

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Кузьмицкая Лилия Юрьевна**

**Выпускная квалификационная работа**

**Применение метода аудиомагнитотеллурического зондирования при поисках коренных месторождений золота в черносланцевых толщах (Сухоложское, Уряхское и Олбот-Верхне-Хатыннахское рудные поля)**

Основная образовательная программа магистратуры

«Геология»

Профиль «Геофизика»

Научные руководители:  
к.г.-м.н., доцент А.К. Сараев  
гл. специалист К.М. Антащук

Рецензент:  
ведущий геофизик ФГУГП "Урангео" О.Н. Серова

Санкт-Петербург, 2018

## Содержание

Введение.....	4
<b>Глава 1. Геологическое строение участков работ методом АМТЗ</b> .....	<b>6</b>
1.1 Уряхское рудное поле.....	6
1.2 Сухоложское рудное поле.....	14
1.3 Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле.....	22
<b>Глава 2. Аппаратура АМТЗ и методика полевых работ</b> .....	<b>31</b>
2.1. Краткая информация о методе АМТЗ.....	31
2.1.1. Источники магнитотеллурических полей.....	31
2.1.2. Физические основы.....	32
2.2. Аппаратура АКФ-4М.....	33
2.3. Методика измерений.....	39
2.3.1. Уряхское рудное поле.....	42
2.3.2. Сухоложское рудное поле.....	44
2.3.3. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле.....	46
2.4. Контроль качества измерений.....	48
<b>Глава 3. Программные средства и методика обработки, анализа и интерпретации данных</b> .....	<b>50</b>
3.1. Программные средства интерпретации и визуализации данных АМТЗ.....	50
3.1.1. Программа обработки данных <b>SM27</b> .....	50
3.1.2. Программа обработки данных <b>SM+</b> .....	50
3.1.3. Программа визуализации данных <b>Geoinf</b> .....	50
3.1.4. Программа одномерной инверсии <b>ZondMT1D</b> .....	51
3.1.5. Программа двумерной интерпретации <b>ZondMT2D</b> .....	51
3.1.6. Программа трехмерного моделирования и инверсии <b>WinGLink</b> .....	52
3.2. Методика обработки первичных данных АМТЗ.....	54
<b>Глава 4. Результаты АМТЗ</b> .....	<b>59</b>
4.1. Анализ первичных данных.....	59

4.1.1. Уряхское рудное поле_____	59
4.1.2. Результаты 3D моделирования аномального поведения фазы импеданса_	67
4.1.3. Сухоложское рудное поле_____	71
4.1.4. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле_____	76
4.2. Результаты инверсии данных АМТЗ и геологическая интерпретации полученных разрезов._____	82
4.2.1. Уряхское рудное поле_____	82
4.2.2. Сухоложское рудное поле_____	85
4.2.3. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле_____	88
4.3. Оценка возможностей метода АМТЗ при поисках золоторудных месторождений в черносланцевых толщах_____	93
<b>Заключение.....</b>	<b>94</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>96</b>

## Введение

Поиск месторождений золота в черносланцевых толщах проводится комплексом геолого-геофизических и геохимических методов. При этом, одним из основных вопросов является выявление структурных признаков потенциально рудоносных структур, где далее целесообразна постановка детальных поисковых работ. Для решения данной задачи перспективно применение метода аудиоманнитотеллурических зондирований (АМТЗ). Метод АМТЗ позволяет изучать достаточно широкий интервал глубин (применительно к условиям Восточной Сибири от 30-50 м до 1000-1500 м) и выявлять возможные структурные признаки золотого оруденения на разных глубинах. Реализованные тензорные измерения и хорошо разработанные методы и программные средства интерпретации данных обеспечивают получение надежных данных о структурных особенностях изучаемых территорий.

Геофизические работы методом АМТЗ проводились на трех участках работ (Сухоложском, Уряхском и Олбот-Верхне-Хатыннахском рудных полях) с целью изучения геологического строения этих полей и электрических свойств пород, выявления геоэлектрических признаков локализации золоторудных месторождений, обнаружения потенциально золоторудных объектов.

Цель работы- рассмотреть возможности и особенности применения метода АМТЗ при изучении особенностей строения участков и выделении структурных признаков локализации золоторудных месторождений в черносланцевых толщах (на примере Сухоложского, Уряхского и Олбот-Верхне-Хатыннахского рудных полей).

В ходе написания дипломной работы решались следующие задачи:

