

ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ЦЕНТРАЛЬНО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ ПРОФИЛЯ КОРФ-ВЕРХНЕЕ ПЕНЖИНО

Белявский В.В.¹, Золотов Е.Е.¹, Ракитов В.А.¹, Нурмухамедов А.Г.², Попруженко С.В.⁵, Шпак И.П.³, Храпов А.В.⁴

1 ОП центр "ГЕОН" ГФУП "ВНИИ Геофизика", Москва, victor.belyavsky@list.ru;

2 ОАО "Камчатгеология", Петропавловск-Камчатский, geo-elz@mail.kamchatka.ru;

3 ФГУП "ВСЕГЕИ", Москва; 4 ООО "Северо-Запад", Москва, nordwest@mtu-net.ru

5 ТАН "Камчатнедра", Петропавловск-Камчатский.

В 2004-2005 гг. в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Корякско-Камчатской складчатой области был выполнен региональный геофизический профиль пос. Корф-пос. Верхнее Пенжино длиной 500 км. По данным методов обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ) получены сейсмические и электрические характеристики глубинного строения срединных массивов, орогенных поясов, современных или реанимированных зон рифтогенеза и палеосубдукций. По полученной сейсмогеоэлектрической модели региона выявлена связь проводимости, особенностей строения сейсмических границ в коре и мантии, положения разрывных нарушений и областей максимального поглощения сейсмических волн с распределением эпицентров землетрясений. Наиболее флюидонасыщенные зоны коры и мантии приурочены к шовным зонам, покровам и к прогретым участкам коры.

Введение

На территории Южной Корьяки за последние двадцать лет произошла серия землетрясений с магнитудой выше пяти, наиболее значительными из которых являлись Хаилинское (1991 г.) и Олюторское (2006 г.). Эти землетрясения локализованы в области долины реки Вывенки до Олюторского хребта, которая, по-видимому, является частью Корякского замыкания системы сейсмических поясов: Алеутского, Центральной и Западной Аляски и Чукотского, окружающих плиту Берингия. Известен своей сейсмической активностью и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Эти события стимулировали постановку геофизических методов при составлении глубинной геолого-геофизической модели данного региона как основы сейсмотектонического районирования территории.

Регион труднодоступен для проведения глубинных исследований активными сейсмическими методами (ГСЗ, МОГТ), поэтому для его изучения использовались методы естественных электромагнитных и сейсмических полей - магнитотеллурические зондирования (МТЗ) и обменные волны землетрясений (МОВЗ). Метод МОВЗ имеет высокую разрешающую способность при выделении слоев в коре, а метод МТЗ надежно выделяет проводники в ней и разделяет слои в чехле. Оба метода мобильны и экономичны по сравнению с другими методами сейсморазведки и эффективны при решении задач геодинамики.

Краткий геолого-геофизический очерк

Современное строение Северо-востока России сформировалось вследствие длительных процессов деструкции восточной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента и последующей аккреции к ней континентальных, островодужных и океанических блоков. В результате возник сложный мозаичный ансамбль, состоящий из срединных массивов, глыб и кольцевых, линейных складчатых систем с наложенными на них вулканогенными поясами и прогибами.

В пределах профиля наблюдения с севера на юг выделяются: Яно-Колымская складчатая система, включающая в себя Омолонский срединный массив, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (на отдельных тектонических схемах он включает Омолонскую и Пенжинскую зоны), Пенжинская, Центрально-Корьякская и Олюторская складчатые зоны (рис. 1). Нами была взята за основу "Тектоническая карта..." 1995 г. масштаба 1:500 000, составленная Елизовской геофизической экспедицией ГПП «Камчатгеология» под редакцией С.Е. Апрелкова.

Яно-Колымская складчатая система имеет С-образную форму. Общая протяженность этого полукольца, касающегося побережий двух океанов, превышает 2,5 тыс. км при ширине от 300 до

