-зеленокаменной области. На геоэлектрической модели отчетливо выделяется второй низкоомный слой с сопротивлением от первых десятков Ом·м до ста Ом·м. В пределах профиля кровля этого слоя воздымается от 60 км в юго-западной части до 30 км под северо-восточной частью Гонжинского выступа и затем опять погружается до 50 км под Становую гранит-зеленокаменную область. Гонжинский выступ в геоэлектрическом разрезе, кроме наличия среднecорового проводящего слоя, характеризуется повышенным, относительно сопредельных структур, сопротивлением земной коры, которое достигает десятков тысяч Ом·м, ее повышенной мощностью около 50 км и сильным неоднородным строением.

#### Профиль Д-Е

Геоэлектрическая модель (рис. 9в) имеет сложное строение в своей юго-западной части в преде-



**Рис. 9.** Геоэлектрические модели по субмеридиональным профилям А-Б, В-Г и Д-Е с результатами интерпретации сейсмических данных из работы [20].  
 1 – сейсмические границы МОВЗ, а – нормальные, б – отождествляемые с разломом Мохо; 2 – высокоскоростной слой в земной коре; 3 – разломы, выделенные по сейсмическим данным, 4 – значения электрического сопротивлений в Ом·м, 5 – пункты МТЗ и их номера.

лах Аргуно-Мамынского массива. На юго-западном конце профиля выделяется область высоких сопротивлений верхней мантии, которая резко контактирует со сложно построенной областью, пространственно совпадающей с краевой частью Гонжинского выступа и протягивающейся вплоть до Южно-Тукурингского разлома. Верхнеамурский прогиб выделяется слоем с пониженным сопротивлением (от 200 до 500 Ом·м) в верхней части земной коры. Мощность слоя изменяется от 15–20 км на СЗ до примерно 40–45 км на юго-западном крае профиля. Ниже залегает высокоомный слой сопротивлением от нескольких тысяч до десяти тысяч Ом·м и мощностью около 20–30 км. Подошва этого слоя имеет прогнутую форму, погружаясь с юго-запада с глубины 35 км до 45–50 км к краю Гонжинского выступа и затем опять воздымаясь к Южно-Тукурингскому разлому. Высокоомный слой подстилается слоем низкого сопротивления в 30–50 Ом·м, имеющим неоднородное строение, сплошность которого нарушается при приближении к Южно-Тукурингскому разлому и под Монголо-Охотским орогенным поясом зоной повышенного сопротивления в первые сотни Ом·м. В Становой гранит-зеленокаменной области в пределах Верхнезейской впадины выделяются верхний высокоомный слой сопротивлением около тысячи Ом·м мощностью 25–30 км и подстилающая его область пониженного сопротивления 100–150 Ом·м. Фрагментарно выделяется зона низкого сопротивления 10–30 Ом·м на глубине 90–100 км. Электрическое сопротивление верхней мантии в Становой области под Верхнезейской впадиной имеет значения выше, чем под Аргуно-Мамыньским массивом, за исключением крайней юго-западной части профиля. Южно- и Северо-Тукурингский разломы из-за отсутствия в их окрестностях достаточного числа измерений на модели не выделяются. Дербуганский разлом выделяется наклонной зоной пониженного сопротивления, рассекающей земную кору. Наклонное выделение Дербуганского разлома не совпадает с сейсмическими данными, что, вероятно вызвано пересечением разлома профилем МТЗ под косым углом.

### **Профиль Ж-3**

На геоэлектрической модели (рис. 10а) в его верхней части выделяется высокоомный слой переменной мощности от 45 до 25 км, который разделяется на два подслоя – верхний и нижний. Верхний подслой мощностью 15–20 км имеет повышенное сопротивление от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч Ом·м, а нижний – менее высокоомный с