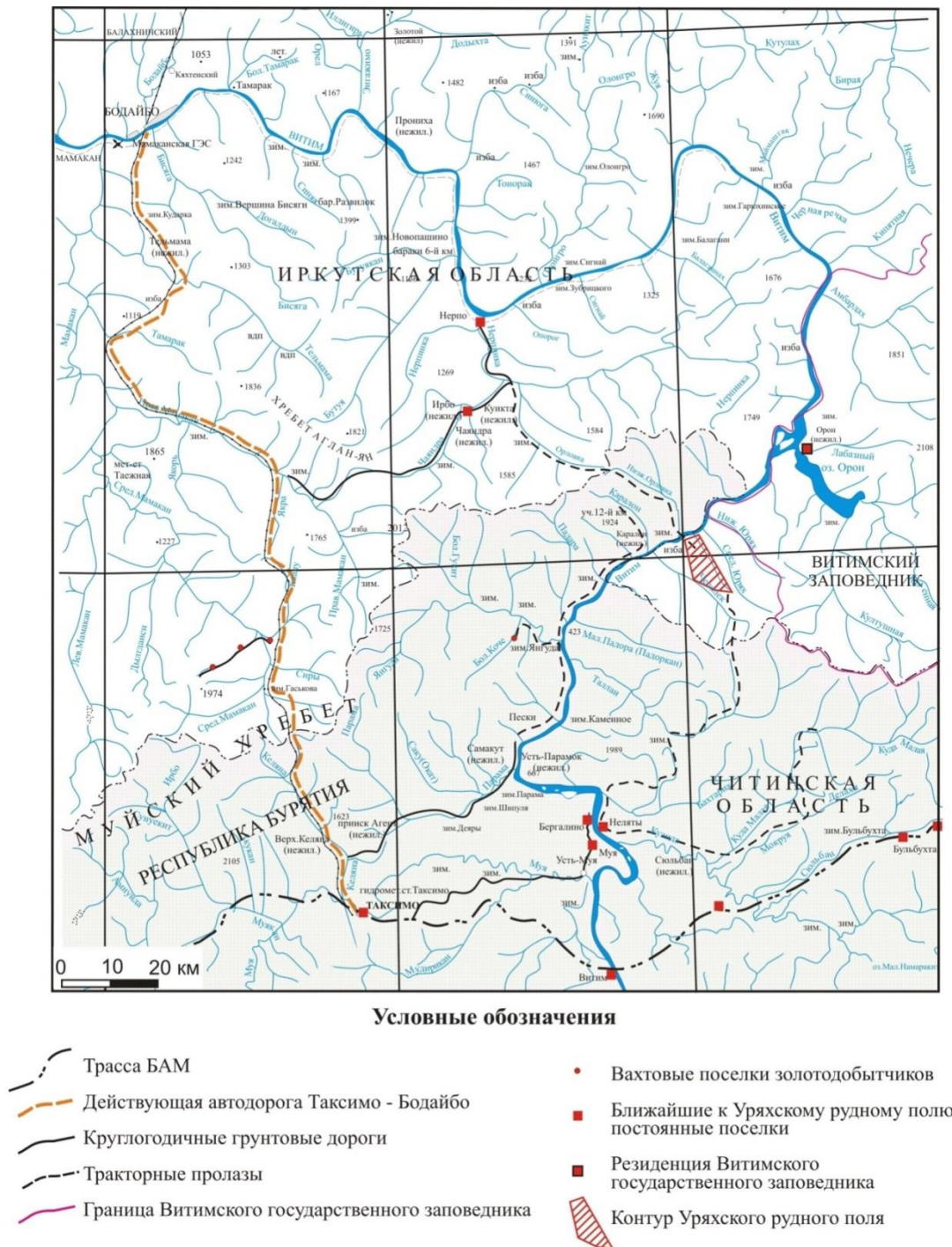
1. Изучение геологического строения Сухоложского, Уряхского и Олбот-Верхне-Хатыннахского рудных полей.
2. Обработка и инверсия данных АМТЗ, полученных на золоторудных объектах.
3. Моделирование эффекта аномального поведения фазы импеданса в программе 3Д моделирования и программе 2Д моделирования с учетом анизотропии.
4. Интерпретация полученных геоэлектрических разрезов с учетом имеющейся геологической информации и результатов моделирования.

5. Обобщение данных по проявлению признаков локализации золоторудных месторождений и особенностей строения участков золоторудных месторождений в данных АМТЗ.

# Глава 1. Геологическое строение участков работ методом АМТЗ

## 1.1. Уряхское рудное поле

Уряхское рудное поле расположено в пределах Муйского района Ленской золотоносной провинции и территориально находится в крайней юго-восточной части Бодайбинского района Иркутской области, на стыке с республикой Бурятия и Читинской областью (рис.1) на правом берегу среднего течения р. Витим, в районе р. Верхний Урях.



В геолого-структурном отношении Уряхское рудное поле приурочено к зоне регионального Сюльбанского разлома, разграничивающего вулканогенные породы и осадочно-метаморфические образования протерозоя. На сочленении этих образований установлены наиболее богатые золоторудные проявления (Каралонское, Орловское, Уряхское), объединенные в Таллай-Каралонский рудный узел (рис.2).