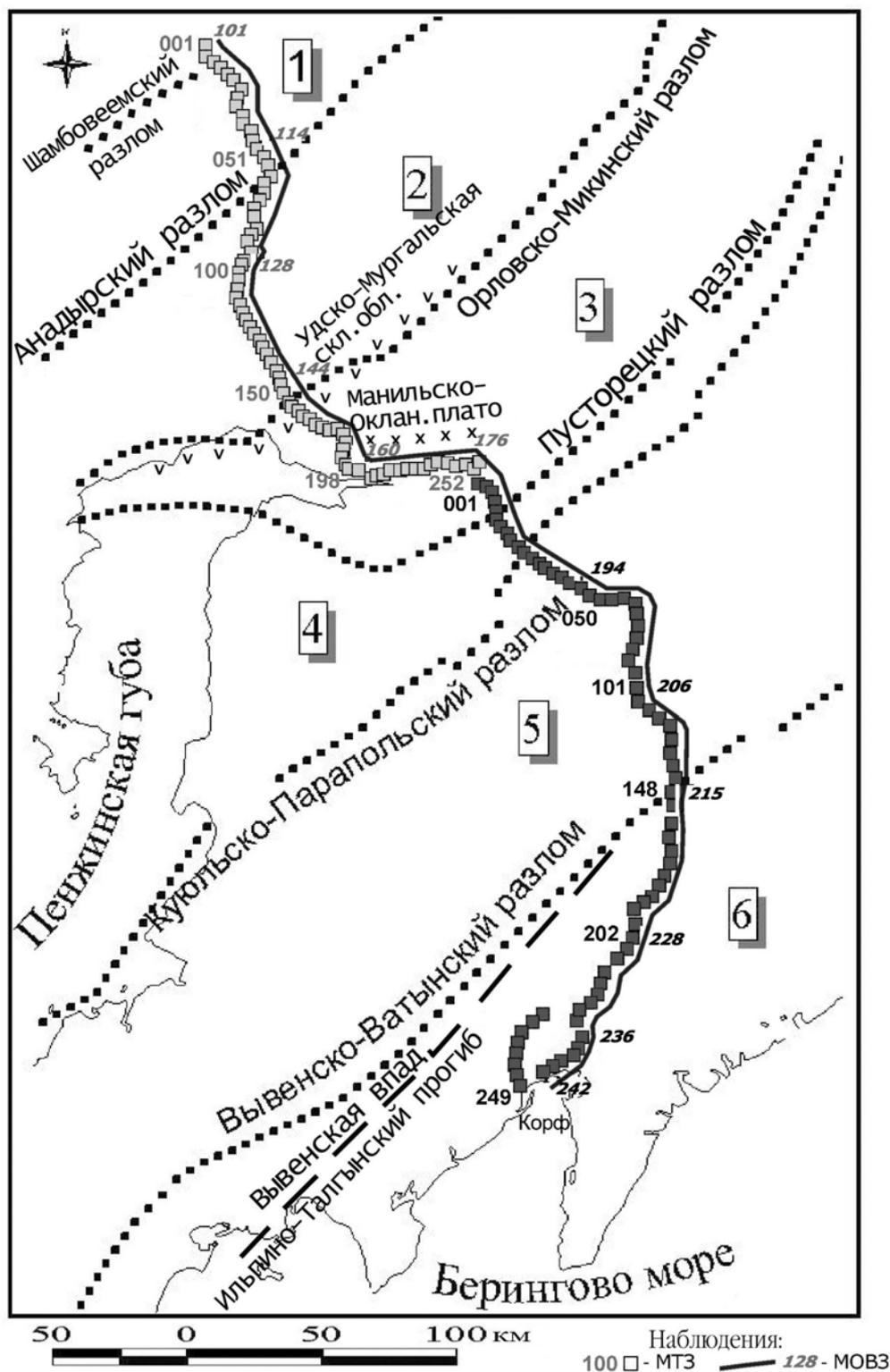


Рис. 1. Расположения профиля МТЗ-МОВЗ «Корф -Верхнее Пенжино» на тектонической схеме Корякско-Камчатской складчатой области. Условные обозначения: 1 – Омолонский массив, 2 - Мургальский блок; 3 – 4 Пенжинская зона: 3 - Пенжинский прогиб, 4 – Таловско- Майнский блок; 5 – Центрально-Корякская зона, 6 – Олюторская зона. Номераи показаны пункты МТЗ: на участке «Верхнее Пенжино–Пенжинская губа» - №№ 1-252 (светлые квадраты); на участке «Пенжинская губа–Корф» - №№ 1- 249 (темные квадраты); пункты МОВЗ: на участке «Верхнее Пенжино–Пенжинская губа» - №№ 101-176 (светлые квадраты); на участке «Пенжинская губа–Корф» - №№ 177-242 (темные квадраты).

600 км. Предполагается, что она сформировалась на континентальном основании погруженной окраины Североазиатского кратона. Однако за счет деструкции окраины палеоконтинента в палеозойское время могли возникать участки с океанической корой, которые в настоящее время перекрыты мощными морскими осадочными толщами палеозойского и мезозойского (триас, средняя юра) возраста. Основные этапы складчатости – средняя, поздняя юра и ранний мел. С востока она отделяется от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса Шайбовецким глубинным разломом.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается в северо-восточном направлении более чем на 3000 км. Строение пояса характеризуется преимущественно пологим залеганием вулканических толщ. Это типичный окраинно-континентальный вулканический пояс надсубдукционного происхождения. Элементы палеозоны Заварицкого-Беньофа на рассматриваемом участке пояса находятся с его южной стороны и погружаются на север. На севере зоны под образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса расположен Омолонский массив, который отделяется от Мургалевского блока, расположенного южнее, глубинным Анадырским (Охотско-Чукотским) разломом (рис. 1). По данным МОВЗ мощность коры под Омолонским массивом составляет 45-40 км, а под Мургалевским блоком - 40 км, что свидетельствует о континентальном типе коры. Омолонский массив на юге отделяется от Пенжинской структурно-формационной зоны Орловско-Микинским глубинным разломом.

Пенжинская структурно-формационная тектоническая зона включает в себя Удско-Мургалевскую складчатую систему. Ее структурно-вещественные комплексы, охватывающие стратиграфический интервал от верхнего палеозоя до неокома, обнажены из-под субаэральных вулканогенных толщ Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они представляют собой накопления островодужной системы, располагавшейся на “Охотском” крае Североазиатского континентального блока, которая периодически функционировала то, как зона Заварицкого-Беньофа, то как крупномасштабный сдвиг. Мощность коры по данным МОВЗ составляет 38-40 км.

Структурно-вещественные островодужные комплексы Удско-Мургалевской системы интенсивно и неоднократно дислоцированы. С продольными взброс-сдвигами связаны зоны расщепления и динамометаморфизма. Мощность коры под системой не устанавливается, но она фиксируется в поле силы тяжести мощной гравитационной ступенью, контактируя с Пенжинско-Западно-Камчатской зоной. На юго-востоке она ограничена Кулюльско-Парапольским и Пусторецким глубинными разломами. Разрез представлен палеоцен-олигоценными угленосными граувакковыми и эоцен-олигоценными базальтоидами Манильско-Окланского плато.

Пенжинская зона возникла в пределах океанического рифта, который расположен между Омолонским и Корякским континентальными блоками и раскрывался дважды: в венде – раннем палеозое и в поздней юре – раннем мелу. Последнее замыкание океанического рифта датируется приблизительно ранним мелом – неокомом [3]. Под Пенжинской впадиной глубина залегания мезозойского складчатого основания достигает трех километров, а мощность коры составляет 30-35 км. В пределах Таловско-Майнского поднятия и Пусторецко-Парапольского прогиба мощность коры возрастает до 40 км. Считается, что нижняя часть коры океанического типа.

Центрально-Корякская структурно-формационная зона представлена флишоидными вулканогенно-кремнистыми отложениями с интрузивными телами габбро-гипербазитового состава, а также гранитами, гранодиоритами и диоритами сантон - кампанского возраста. На границе с Олюторской тектонической зоной выделены вулканогенные образования Центрально-Камчатского вулканического пояса андезитового состава и субвулканических интрузивных тел. Граница с Олюторской зоной проходит по Вывенско-Ватынскому глубинному разлому (шовной зоне), в пределах которой выделены образования меланократового фундамента.

Считается, что Центрально-Корякская зона представляет собой систему покровов, имеющих двухъярусное строение. Нижний структурный этаж сложен туфотерригенными отложениями верхней юры – верхнего мела. Верхний структурный этаж представлен серпентинитами с офиолитовым комплексом отложений нижнего мела и терригенными отложениями верхнего мела. Видимая амплитуда шарьирования составляет 40-45 км. Мощность Корякской системы покровов достигает 10 км. В пределах Корякского нагорья наблюдается омоложение структурно-вещественных комплексов в направлении от континента к океану, связанное с формированием аккреционной тектоники. В связи с этим покровно-складчатую структуру Корякского нагорья можно рассматривать как гигантское аккреционное сооружение, с западным подвигом более молодых образований [10]. Мощность коры в Центрально-Корякской зоне достигает 40 км. Нижняя часть коры континентального типа.