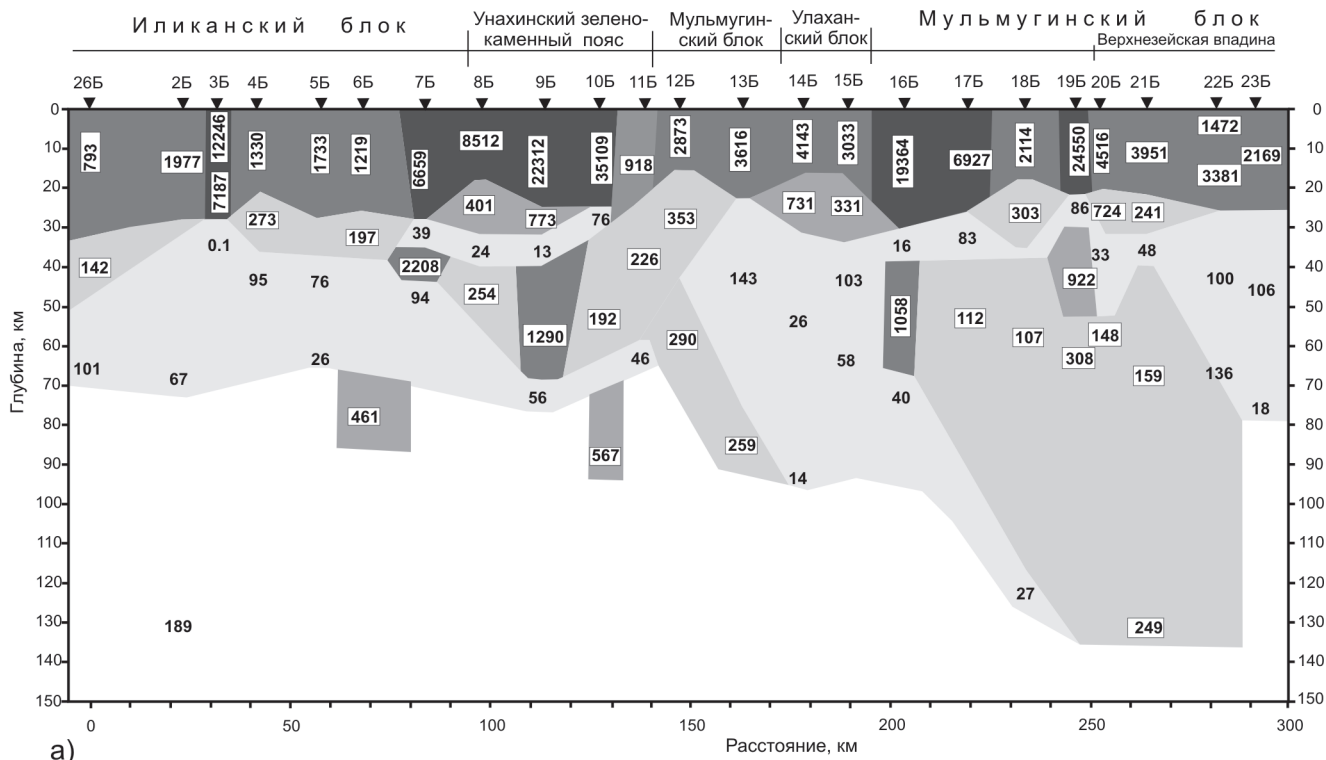
сопротивлениями в первые сотни Ом·м и мощностью около 10–15 км. В основании высокоомного слоя залегает слой с низкими значениями сопротивления в несколько десятков Ом·м. Этот слой имеет сложное строение и не выдержан по простиранию. Наиболее отчетливо он проявлен в районе Унахинского зеленокаменного пояса, где имеет мощность около 10 км, и в Мульмугинском блоке при приближении к Верхнезейской впадине и в ее пределах, где его мощность увеличивается до 30–40 км. Характерной особенностью модели является наличие неоднородности низкого сопротивления, расположенной на глубине около 30 км под Улахинским блоком и круто падающей в сторону Верхнезейской впадины. Под Унахинской зеленокаменной областью наблюдается наиболее сложное строение геоэлектрической модели. Здесь происходит чередование блоков и слоев повышенного и пониженного сопротивления различной мощности. С северо-западной стороны Улахинского блока наблюдается погружение слоя повышенного сопротивления порядка 300 Ом·м под Унахинскую зеленокаменную область до глубины 60–65 км и мощностью около 20 км.