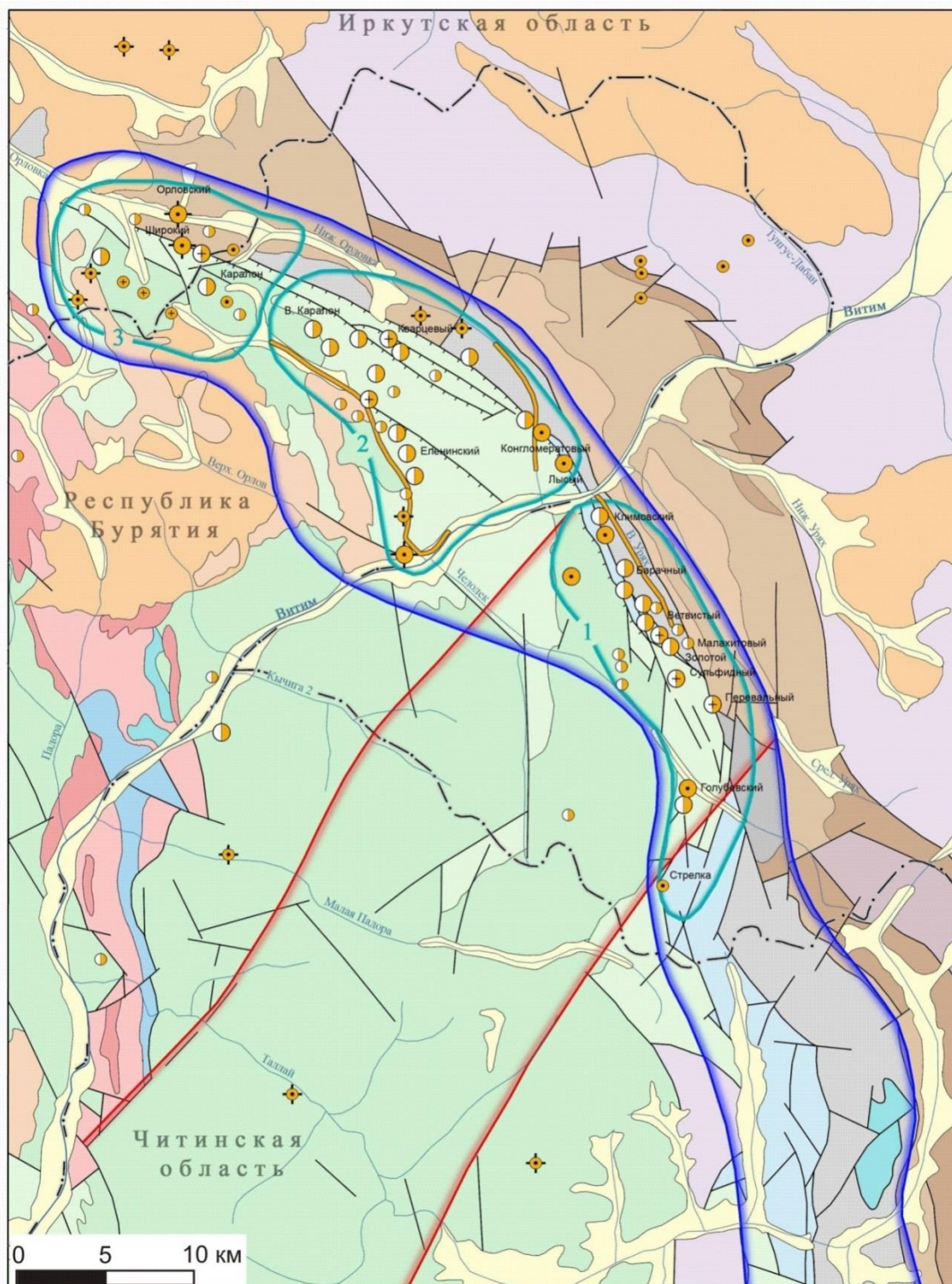
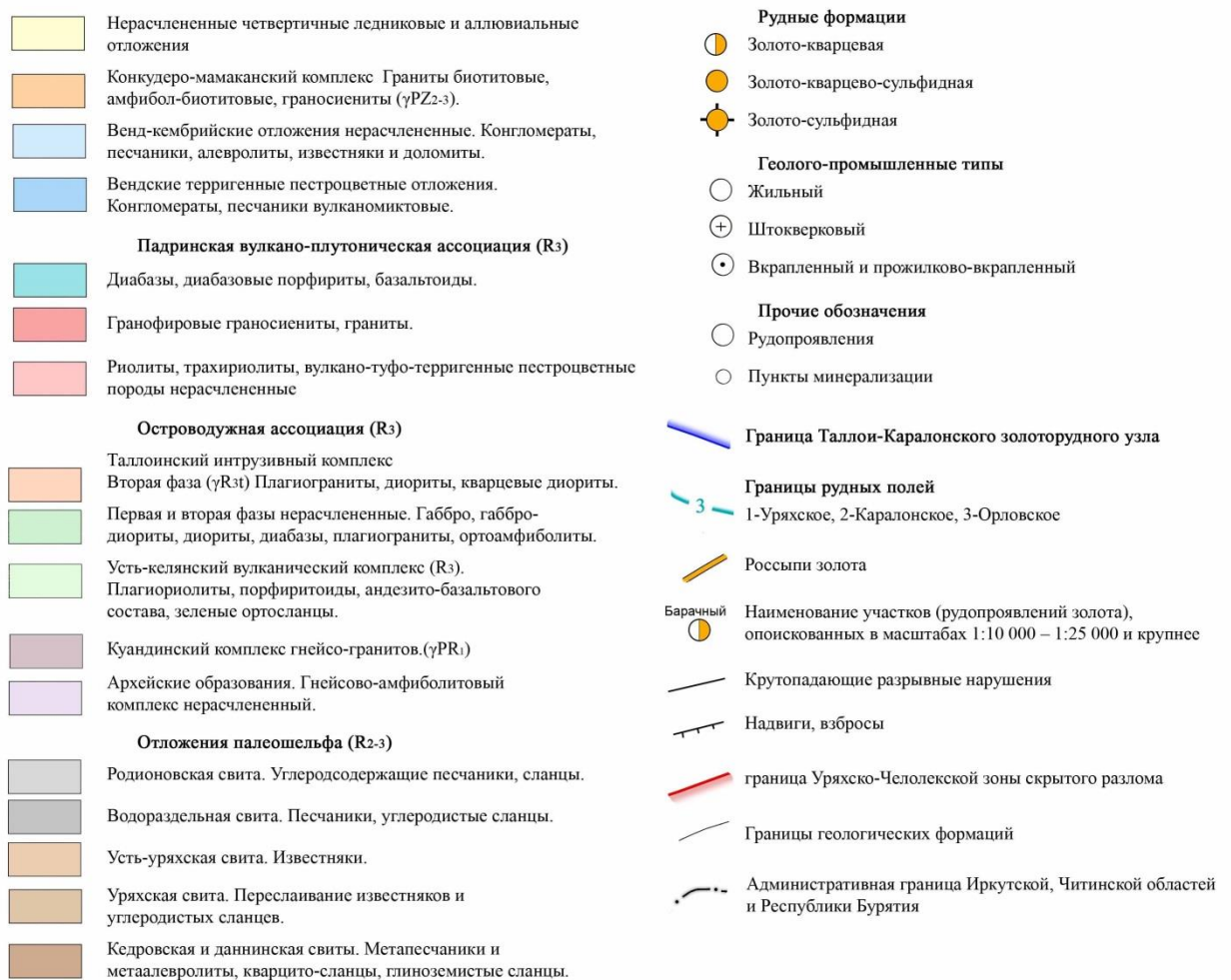