В Олюторской структурно-формационной зоне развиты палеоцен-миоцен субфлишевые, миоценовые вулканогенные, молассовые угленосные отложения. Меловое складчатое основание представлено вулканогенно-кремнистыми отложениями с интрузивами основного и ультраосновного состава. Олюторская зона также рассматривается как система покровов, но уже верхнемелового возраста. По поверхности фундамента в центральной части зоны выделяется Ильпинско-Тылговаямский прогиб; в западной его части выделена Вывенская впадина, а на востоке - Говенско-Пылгинский горст-антиклинорий. В пределах Олюторской зоны простирающиеся структур изменяют свое направление с северо-восточного на северо-западное.

В районе Ильпинско-Тылговаямского прогиба верхнемеловое складчатое основание залегает на глубине 3 км. Мощность всего осадочно-вулканогенного чехла, сложенного меловыми и палеоген-неогеновыми вулканогенно-терригенными отложениями, составляет 9-10 км. Мощность коры по данным МОВЗ в пределах прогиба изменяется с востока на запад от 25 км до 40 км. Восточнее Олюторской зоны располагается область с корой океанического (переходного) типа.

Методика работ методами МТЗ и МОВЗ

Электроразведочные работы методом МТЗ на профиле пос. Корф – пос. Верхнее Пенжино выполнялись аппаратурой канадской компании «Phoenix Geophysics Ltd». Работы выполнялись с шагом наблюдений 3 км (рис. 1). Регистрировались две компоненты электрического и три компоненты магнитного поля. Это позволило анализировать и данные магнитовариационных зондирований (МВЗ). Сейсморазведочные работы методом МОВЗ выполнялись с использованием цифровых станций «Дельта-Геон» с шагом 3-4 км на двух участках длиной 250 км каждый: Верхнее Пенжино - Пенжинская губа и Пенжинская губа - Корф.

Обработка МТ процесса выполнялась с помощью стандартного пакета программ, поставляемого фирмой «Phoenix» вместе со станцией MTU-5. Кроме этого нами анализировался тензор импеданса с построением его различных инвариантных характеристик [6]. Строились соотношения между вертикальными и горизонтальными составляющими магнитного поля (вектора Визе). Эти соотношения определяются с точностью до 15 %.

Обработка записей далеких землетрясений осуществлялась методом функции приемника, позволяющем выделять обменные волны типа P-to-SV, поляризованные в плоскости SV и максимально очищенные от влияния боковых волн [4]. Исходными данными являлись записи телесейсмических событий, зарегистрированные в полевой сезон 2005 г. в диапазоне расстояний 20-90°

В результате обработки вдоль профиля составлен временной разрез в волновом изображении. При построении глубинного разреза использовался метод последовательного наращивания, учитывающий разницу времен запаздывания PS волны относительно P-волны, сменившей поляризацию на кровле и подошве слоя, равной времени ее запаздывания в слое. Скоростные модели среды были составлены по данным ранее выполненных работ ГСЗ в Охотско-Чукотском и Камчатском регионах [1,9]. Данные по параметрам землетрясений Корякии брались с интернет - сайта ЦОМЭ ГС РАН.

Анализ матрицы импеданса

1. Согласно распределения параметра асимметрии на участке профиля Верхнее Пенжино - Пенжинская губа среда трехмерна, а на участке Пенжинская губа – Корф она квазидвумерна.

2. Направление осей структур нижнего этажа изменяется в широких пределах: на средних частотах от Омолонского массива до Пенжинской губы их азимут составляет 50° - 70° , а на низких - от 20° до 30° . В пределах Пенжинской впадины направление структурных линий нижнего и среднего этажей близки друг к другу и составляют от -40° до -30° . На средних частотах оси структур нижнего этажа в пределах западной части Центрально-Корякской зоны изменяются от 10° до 20° , в восточной части Центрально-Корякской зоны - от 0° до 10° , а в Олюторской зоне их азимут достигает 50° .

3. На северо-западе и в центральной части участка Верхнее Пенжино - Пенжинская губа кривые субширотной ориентации и кривые Эггерса [13] - это в основном максимальные кривые, где они вместе с кривыми, построенными по малым осям фазового тензора [14] являются поперечными кривыми Куниля [12]. В Пенжинском прогибе и Омолонском массиве они являются минимальными и продольными. В пределах Олюторской и Пенжинской зон - это продольные кривые, а в пределах Центрально-Корякской зоны - поперечные.

Одномерная инверсия кривых МТЗ

1D инверсия амплитудных кривых МТЗ выполнялась по формулам Ваньяна - Липской в режиме подбора параметров слоев, на которые накладывались ограничения. Количество слоев определялось числом частот, на которых выполнялась инверсия [6]. Модельные амплитудные и фазовые кривые, построенные по результатам 1D-инверсии амплитудных кривых, близки к исходным, хотя между отдельными фазами наблюдается в узком интервале частот различие до 5^0 . Поскольку фазы кривых максимума, минимума индукции близки к аналогичным параметрам фазового эллипса фазового тензора и фазам Занга-Бара, то на участке Пенжинская губа – Корф по ним выполнялась и 2D инверсия. При изучении глубинных частей разреза проводилось сглаживание амплитудных кривых с окном фильтра, охватывающим 3-6 точек, то есть шириною до 6 км, а при изучении верхней части разреза инвариантные кривые не сглаживались.

Результаты 1D-инверсии максимальных кривых инвариантов фазового тензора показали на наличие проводящих субвертикальных шовных зон в пределах северной части Омолонского массива и между Омолонским массивом и Пенжинской структурно-формационной зоной (рис. 2). Максимальная мощность высокоомной литосферы приходится на Омолонский массив и на область, примыкающую к Пенжинской структурной зоне со стороны Омолонского массива. Наиболее высокоомными структурами проявились Удско-Мургальская островная дуга и Манильско-Окланское вулканическое поле. Пониженными значениями удельных электрических сопротивлений характеризуется верхняя часть разреза Пареньско-Пенжинского прогиба.