### **Профиль Л-М**

На геоэлектрической модели (рис. 10б) выделяется верхний высокоомный слой сопротивлением тысячи Ом·м, мощность которого меняется: от примерно 30 км под Монголо-Охотским поясом плавно увеличивается под Гонжинский выступ до 50–60 км, а затем резко уменьшается на его юго-восточном крае до 35 км и протягивается под Амуро-Зейскую впадину на глубине 25–30 км. Строение этого слоя неоднородное, он состоит из блоков различного сопротивления. На северо-западной окраине Гонжинского выступа выделяется субвертикальный блок пониженных сопротивлений 300–500 Ом·м. На юго-восточной окраине Гонжинского выступа, где происходит сочленение с северо-восточным краем Северо-Хинганского пояса, наблюдается сложнопостроенный геоэлектрический разрез с чередованием блоков пониженного и повышенного сопротивления различной мощности.

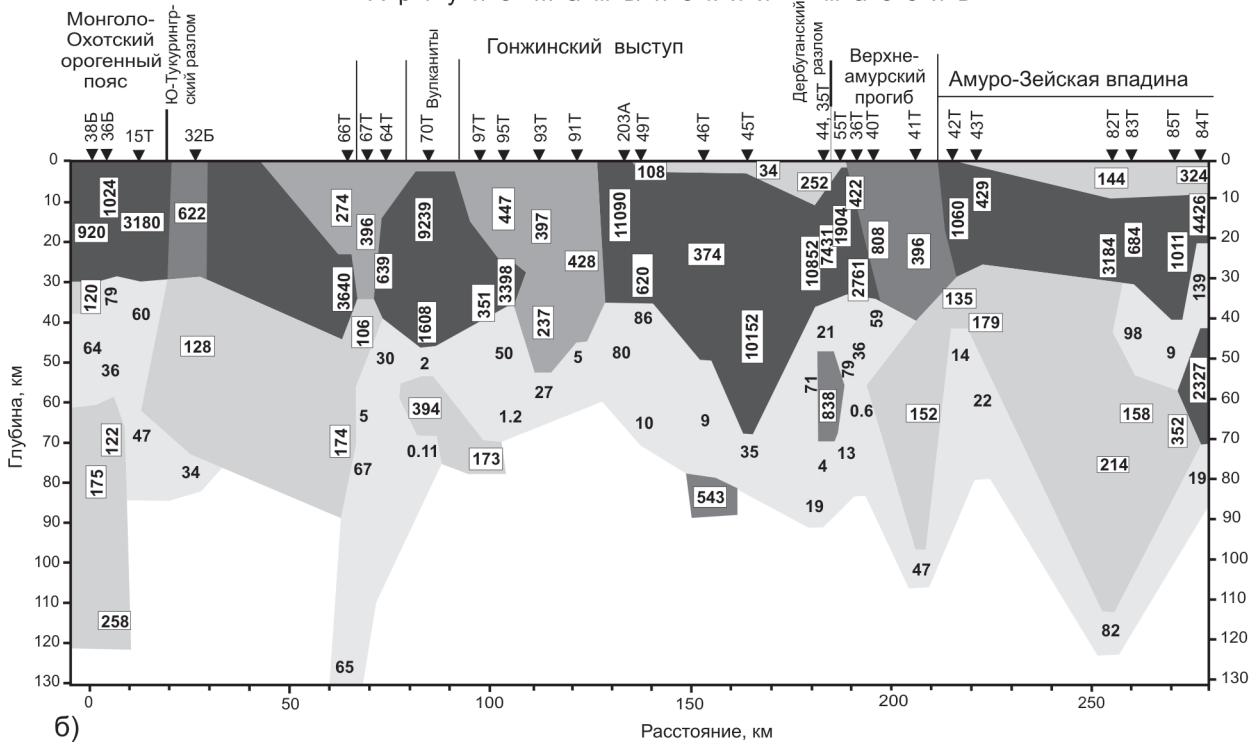
Верхний высокоомный слой подстилается слоем низкого сопротивления в первые десятки Ом·м. Поведение этого слоя характеризуется значительным разнообразием. Мощность его не везде достаточно уверенно определена и оценивается в 15–20 км, в некоторых случаях он соединяется с нижележащими слоями и образует области пониженного сопротивления, погружающиеся в верхнюю мантию, как, например, в районе юго-восточной окраины Гонжинского

Ж Становая гранит-зеленокаменная область 3



а)

Л Аргуно-Мамынский массив М



б)

Рис. 10. Геоэлектрические модели по субширотным профилям Ж-3 и Л-М.