Рис. 2. Геологическая карта Таллай-Каралонского рудного узла



## Условные обозначения к рис.2.

Уряхское рудное поле приурочено к участкам изгиба и ветвления Сюльбанского разлома, на которых он пересекается тектоническими нарушениями поперечного и диагонального направлений.

Уряхское рудное поле сложено тремя протерозойскими толщами (вулканогенной киянской, черносланцевой водораздельной и известняковой усть-уряхской), разделенными субпараллельными крутопадающими на запад глубинными разломами. Вулканиды киянской толщи прорваны небольшими уплощенными ориентированными согласно простиранию толщ и разломов телами габбро и плагногранитами позднерифейского муйского габброгранитного комплекса. В рудном поле известны также небольшие тела гранитов в сопровождении даек кислых пород, объединяемых в вендский падоринский гранитоидный комплекс, и дорудные, внутрирудные дайки основного состава. [5]



### **Килианская толща( $PR_{1kl}$ ) , муйская серия, нижний протерозой.**

Килианская толща обладает нижнепротерозойским возрастом и представлена метаэффузивами основного, среднего и кислого составов (диабазовые, андезитовые, андезит-дацитовые, метапорфиры и их туфы). К килианской толще на рассматриваемой территории относятся образования эффузивно-пирокластического происхождения преимущественно дацит-андезитового состава, измененные до субфации зелёных сланцев. Непосредственно на Уряхской площади эти образования занимают всю центральную и западную части (рис.3). На востоке они контактируют через Сюльбанский региональный разлом с осадочно-метаморфическими образованиями патомской серии верхнего протерозоя. Для килианской толщи характерны слоистость и метаморфическая полосчатость, широко развита сланцеватость, генетически связанная с зоной Сюльбанского разлома. Килианская свита прорвана небольшими уплощенными телами габбро и плагиогранитов позднерифейского муйского габбро-гранитного комплекса. Образования килианской толщи вмещают золотое оруденение кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типа