На рис. 3 представлен стартовый геоэлектрический разрез вдоль профиля Пенжинская губа – Корф, построенный по результатам 1D-инверсии продольных кривых максимума (ρ^{maxH}) и минимума (ρ^{minH}) индукции. В Пенжинском прогибе, Вывенской и Тылговаямской впадинах (в Ильпинско-Тылгинском прогибе) это максимальные кривые, а в Центрально-Корякской зоне - минимальные. Видно, что под Центрально-Корякской зоной по кривым ρ^H выделяется на глубине свыше 8 км проводник с $\rho = 50$ Омм, а по ρ^{\perp} - с $\rho = 300$ Омм при фоновом сопротивлении коры 5000 Омм. По этим же кривым наблюдается погружение проводника с $\rho > 50$ Омм, с глубины 17 км от Пенжинского прогиба (Пенжинско-Анадырская шовная зона) на восток под Корякскую зону складчатости до 30 км и более. Проводники с $\rho > 100$ Омм выделены и под Олюторской зоной в пределах Ильпинско-Тылгинского прогиба на глубине от 20 км до 30 км. Они также погружаются под Центрально-Корякскую зону.

Двумерная инверсия

Результаты 2D инверсии кривых ρ^{maxH} и ρ^{minH} на участке Пенжинская губа-Корф в предположении, что в северо-восточной (Пенжинская шовная зона) и юго-западной (Олюторская шовная зона) частях профиля кривые $\rho^- \sim \rho^{maxH}$ рассматривались как продольные, а для Центрально-Корякской зоны продольные - это $\rho^+ \sim \rho^{minH}$, представлены на рис.4.

На первом этапе инверсировались амплитудные кривые ρ^{maxH} , а затем и ρ^{minH} совместно с ρ^{minH} . В обобщенной 2D модели нижний этаж, представленный первоначально проводящим блоком с одним и тем же удельным электрическим сопротивлением ρ_L преобразовывался в систему блоков с различными сопротивлениями в них. На втором этапе инверсировались фазы. Расположение проводящих блоков в полученной модели близко к тому, что представлено на рис. 4, но значения удельных сопротивлений в нижнем блоке составляют 20-60 Омм, а в верхних “субдупцированных” блоках со стороны Пенжинской зоны - 20- 40 Омм.

Основными чертами разреза является наличие пододвигающихся под Центрально-Корякскую зону системы проводящих блоков (типа субдукционных пластин). Они выражены и в поле обменных волн, что особенно проявилось в Олюторской зоне. Под Центрально-Корякской зоной проводящая пластина расположена на глубине восемь километров с $\rho = 30$ Омм.

Поскольку продольные кривые могут быть искажены гальваническим влиянием бортов впадин, то для контроля полученных результатов, инверсировались векторы Визе-Паркинсона. Результирующая модель для “субдупцированной” стартовой модели близка к представленной на рис. 4. Мощности проводящих областей составляют 30-40 км, а не 10-20 км, как в модели на рис. 4. Для соответствия экспериментальных и модельных вертикальных составляющих аномального магнитного поля необходимо задавать большие значения интегральной проводимости в аномальных вставках со стороны Олюторской зоны и меньшей со стороны Пенжинской зоны, чем те, что представлены на рис. 4.