Условные обозначения даны на рис. 9.



выступа. Амуро-Зейская впадина характеризуется двухслойным строением земной коры с верхним низкоомным слоем, сопротивлением 150–300 Ом·м и мощностью до 10 км, и нижним высокоомным слоем, сопротивлением в несколько тысяч Ом·м и мощностью 15–20 км. Верхняя мантия под впадиной имеет повышенное сопротивление и составляет примерно 150–200 Ом·м. В основании земной коры под впадиной в крайней юго-восточной части профиля выделяется зона пониженного сопротивления, воздымающаяся до глубины около 20 км. Южно-Тукурингский разлом выделяется как вертикальный блок земной коры пониженного сопротивления, а Дербуганский разлом с прилегающим к нему Верхнеамурским прогибом – блоком пониженного сопротивления, наклоненным в сторону Амуро-Зейской впадины.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим сначала характер распределения сопротивления и геoeлектрическое строение на субмеридиональных профилях, пересекающих область сочленения структур Сибирской платформы с Монголо-Охотским орогенным поясом и структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса вкрест их простирания (рис. 7, 9). Распределение сопротивления, как по простиранию, так и по глубине, имеет определенные закономерности. Земная кора характеризуется слоисто-блоковым строением, высокими сопротивлениями, в среднем выше 1000 Ом·м. Положение подошвы земной коры (граница Мохо) контролируется слоем пониженного сопротивления, мощность которого варьирует от 5 до 20 км. В пределах Становой области строение земной коры и верхней мантии более однородно и выдержано по простиранию по отношению к разрезам орогенных поясов.

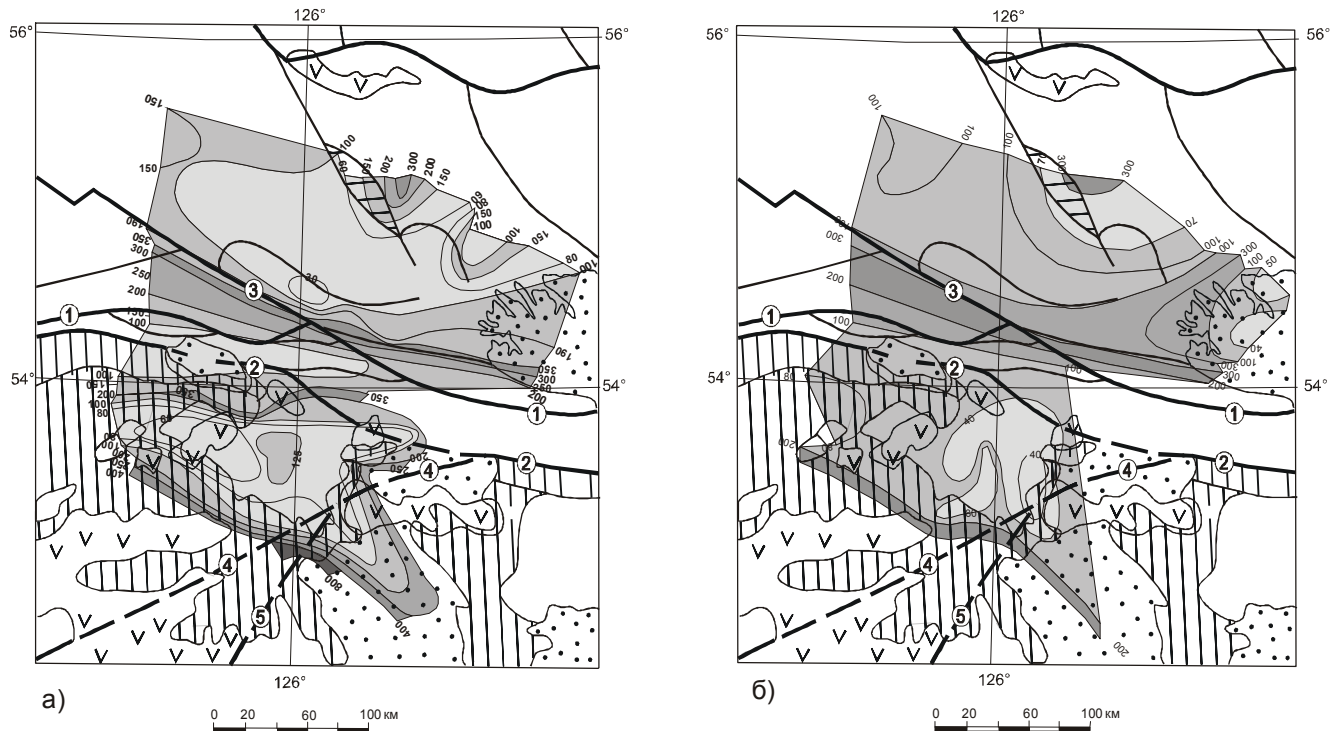
Верхняя мантия, подстилающая земную кору, имеет неоднородное строение. Наибольшей неоднородностью выделяется верхняя мантия под структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса и Монголо-Охотским орогенным поясом. Здесь также отмечаются более низкие сопротивления верхней мантии по сравнению с южной частью Становой гранит-зеленокаменной областью.