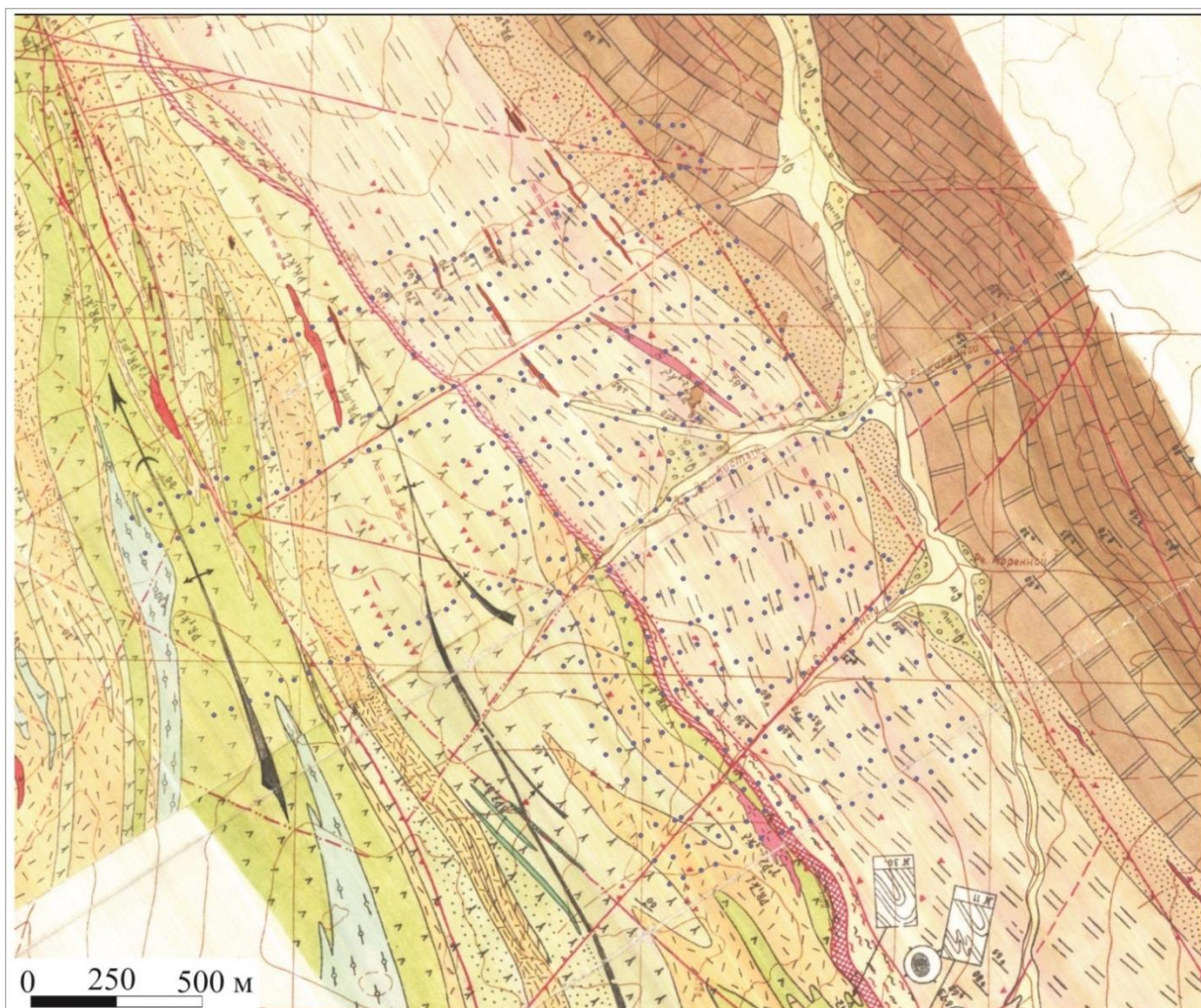
**Верхний протерозой ( $PR_3$ ), (патомская серия, делюн-уранская подсерия)** в пределах Уряхского рудного поля объединяет мощную толщу терригенно-карбонатных образований, разделенную на усть-уряхскую и водораздельную свиты.

**Усть-уряхская свита ( $PR_{3uur}$ )** расположена по левому и правому бортам р. Верхний Урях и разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита ( $PR_{3uur1}$ ) представлена кристаллическими известняками, чередующимися со слоями мусковит-углистых-карбонатно-кварцевых сланцев. Верхняя подсвита ( $PR_{3uur2}$ ) представлена темно-серыми и черными филлитовыми сланцами, тонко переслаивающимися с мраморизованными известняками от черного до серого цветов.
















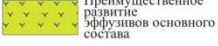



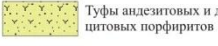






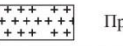

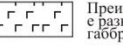

**Водораздельная свита ( $PR_{3vd}$ )** прослеживается вдоль Сюльбанского разлома через всю территорию рудного поля и делится на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя ( $PR_{3vd1}$ ) и верхняя ( $PR_{3vd3}$ ) подсвиты представлены кварцитовидными, слюдисто-полевошпатово-кварцевыми и известняково-кварцевыми песчаниками серого, зеленовато-серого цвета в переслаивании с биотит-кварцевыми, кварц-мусковитовыми, двуслюдисто-кварцевыми сланцами серого и темно-серого цвета. Средняя ( $PR_{3vd2}$ ) подсвита представлена переслаиванием черных углеродистых сланцев с метапесчаниками и мраморизованными известняками. Породы этой подсвиты на всем своём

распространении примыкают к шву Сюльбанского разлома (за исключением района гольца Минеральный, где с разломом граничат кварцевые отложения верхней подсвиты водораздельной свиты). Они подвержены окварцеванию, сульфидизации и благоприятны для локализации масштабного золотого оруденения прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа.