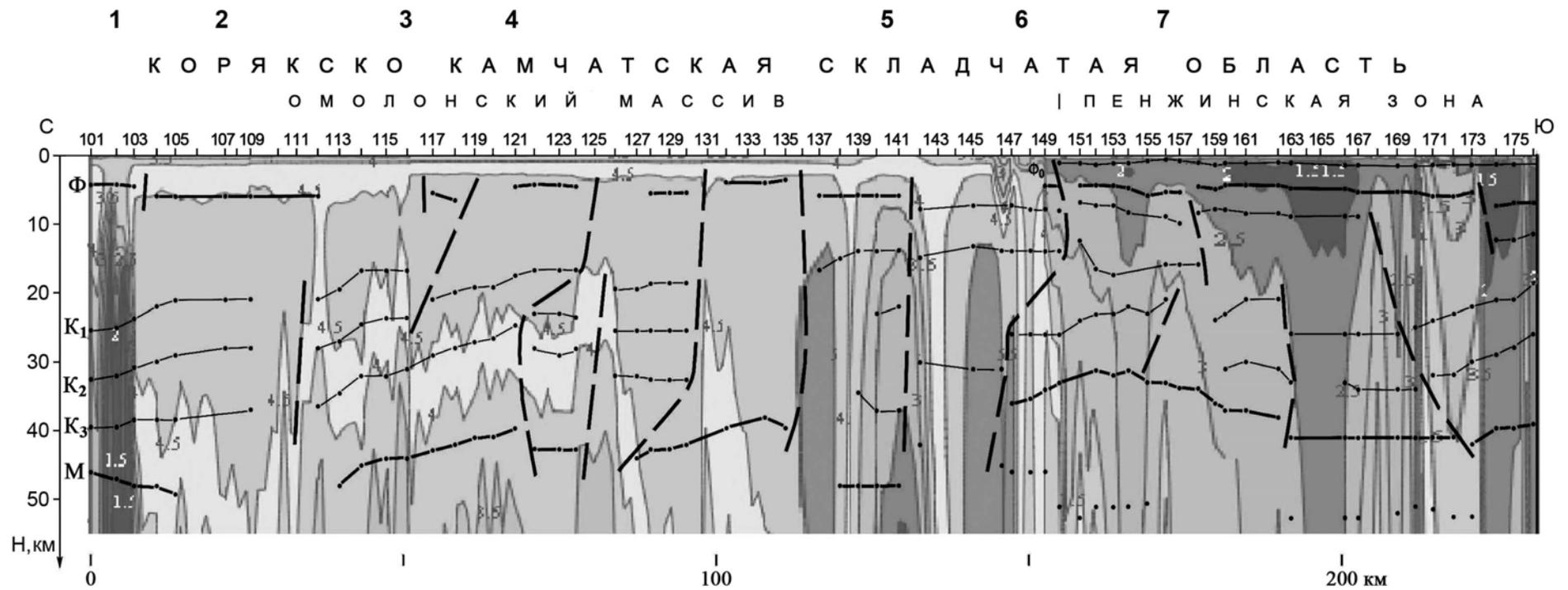


Рис. 2. Результаты 1D инверсии кривых МТЗ, ориентированных по направлению максимума индукции магнитного поля. Участок профиля "Верхнее Пенжино - Пенжинская губа" (250 т. МТЗ). По оси Х отложены номера пикетов МОВЗ. Значения удельного электрического сопротивления даны в $\text{Log}\rho$. Элементы матрицы импеданса предварительно сглаживались фильтром Гаусса с параметрами: относительная полуширина фильтра 3, показатель степени (интенсивность) 2. Заданный диапазон периодов в $T^{1/2}$ составляет $0.68 - 29.8c^{1/2}$. На геоэлектрический разрез вынесены результаты глубинных построений по МОВЗ: Φ_0 - складчатое основание, Φ - кристаллический фундамент, K_1, K_2, K_3 - границы в коре, M - граница Мохо, M_1 - граница в мантии. Структуры: 1 - Шайбовеемский разлом, 2 - Омолонский массив, 3 - Анадырский разлом, 4 - Мургальский блок, 5 - Удско-Мургальская дуга, 6 - Орловско-Микинский разлом, 7 - Манильско-Окланское плато.

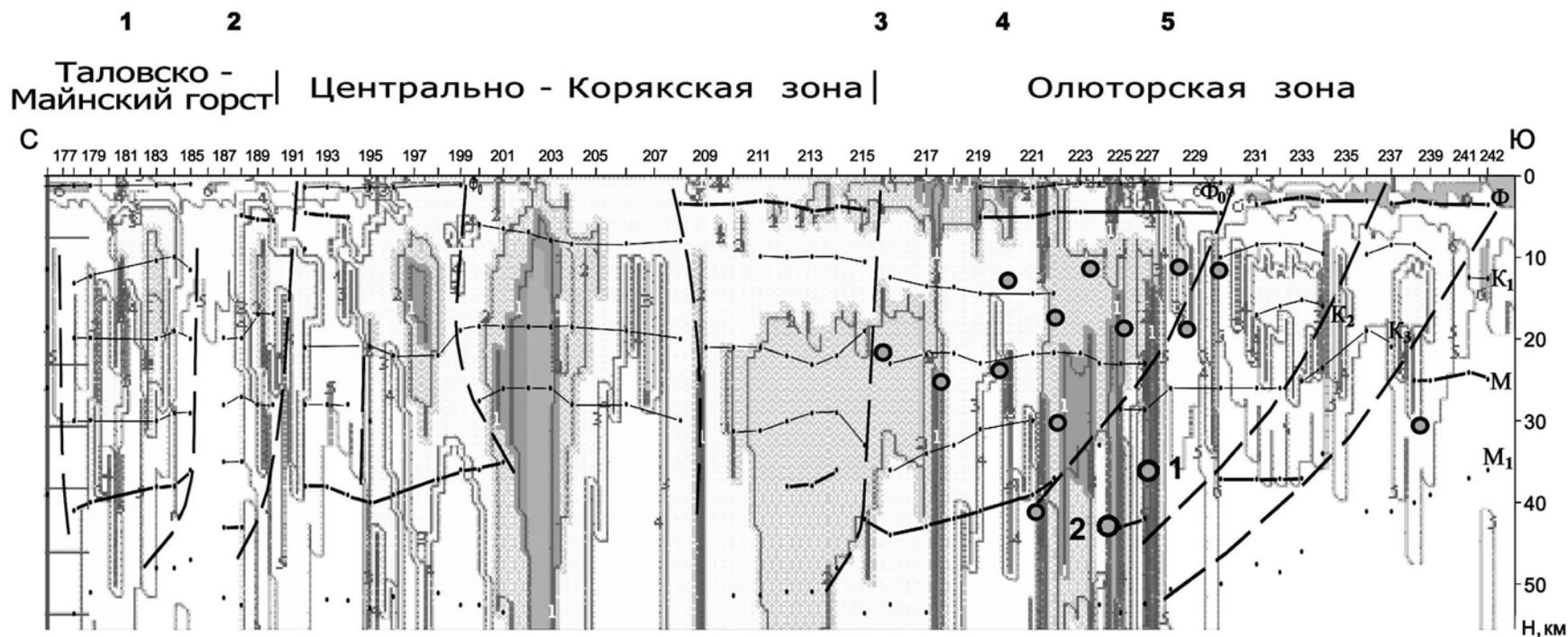


Рис. 3. Результаты 1D инверсии сглаженных продольных кривых максимума и минимума индукции на участке профиля "Пенжинская губа – Корф" (200 т. МТЗ). Радиус сглаживания 4 км. Значения ρ (Омм) на разрезе дано в индексах: 0- $\rho > 3000$ Ом, 1- $\rho < 3000$ Ом, 2- $\rho < 1000$ Ом, 3- $\rho < 300$ Ом, 4 - $\rho < 100$ Ом, 5- $\rho < 30$ Ом, 6- $\rho < 10$ Ом, 7- $\rho < 5$ Ом, 8- $\rho < 1$ Ом.

На геоэлектрический разрез вынесены результаты глубинных построений по МОВЗ: Φ_0 - складчатое основание, Φ - кристаллический фундамент, K_1, K_2, K_3 - границы в коре, M -граница Мохо, M_1 - граница в мантии. Расположение эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ показано кружками. Структуры: 1- Понтийское поднятие, 2- Пусторецко-Парапольский прогиб, 3 - Вывенско-Ватынский разлом, 4 - Вывенская впадина, 5 - Ильпинско-Тылгинский прогиб.