На геoeлектрических разрезах видно, что главную роль в строении региона играют разломы – Желтулакский, Южно- и Северо-Тукурингский, которые отчетливо контролируют границы между основными тектоническими структурами. Желтулакский разлом и его продолжение на восток – Северо-Тукурингский разлом – вероятно, являются основной границей между Сибирской платформой и прилегающими к нему складчатыми образованиями,

что видно по характеру изменения геoeлектрических разрезов. Область, прилегающая к Желтулакскому разлому, рассекает земную кору в виде направленного вниз клина пониженного сопротивления, по отношению к окружающим его структурам. В работе [5] отмечено, что глубинная граница Амурской складчатой области с Сибирской платформой проявляется на разрезе ГСЗ также в форме клиновидной сквозькоровой структуры, которая ассоциируется с вулканогенно-осадочными и гранито-гнейсовыми породами. При движении с запада на восток происходит изменение сопротивления вдоль основных разломов от низкого к более высокому, что, вероятно, может свидетельствовать о смене тектонических напряжений в этом направлении. Подтверждением этого являются диаграммы напряжений, полученные по расчетам механизма очагов землетрясений [7], которые показывают, что на участке между профилями А-Б и В-Г происходит изменение напряжений на противоположное, от сжатия к растяжению. Эти данные противоречат результатам МТЗ, однако, в то же самое время, здесь происходит левостороннее смещение, и в совокупности с косым взаимодействием Сибирской и Амурской плит это может привести к образованию разломов повышенной проводимости в зонах сжатия и наоборот.

Результаты плотностного моделирования [13], вдоль профиля А-Б показали, что Желтулакский разлом совместно с Тындинским фиксируется широкой зоной растяжения транскоровой протяженности. Она соответствует клиновидному телу пониженного электрического сопротивления, выделенному по результатам МТЗ в районе Желтулакского разлома. Наличие обширных поясов меловых и кайнозойских базальтоидов в пределах изучаемой части Центрально-Азиатского тектонического пояса также свидетельствует об обстановке растяжения.

Сопоставление результатов МТЗ с сейсмическими данными (МОВЗ), которые приведены на рис. 9, показывает их хорошее соответствие друг другу. Однако следует отметить, что строение геoeлектрических моделей более сложное по сравнению с разрезами МОВЗ, что может свидетельствовать о более дифференцированном распределении сопротивления пород по сравнению с плотностными и скоростными характеристиками, хотя общая картина их строения остается сходной. Мощность верхнего высокоомного слоя изменяется от 40 км под структурами Центрально-Азиатского пояса до примерно 35 км под Становой гранит-зеленокаменной областью и даже до 25 км под Верхне-Зейской впадиной. Однако наблюдается увеличение мощно-



**Рис. 11.** Срезы электрического сопротивления на глубинах 35–70 км (а) и 70–110 км (б). Величины сопротивления даны в Ом·м.