**Рис. 3. Структурно-геологическая схема участка работ в Уряхском рудном поле (В.В. Корж и др., 1976 г.)**

Четвертичная система	 Современные аллювиальные отложения. Пески, галечники, валуны.	 Пески, галечники, валуны	
	 Верхнечетвертичные-среднечетвертичные отложения. Суглинки, пески, галечники, валуны.	 Суглинки, пески, галечники, валуны	
Верхний протерозой	Водораздельная свита	 Верхняя подсвита: песчаники кварцевые, слюдяно-кварцевые, слюдяно-полевошпатово-кварцевые мелко и среднезернистые светло-серые, зеленовато-серые, серые в ритмичном переслаивании с алевросланцами и сланцами слюдяно-кварцевыми, известково-слюдяно-кварцевыми серыми, темно-серыми; реже известняки серые, доломиты известковистые.	 Песчаники с прослоями алевросланцев, сланцев и известняков
		 Средняя подсвита: сладные, углисто-кварцевые, слюдяно-кварцевые, известковистые, известково-мусковит-кварцевые черные и темно-серые в тонком флишoidalном переслаивании с известняками пелитоморфными черными, тем но-серыми. Реже песчаники слюдяно- и известково-кварцевые, известняки песчаные, микросланцы слюдяные.	 Сланцы с прослоями известняков и реже песчаников
		 Нижняя подсвита: песчаники кварцевые, известково-кварцевые, известково-полевошпатово-кварцевые, реже кварцитовидные серые, темно-серые в ритмичном переслаивании со сланцами биотит-кварцевыми, кварц-мусковитовыми, слюдяно-известково-кварцевыми, углисто-известково-кварцевыми серыми и темно-серыми.	 Песчаники с прослоями сланцев
	Патомская серия, делюн-уранская подсерия Усть-уражская свита	 Верхняя подсвита: известняки мелкокристаллические афонитовые черные в тонком флишoidalном переслаивании со сланцами углисто-слюдяно-известково-кварцевыми, углисто-кварцевыми, слюдяно-углисто-кварцевыми черными. Слои доломитов серых тонкозернистых.	 Известняки в тесном переслаивании с углистыми сланцами
		 Нижняя подсвита: известняки средние и мелкокристаллические полосчатые иногда песчаные, пакеты слоев тонкого флиша известняков пелитоморфных черных и углисто-кварцевых, углисто-кварц-мусковитовых сланцев.	 Известняки с прослоями сланцев
		 Килинская толща: сложное чередование метаэффузивов основного, среднего, кислого составов и их туфов. Единичные прослои парасланцев,	 Преимущественное развитие эффузивов основного состава  Туфы дацит-липаритовых и липаритовых порфиров  Преимущественное развитие эффузивов среднего  Тонкозернистые пелитовые туфы в чередовании с флишoidalными эффузивами кислого состава  Туфы андезитовых и дацитовых порфиров  Парасланцы туфогенного материала  Преимущественное развитие эффузивов кислого  Известковистые доломиты в переслаивании с парасланцами и туфами
Палеозойские интрузии	 Качойский интрузивный комплекс. Малые тела, дайки гранитов,		
	 Биромьинский интрузивный комплекс. Дайки диабазов, диабазовых порфиров, диоритовых порфиров.		
Нижне-протерозойские интрузии	 II фаза. Плаггиограниты, граниты, grano-диориты.	 Преимущественное развитие гранитоидов	
	 I фаза. Габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-диабазы, габбро-диориты.	 Преимущественное развитие габброидов  Ортогнейсы в зоне контакта массива габброидов	

Элементы структуры рудного поля:

 Разрывные нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б).	 Кварц-карбонатные сульфидизированные гидротермально-метасоматические породы главной минерализованной зоны.	 Точки АМТЗ
 Зоны тонкопрожилкового окварцевания с сульфидной минерализацией: линейные (а), штокверкового типа (б).	 Зоны интенсивного рассланцевания	

### Условные обозначения к рис.3.

Интрузивные образования в районе работ представлены двухфазным таллаинским комплексом верхнего рифея и дайками основного и кислого состава средне-верхне-палеозойского возраста.

Первая фаза таллаинского комплекса (интрузии основного состава) в пределах рудного поля представлена отдельными линзообразными телами, не имеющими

площадного развития, и сложена амфиболитами, ортоамфиболитами, амфиболитовыми ортосланцами.

Вторая фаза включает породы гранитного и плагиогранитного ряда, развитые в форме согласных с вмещающими породами пластовых тел в толще вулканитов.

Изверженные породы, находящиеся в зоне влияния Сюльбанского разлома, повсеместно милонитизированы и катаклазированы.

Контакты изверженных пород с вмещающими породами резкие, отчетливо рвущие. Зоны эндоконтактов характеризуются широким и повсеместным развитием послонных мигматитов. В зоне влияния Сюльбанского разлома дайкообразные тела изверженных пород березитизированы, повсеместно разбиты сетью трещин отрыва, которые вмещают золотоносные кварцевые прожилки ступенчатого типа. Широкое развитие золотоносных кварцевых прожилков в гранитных телах косвенно подчеркивается площадным ореолом развития обломочного золотоносного кварца в центре рудного поля.

К дайковым образованиям на площади рудного поля относятся тела диабазов и гранит-порфиров. Дайка гранит-порфиров качойского интрузивного комплекса верхнего палеозоя встречена в единственном случае в бассейне руч. Ветвистого. Дайка залегает в известково-сланцевой водораздельной свите согласно общему расланцеванию пород и имеет крутое падение.