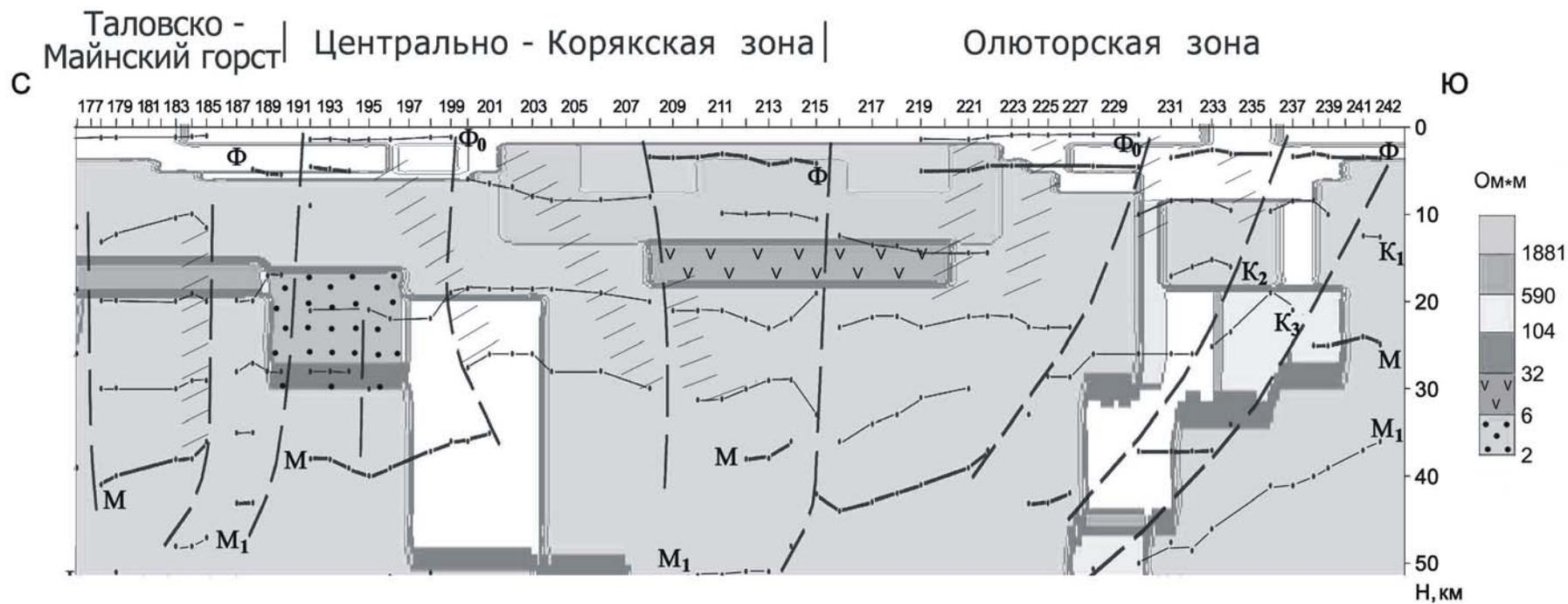


Рис. 4. Совмещенный сейсмический разрез (по данным МОВЗ) и геоэлектрический разрез, составленный по результатам 2D инверсии продольных кривых МТЗ и МВЗ для стартовой субдукционной модели. Модель построена по результатам 1D инверсии амплитудных и фазовых кривых максимума и минимума индукции на участке «Пенжинская губа - Корф». Штриховкой показана зона поглощения обменных волн $k > 900 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$. Пунктиром обозначены разломы. Сплошными линиями с точками показаны границы обмена. Шкала сопротивлений в Ом·м блоков в модели дана справа от разреза. Обозначения сейсмических границ даны на рис. 3.

Оценим связанную флюидонасыщенность блоков с $\rho = 20-10$ Ом. Для этого воспользуемся формулой Шенкленда-Ваффа $\sigma = 2(\sigma_{\phi}) * \phi / (3 - \phi)$ [15], справедливой при условии полной связанности проводящего материала, низкой проводимости скелета $\sigma_c = 10^{-5} - 10^{-7}$ Ом $^{-1}$ и высокой проводимости флюида заполняющего поры, такой что $\sigma_{\phi} \gg \sigma_c$. При минерализации флюида 5 г/л на глубинах 20 км, где в основном расположены проводники, температура выше 200° , $\sigma_{\phi} = 5$ Ом $^{-1}$. Тогда, согласно вышеприведенной формулы, сопротивлениям $\rho = 20$ Ом отвечает пористость $\phi = 1.5$ %, а $\rho = 30$ Ом - $\phi = 1$ % и $\rho = 100$ Ом - $\phi = 0.3$ %.

Результаты сейсмоэлектрических исследований

Геоэлектрический разрез на участке Верхнее Пенжино - Пенжинская губа характеризуется осадками с интегральной проводимостью в несколько См, высокоомной корой с $\rho > 10^4$ Ом, содержащей на глубинах 3-10 км субвертикальные проводящие блоки с $\rho \geq 30$ Ом, а на глубинах свыше 60 км присутствуют блоки с $\rho < 100$ Ом. Сопоставление геологических данных [3] и результатов 1D-2D инверсии показало, что:

- Омолонский срединный массив представлен блоком с $\rho > 10^5$ Ом и мощностью до 70 км. Поверхность Мохо под ним расположена на глубине 46 – 50 км. Его облекают с запада толщи с $\rho \leq 30$ Ом ($\phi \leq 1\%$), представленные обводненными (графитизированными ?) толщами Шайбовецкого разлома. Они подходят к дневной поверхности до 1-3 км в районе МТЗ № 1 - МТЗ № 5;

- Расположенный южнее Омолонского срединного массива Мургалский блок с $\rho = 103$ Ом в нижней части разреза и с $\rho = 105$ Ом в верхней части характеризуется уменьшением к востоку мощности коры с 46 до 42 км. Разделяющий две эти высокоомные структуры Анадырский глубинный разлом четко проявляется в изолиниях ρ и пропаданием зон корреляции волновых форм (рис. 4, 5);

- Южная граница Мургалского блока (Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) выделяется проводящей шовной зоной с $\rho = 100$ Ом ($\phi = 0.3$ %), погруженной на глубину до 10 км. Она проходит по Орловско-Микинскому региональному разлому, проявляющемуся в поле обменных волн. Далее на юг под Удско-Мургалской вулканогенно-островной дугой эта граница слабо прослеживается в поле обменных волн, а граница Мохоревича в самом блоке не проявляется. На геоэлектрическом разрезе Удско-Мургалская вулканогенно-островная дуга выделяется областью с $\rho > 105$ Ом и мощностью до 100 км;