сти этого слоя под Монголо-Охотским орогенным поясом до 60–70 км и под Гонжинским выступом до 50 км. Аномальным является геоэлектрический разрез под Селенга-Становым орогенным поясом, который имеет повышенные сопротивления верхней мантии по отношению к сопредельным структурам. Гонжинский выступ характеризуется очень неоднородным строением, что отчетливо проявляется на схемах распределения сопротивления на различных периодах регистрации электромагнитного поля (рис. 5) и вызвано, вероятно, его вторичной магматической переработкой, которая отражается в обширных вулканических поясах, окружающих его с северо-запада и юго-востока. Еще одной характерной особенностью геоэлектрических разрезов является наличие области повышенного сопротивления в верхней мантии в крайних юго-западных частях профилей. Вероятно, таким образом проявляется зона повышенных скоростей, выявленная по сейсмологическим данным [26].

Субширотные профили Ж-3 и Л-М (рис. 8, 10) расположены в разных тектонических структурах и имеют как некоторые черты сходства, так и различия. На обоих профилях выделяется верхний слой высо-

кого сопротивления свыше 1000 Ом·м, ассоциируемый с земной корой, подстилаемый низкоомной мантией. Геоэлектрический разрез земной коры Становой гранит-зеленокаменной области менее дифференцирован по латерали по сравнению со структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса. Здесь наиболее контрастно выделился Унахинский зеленокаменный пояс областью повышенных сопротивлений в несколько десятков Ом·м. Геоэлектрический разрез структур Центрально-Азиатского тектонического пояса, наоборот, имеет очень неоднородное строение и отчетливо отражает все основные особенности строения пояса. Наиболее сложным геоэлектрическим строением здесь, как и на субмеридиональном профиле В-Г, выделяется Гонжинский выступ и его окружение. Его аномальное геоэлектрическое строение проявляется и на срезах электрического сопротивления (рис. 11). На рисунке видно, что на срезе 35–70 км Гонжинский выступ выделяется локальной аномалией повышенного сопротивления, а на срезе 70–110 км – аномалией пониженного сопротивления сложной формы. На обоих срезах также выделяется Унахинский зеленокаменный пояс аномалией повышенного сопротивления, а Верхнезейс-

кая впадина выделилась только на срезе 70–110 км аномально низкими значениями электрического сопротивления. Из рис. 11 также видно, что слой верхней мантии, подстилающий земную кору в диапазоне глубин 35–70 км, является более низкоомным по сравнению с нижележащим слоем 70–110 км. Общая картина распределения сопротивления на обоих срезах соответствует генеральному субширотному простиранию структур.

Как отмечалось выше, одной из особенностей геоэлектрического разреза Л-М является наклон изолиний сопротивления в направлении с северо-запада на юго-восток. Подобное явление, вероятно, связано с напряжениями субширотного сжатия [20, с. 238] и находит свое отражение в виде флексуровидных уступов на границах разреза ГСЗ Гонжинского и Мамынского выступов [11]. Электрическое сопротивление верхней мантии под южной частью Становой гранит-зеленокаменной области составляет около 100 Ом·м, что больше, чем под структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса, где оно в среднем составляет около 50 Ом·м, за исключением Селенга-Станового орогенного пояса, характеризующегося повышенными значениями сопротивления верхней мантии. Различие в величине сопротивления, вероятно, вызвано отличием состава мантии, о чем свидетельствует появление обширных поясов базальтоидов в пределах Центрально-Азиатского тектонического пояса, и согласуется с результатами исследований электрических свойств в термобарических условиях литосферы, которые показывают более высокую проводимость базальтов по сравнению с гранитоидами [21].

В работе [6], используя данные о скоростях продольных и поперечных волн в отдельных блоках, было рассчитано распределение содержания кремнезема в толще консолидированной коры (в вес.%) вдоль профиля г. Тынды–пос. Амурзет, которое показало уменьшение содержания кремнезема в средней и нижней частях земной коры под Амуро-Зейской впадиной по сравнению с Алдано-Становым щитом. На основании этого делается вывод о возможной переработке низов земной коры под Амуро-Зейской впадиной мантийными процессами, вплоть до ее полной базификации. Это также может свидетельствовать о химической неоднородности верхней мантии под Центрально-Азиатским тектоническим поясом и южной частью Сибирской платформы.

Латеральная гетерогенность мантии обнаружена при изучении кайнозойских щелочных базальтов в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Цзямусы-Малохинганского массива Тихоокеанского

и Центрально-Азиатского тектонических поясов, соответственно, [17], а также в Токинской впадине на юге Алдано-Станового щита [25].