В пределах Уряхского рудного поля, особенно в центральной его части, широко распространены гидротермально-измененные породы. Они приурочены к шовной части Сюльбанского разлома и простираются вдоль него в полосе шириной 0.5-1.0 км. Широкое развитие получили процессы серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, пиритизации, окварцевания, приведшие к образованию гидротермально-метасоматических пород березит-лиственитовой формации: лиственитов, березитов. Зоны гидротермально-измененных пород лиственит-березитовой формации приурочены к участкам расланцевания и милонитизации.

На рудном поле выделяются три последовательные стадии тектонической деятельности, отображающие формирование зоны смятия (от древних к более молодым):

- образования регионального Сюльбанского разлома (дорудная тектоника)
- образования Уряхско-Челолекской зоны дислокации (рудная тектоника)
- общее расланцевание (послерудная тектоника)

*Дорудная тектоника* связана с образованием зоны Сюльбанского разлома, простирающейся с севера на юг через всю площадь. Сюльбанский разлом большинством исследователей характеризуется, как взброс с праводвиговой составляющей, местами переходящий в надвиг. Висячий бок Сюльбанского разлома слагают вулканогенные породы усть-келянской толщи, залегающие моноклинально и надвинутые на осадочно-метаморфические терригенные и терригенно-карбонатные породы патомской серии, в составе которой присутствуют флишеидные черносланцевые толщи (водораздельная и усть-уряхская свиты).

На всем протяжении Сюльбанский разлом имеет сложное внутреннее структурно-морфологическое строение и сопровождается зонами трещин сколового типа. Эти трещины примыкают к осевой части разлома под острым углом и определены как чешуйчатые микровзбросы, по плоскости которых наблюдаются зеркала и борозды скольжения.

*Рудная тектоника* связана с системой дислокаций, имеющих диагонально-секущее положение по отношению к зоне Сюльбанского разлома. Она представлена крутопадающей системой трещин западно-северо-западного простирания и ей дано условное название Уряско-Челолекской зоны повышенной трещиноватости и рассланцевания (зоны дислокаций). Ширина этой зоны трещиноватости достигает нескольких км.

Тектонические подвижки поперечного плана привели к раскрытию трещин не только секущего ЗСЗ направления, но и меридионального, связанного с системой нарушений Сюльбанского разлома.

Выполнение различных систем трещин и полостей отслоения в замках мелких складок рудоносным кварцем предопределило основные морфологические типы рудных тел - систему единичных, мощных и протяженных жил и зон штокверкового окварцевания.

В пластовых телах гранитов возникает сеть кварцевых прожилков ступенчатого типа.

Рассматриваемый тип тектонической деятельности характеризуется поступлением порций кварца в виде маломощных прожилков и, несколько позднее, основной порции рудоносных золотосодержащих растворов. Данная стадия тектонической активности

связана с рудным (продуктивным) этапом, который закончился внедрением даек диабазов северо-западного плана.

*Послерудная тектоника* характеризуется развитием зон трещиноватости и рассланцевания по ранее заложенным пологим системам нарушений. Серии таких систем нарушений образуют зоны рассланцевания, ориентированные в северо-западном направлении.

Основные структурно-метасоматические преобразования в зоне разлома произошли в первую (дорудную) стадию; она отличается высокой и весьма неравномерной тектонической активностью, в период которой вулканогенные и осадочные образования претерпели основную структурно-текстурную перестройку, охватывающую широкое пространство.

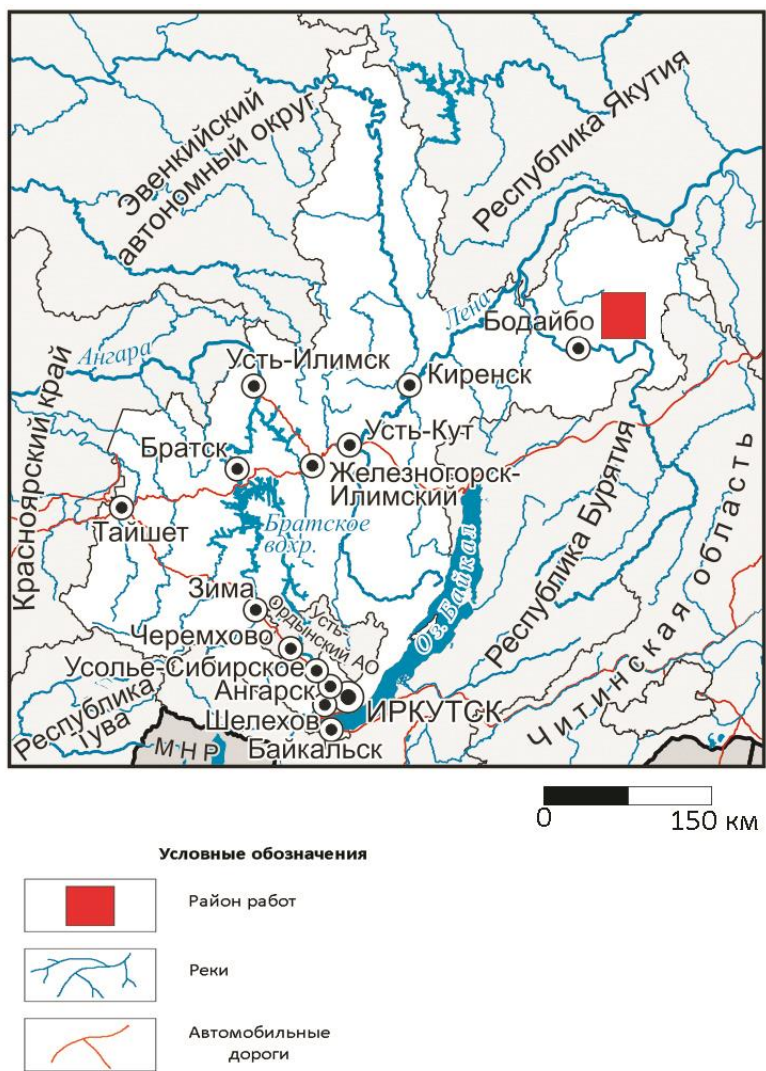
Далее, после некоторой стабилизации, отмечается тектоническая активность зоны разлома с изменением геохимии поступающих гидротермальных растворов (вторая - рудная стадия). Масштабы проявления этой стадии более ограничены и наблюдаются в виде локальных участков. Условия формирования минерального (кварц-полисульфидного с золотом) комплекса характеризуются среднетемпературным диапазоном при резких сменах давлений, как результат резких всплесков и спадов внутростадийной тектонической активности.