- В Кондыревской впадине и Пусторецко-Парапольский прогибе Пенжинской зоны верхний километровой слой неоген-четвертичных отложений имеет $\rho = 30-100$ Ом, подстилающие его толщи палеогенового возраста мощностью 0.5-1.0 км с $\rho = 10$ Ом залегают на основании мелового возраста, характеризующегося $\rho > 300$ Ом. В пределах восточного борта Пенжинского прогиба кровля осадочных отложений с $\rho < 20$ Ом погружается при движении к бортовым частям впадины с 0.8 км до 1.5 км. Мощность подстилающего его низкоомного осадочного комплекса составляет 0.8 - 1 км. Верхняя часть коры под осадками более проводящая - $\rho = 100 - 150$ Ом, чем смежные структуры, у которых $\rho > 10000$ Ом (например, Омолонский срединный массив). На глубине 20 км расположен проводник с $\rho < 50$ Ом ($\phi = 0.6$ %), погружающийся под Центрально-Корякскую зону до тридцати километров. Мощность коры под западной частью Пенжинской зоны уменьшается до 30-33 км, а под восточной и западной частью Центрально-Корякской зоны возрастает до 40 км. Важное отличие этой зоны палеорифта с корой океанического типа [3] от структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризующегося корой континентального типа, состоит в выделении по данным метода МОВЗ ещё одной границы в верхней мантии на глубине 50-60 км. При этом мощность верхней части коры под Пенжинской зоной возрастает по сравнению с прилегающими территориями (рис. 4);

- В пределах центральной части Центрально-Корякской зоны на глубине 8-10 км выделен субгоризонтальный проводящий блок мощностью до 10 км с $\rho < 200$ Ом ($\phi \geq 0.15$ %) и протяженностью до 70 км. Эта часть Центрально-Корякской зоны характеризуется мощностью литосферы до 70 км и сопротивлением свыше 5000 Ом. Граница Мохо в западной части зоны не

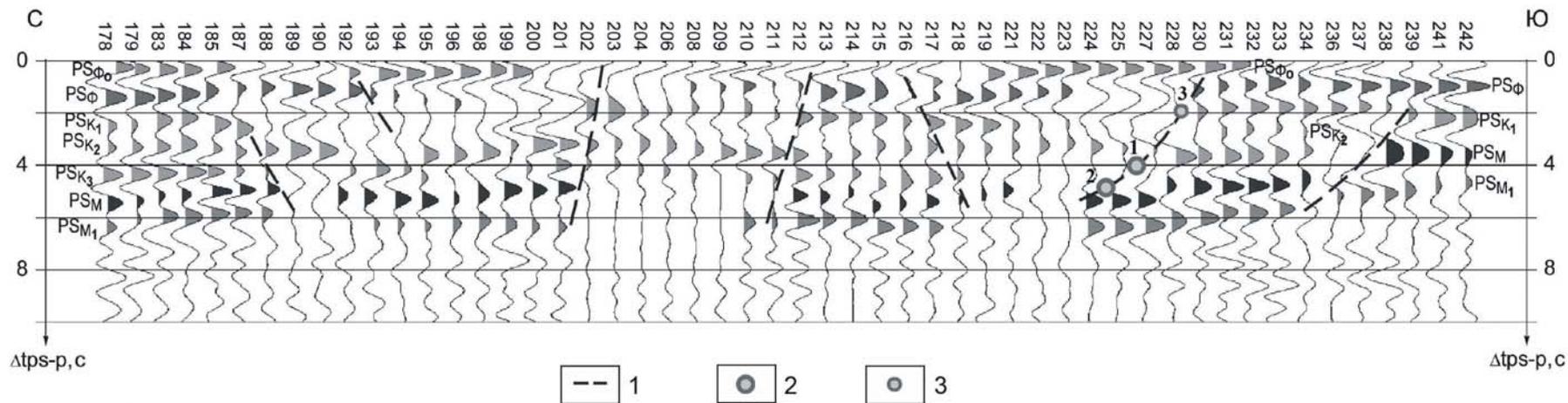


Рис. 5. Временной разрез МОВЗ по участку "Пенжинская губа- Корф".

Условные обозначения: 1-основные разломы. 2- очаги сильных землетрясений: 1-Хаилинское, $M=7.0$, 1991 г.; 2- Олюторское, $M=7.8$, 2006 г.; 3- очаг местного землетрясения 9.10.2005 г., зарегистрированного станциями Дельта-Геон. По горизонтали отложены пикеты МОВЗ, шаг 3-4 км. Обменные волны: PS_{ϕ_0} связывается с поверхностью складчатого основания, PS_{ϕ} , - с поверхностью фундамента, PS_K - с внутрикоровыми границами, PS_M - с поверхностью Мохо, PS_{M_1} - с границей в верхней мантии.

▪ выделяется, а в восточной достигает 36 км. Как и в Пенжинской зоне в толще верхней мантии на глубине свыше 50 км выделяется протяженная сейсмическая граница. Центрально-Корякская зона по системе наклоненных (листрических) разломов отделена от Пусторецко-Парапольского прогиба;

▪ В Олюторской зоне профиль проходит вдоль Вывенской впадины и Ильпинско-Тылговаямского прогиба. Мощность высокоомных (свыше 100 Ом) терригенных осадков во впадинах составляет порядка 1 км, а в прогибе - менее 0.5 км. Подстилающие их относительно низкоомные неогеновые отложения с $\rho < 20$ Ом и мощностью до 1 км приближаются к дневной поверхности в восточном обрамлении Ильпинско-Тылговаямский прогиба. Согласно данным [7] опорный геоэлектрический горизонт в этих впадинах отождествляется с докайнозойским (нижнемеловые отложения) основанием.

▪ Олюторская зона отделяется от Центрально-Корякской зоны Главным Камчатским глубинным разломом, проявляющимся в МТ поле низкоомным блоком на глубине 20 км. В Ильпинско-Тылговаямском прогибе проводящие толщи $\rho < 50$ Ом ($\phi \geq 0.5\%$) расположены на глубинах свыше 20 км. К границам этих толщ приурочены очаги землетрясений с магнитудой более пяти, в том числе Хаилинское (1991 г.) и Олюторское (2006 г.). Ильпинско-Тылговаямский прогиб отделяется от Вывенской впадины разломом шириной до 3 км и с $\rho > 50$ Ом ($\phi \leq 0.5\%$). Мощность коры в пределах Вывенской впадины и северной части Ильпинско-Тылговаямского прогиба составляет 40 км, а в пределах его южной части - 25 км. То есть, Ильпинско-Тылговаямский прогиб расположен в пределах коры океанического (переходного) типа, а Вывенская впадина - в пределах коры континентального типа.