Полученные результаты о глубине залегания проводящего слоя в подошве земной коры позволяют оценить на изучаемой территории величину ожидаемого теплового потока и мощность литосферы. Используем для этого эмпирическую формулу из работы [23]  $h=h_0q^{-a}$ , где  $h$  – глубина залегания проводящего слоя,  $h_0$  – численный параметр, равный 35 км для нижнекорового проводящего слоя и 155 км – для астеносферы,  $q$  – величина теплового потока в единицах  $\text{HFU}$ ,  $a$  – численный параметр, равный 1.30 для нижнекорового проводника и 1.46 – для астеносферы. Для профиля А-Б на Аргуно-Мамыньском массиве, где глубина залегания проводящего слоя составляет примерно 40 км, величина теплового потока должна составлять примерно  $35 \text{ мВт/м}^2$ , мощность литосферы при этом равна около 200 км, а для Становой гранит-зеленокаменной области, где проводящий слой поднимается до глубины 35 км, величина теплового потока оценивается в  $42 \text{ мВт/м}^2$ , а мощность литосферы уменьшается до 155 км. Данная величина мощности литосферы близка глубине залегания кровли проводящего слоя в верхней мантии, определенной в работе [15], составляющей 150 км. Для Верхнезейской впадины, где кровля проводящего слоя поднимается до глубины 25 км, величина теплового потока оценивается в  $65 \text{ мВт/м}^2$ , а мощность литосферы – в 82 км. В Амуро-Зейской впадине отмечается локальный подъем проводящего слоя до глубины около 20 км, что должно привести к увеличению теплового потока до  $86 \text{ мВт/м}^2$  и уменьшению мощности литосферы до 54 км. Выполненные оценки теплового потока хорошо согласуются с экспериментальными данными [4], а расчеты предполагаемой мощности литосферы показывают, что по результатам МТЗ, выполненных в данном регионе, невозможно определить подошву литосферы на большей части площади исследований из-за ограниченного частотного диапазона зарегистрированных кривых.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования результатов магнитотеллурических зондирований, выполненных на юге Становой гранит-зеленокаменной области, в пределах Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов и на Аргуно-Мамыньском массиве, позволяют сделать следующие выводы.

Полученные средние амплитудные кривые по профилям показали подобие их формы, что может свидетельствовать о близости геоэлектрического раз-

реза для всего изученного района. Вместе с тем, в результате интерпретации было выявлено различие геоэлектрического разреза верхней мантии южной части Становой гранит-зеленокаменной области с разрезами Монголо-Охотского орогенного пояса и структур Центрально-Азиатского тектонического пояса. Однако ограниченность частотного диапазона амплитудных кривых, как в области высоких, так и низких частот, не позволяет идентифицировать их для каждой структуры.

Построены модели геоэлектрического строения зоны сочленения южной окраины Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением до глубины 130–150 км, которые хорошо согласуются с результатами других геофизических методов – ГСЗ, МОВЗ и данными теплового потока. В построенных моделях нашли свое отражение основные тектонические элементы – структуроконтролирующие разломы, массивы, впадины, зеленокаменные пояса. Определяющую роль в строении региона играют разломы – Джелтулакский, Южно- и Северо-Тукурингский и Дербуганский. Джелтулакский разлом и его продолжение – Северо-Тукурингский разлом – являются южной границей Сибирской платформы. Выявлено изменение сопротивления основных структуроконтролирующих разломов (Джелтулакского, Южно- и Северо-Тукурингского) с запада на восток, что связывается с изменением геодинамической обстановки в этом направлении. Эта смена напряжений находит подтверждение по другим данным (МОВЗ, ГСЗ), но противоположна результатам расчета тектонических напряжений по фокальным механизмам сильных землетрясений. Наиболее сложное строение выявлено в пределах Гонжинского выступа и его обрамления и в Унахинском зеленокаменном поясе. Амуро-Зейская и Верхнезейская впадины имеют пониженную мощность верхнего высокоомного слоя до 20–25 км и зоны аномально низкого сопротивления в ее основании. Верхняя мантия под впадинами в основном имеет повышенное сопротивление по отношению к сопредельным структурам, но под Верхнезейской впадиной отмечено аномально низкое сопротивление в диапазоне глубин 70–110 км.

Верхняя мантия района исследований характеризуется низкими электрическими сопротивлениями менее 100 Ом·м за исключением Селенга-Станового орогенного пояса, где отмечаются повышенные значения сопротивления. Сопротивление под южной частью Становой гранит-зеленокаменной области составляет около 100 Ом·м, что больше, чем под Аргуно-Мамыным массивом, где оно близко в среднем 50 Ом·м. В Селенга-Становом

орогенном поясе значения сопротивления достигают нескольких сотен Ом·м.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит д.г.-м.н., профессора А.В. Поспеева за ряд замечаний, которые позволили значительно улучшить представленную работу. Автор также благодарен сотруднику Института тектоники и геофизики ДВО РАН к.г.-м.н. Б.Ф. Шевченко за обсуждение полученных результатов.

Работа выполнена в рамках проекта ДВО РАН 06-И-ОНЗ-110.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В.А. Электромагнитные методы в комплексе исследований глубинного строения Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1991. 26 с.
2. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–140.
3. Дмитриев В.И., Бердичевский М.Н., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. М.: Изд-во МГУ, 1975. 101 с.
4. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюция геосфер: Материалы IV междунар. междисциплин. науч. симпоз., Хабаровск, 23–28 сент. 1998 г. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 86–88.
5. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотранверса Рубцовск-мыс Невельского // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143–151.
6. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 236–240.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 55–61.
8. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 88–96.
9. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 141–153.
10. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыч И.Л. и др. и рабочая группа ВЕАР. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по данным ВЕАР и определение “нормального” разреза Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 11. С. 34–53.
11. Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., Мишенькина З.Р. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89–94.
12. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузне-

- цов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
13. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 3. С. 3–21.
  14. Попов А.М., Кузьминых Ю.В., Бадурев А.Б. Экспериментальные исследования локальных неоднородностей в магнитотеллурическом поле // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 117–127
  15. Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара–Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–112.
  16. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
  17. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
  18. Талтыкин Ю.В. Магнитотеллурические исследования при изучении глубинного строения Верхне-Амурского рудного района // ДАН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 908–911.
  19. Талтыкин Ю.В., Каплун В.Б., Швалова Ю.П., Григорица Т.В. Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 105–109.
  20. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
  21. Шепель С.И. Электрические свойства пород в термобарических условиях литосферы и геоэлектрические модели: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. Киев, 2003. 37 с.
  22. Электроразведка. Справочник геофизика. Магнитотеллурические методы. М.: Недра, 1989. С. 261–310.
  23. Adam A. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth. // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 21–28.
  24. Hobbs B.A. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic induction in the Earth. // Surveys in Geophysics. 1992. V. 13. P. 489–515.
  25. Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J.-L., Sobolev A.V., Weis D. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 647–665.
  26. R.D. van der Hilst, E.R. Engdahl and W. Spakman. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. P. 264–302.

Поступила в редакцию 17 марта 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*V.B. Kaplun*

### **Geoelectrical structure of the Upper Amur region from magnetotelluric sounding evidence**

125 magnetotelluric soundings carried out in the south of the Aldan-Stanovoy Shield and its folded framing have been analyzed, the less distorted amplitude curves have been chosen, and the reference curve has been determined for the study area. The above soundings were divided into five profiles including three submeridional profiles stretching across the strike of the main structures, and two sublatitudinal profiles stretching along this strike. As a result of interpretation the geoelectrical sections of the lithosphere have been constructed down to 130–150 km depths where the high-resistivity crust is distinguished with the underlying low-resistivity mantle and the main tectonic structures separated by deep faults. The geoelectrical sections show the non-uniform structure of the area particularly within the structures of the Central-Asian and Pacific Tectonic Belts. The Gonzhinsky bulge within the Central-Asian Tectonic Belt and the Unakhin greenstone belt in the Stanovoy granite-greenstone area are noted for the most non-uniformity. A change in the resistivity has been revealed along the main structure-controlling faults (Dzheltulak, South and North Tukuringra) from west to east, which is related to the change in the geodynamic environment in this direction.

**Key words:** magnetotelluric soundings, deep structure, the Aldan-Stanovoy Shield.