На временном разрезе обменных волн представлена чрезвычайно сложная волновая картина, характеризующаяся резким затуханием отдельных фаз обменных волн и увеличением в западном направлении времен их регистрации. Границы смены корреляции обменных волн наклонены на запад (рис. 5). В пределах переходной зоны, где мощность коры скачкообразно возрастает на 10-12 км, расположена проводящая вертикальная зона с $\rho = 30$ Ом·м (рис. 4).

По сравнению с Пенжинской зоной (где тепловой поток ниже 45 мВт/м^2) здесь наблюдается относительно высокий тепловой поток (до 70 мВт/м^2) и приближенные к дневной поверхности породы высокой плотности, то есть здесь разогретые мантийные породы возможно приближены к дневной поверхности. Пенжинский палеорифт также выражен в сейсмоэлектрических полях: воздыманием границы Мохо до 34 км, появлением сейсмических границ в верхней мантии и уменьшением удельного электрического сопротивления коры. Хотя они проявляются значительно менее выражено, чем в Олюторской зоне. По данным работы [2] заложение Пенжинского рифта могло произойти в юре на палеозойско-раннемезозойской коре переходного типа при последующей субдукции на границе раннего и позднего мела.

Заключение

Впервые построен глубинный сейсмоэлектрический разрез Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны, пересекающий сейсмоактивную область Южной Корякии. Эта область является тектоническим узлом, в котором замыкается система Камчатских структурно-формационных зон северо-восточного простирания и образуются зоны северо-западного простирания. Именно для таких тектонических узлов характерны срывы в виду выклинивания зон разгрузки (проницаемых разломов), в которых накапливаются напряжения. О природе этих упругих напряжений существует ряд точек зрения. По мнению С.В. Попруженко и С.Е. Апрелькова (2006 г.) они связаны с современными тектоническими деформациями по системам продольных и трансформных глубинных разломов в области северо-западного замыкания крупнейшей рифтогенной структуры (системы рифтогенных впадин), протягивающейся на юго-запад в область Центрально-Камчатского рифтогенного прогиба и далее. По данным работы [5] Корякский пояс сейсмичности в целом соответствует весьма молодой тектонической структуре - Хатырско-Вывенскому линеamentу, вдоль которой происходит правосторонний сдвиг. В работе [11] рассматривается вариант аккреции на западном обрамлении Тихого океана и сейсмичность юга Корякского нагорья может быть связана с остаточными явлениями этого процесса. Полученные по сейсмическому профилю результаты (рис. 5) более соответствуют такой точке зрения [8], что повышенная сейсмичность северо-западных окраин Командорской котловины является результатом процессов обдукции в северо-западном направлении со стороны Тихого океана и субдукции со стороны Пенжинского рифта в юго-восточном направлении, которые взаимодействуют в районе Камчатского перешейка и в

материковой части Камчатской области – в районе границы между Центрально-Корякской и Олюторской структурно-формационными зонами.

Очаги и афтершоковые зоны Хаилинского (1991 г.) и Олюторского (2006 г.) землетрясений приурочены к следующим особенностям глубинного строения: резким перепадам границ обмена в коре, изменению волновых форм (затуханию фаз), повышенной электропроводности и повышенному затуханию амплитуд обменных волн (рис. 4, 5). Проявляющаяся в Олюторской зоне верхнемантийная сейсмичность свидетельствует о повышенной активизации здесь той части литосферы, которая связана с глубинными наклоненными разломами, уходящих корнями в мантию в районе Вывенской впадины, где на временном разрезе проявляется субдукционная картина поведения границ. Такая форма границ может быть связана с давлением, которое оказывает плита Берингия на Корякию. Геометрия этих разломов близка к форме областей с максимальной проводимостью коры. Это свидетельствует о единой природе сейсмических и электрических зон, обусловленных повышенной флюидонасыщенностью - $\phi = 2\% - 0.6\%$ ($\rho = 15-50$ Омм) и проявляющихся в повышенном поглощении обменных волн (до $900 \times 10^{-6} \text{ м}^{-1}$). Они являются ослабленными зонами, в которых разряжается энергия, накопленная в процессе упругих напряжений. Землетрясения меньшей магнитуды в основном расположены в коре, в областях, характеризующихся потерей корреляции амплитуд обменных волн и повышенным их поглощением, хотя имеются и отклонения от общего правила.

Список литературы

1. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
2. Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере мезозойской и кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья.// Геотектоника. 1987. № 4. С. 102-114.
3. Апрельков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины.// Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 46-57.
4. Егоркин А.В., Данилова Т.И., Рыбалов М.Б. Методика выделения обменных волн.// Геология и геофизика. 1979. № 10. С. 107-117.
5. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрозкин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Корфского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в контексте проблем существования современной плиты Берингия.// Математическое моделирование сейсмотектонических процессов на литосфере, ориентированное на проблему прогноза землетрясений. 1993. Вып.1. С. 46-57.
6. Белявский В.В., Бобров В., Гошовский С.В., Чуприна И.С., Шумлянский В.А. Геоэлектрические модели золоторудных месторождений Украинского щита и Донбасса. Под редакцией Белявского В.В. Киев.: Знание. 2004. 260 с.
7. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра. 1991. 184 с.
8. Нурмухамедов А.Г. Модель геоэлектрического разреза по профилю п. Лесная – п. Оссора по данным магнитотеллурического зондирования (район Камчатского перешейка).// Тез. докладов. Первая Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли. М. 2003. С. 41.
9. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Сальников А.С., Фельдман Л.Л., Кашун В.Н., Кузнецов В.Л., Марков В.М., Данилов И.А., Жемчугова И.В. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам вибросейсмических исследований. // Материалы междунар. конферен. Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Новосибирск. 2003. С. 374-381.
10. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Под редакцией Ю.М. Пушаровского. М.: Наука. 1990. 293 с.
11. Чехович В.Д. О разных уровнях аккреции энсиматических островных дуг.// Геотектоника. 2006. № 2. С.24-35.
12. Counil, J.L., le Mouel J.L, Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics.// Annales Geophysicae. 1986. 4. B 2. P. 115- 130.
13. Eggers D.E. An eigenstate formulation the magnetotelluric impedance tensor.// Geophysics. 1982. № 47. P.1204-1214.
14. Galdwell, T.G., Bibby, H.M., Brown The magnetotelluric phase tensor.// Submitted to Geophys J. Int. Personal communication. 2003.
15. Shankland T. I., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle.// Journal Geophys. Res. 1977. 82.V.33. P.5409 - 5417.