Дальнейшая (пострудная) тектоническая жизнь зоны разлома проявляется на локальных участках в виде зон рассланцевания и повышенной трещиноватости северо-западного направления.

В пределах Уряхского рудного поля выявлены два геолого-промышленных типа руд: кварцевые жилы и штокверки, и три морфологических типа руд: золотоносные кварцевые жилы, штокверки в березитизированных гранитах. Существуют также перспективы выявления прожилково-вкрапленных руд Сухоложского черносланцевого типа в углеродистых сланцах средней подсвиты водораздельной свиты.

### *1.2. Сухоложское рудное поле*

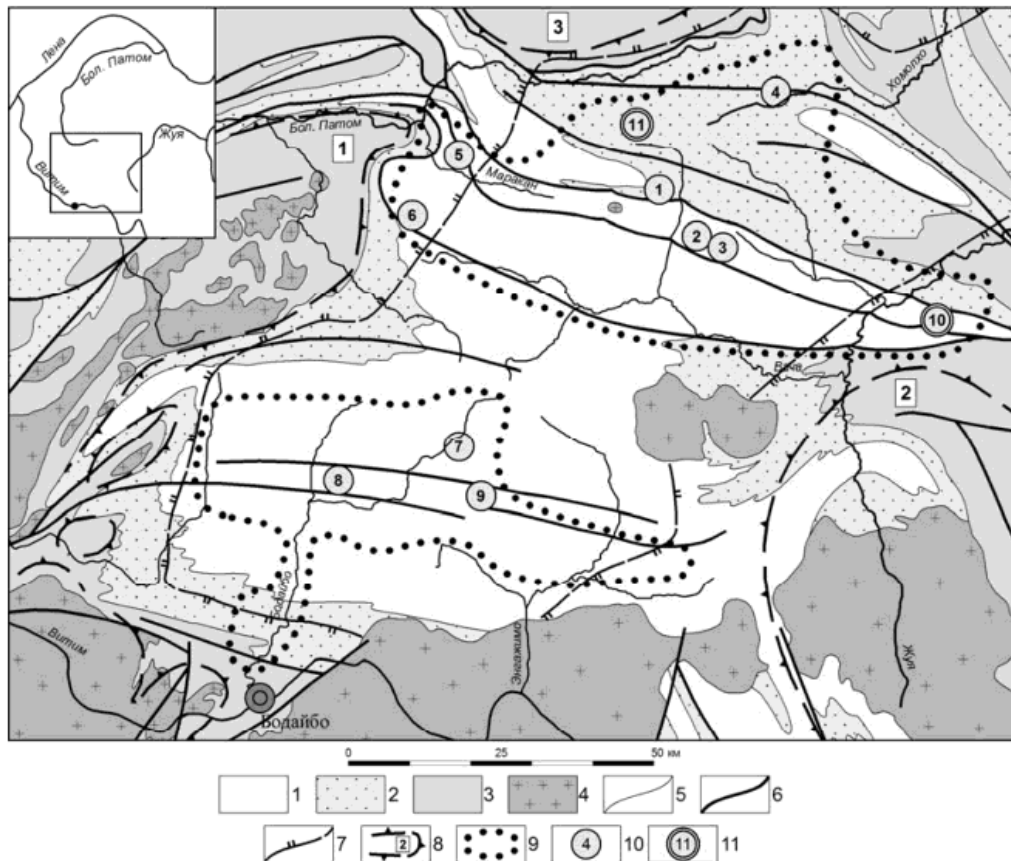
Участок работ методом АМТ зондирования находится в Бодайбинском районе в пределах Витимо-Патомского нагорья в северо-восточной части Иркутской области. На севере и на северо-востоке граничит с республикой Якутия, на юге и юго-востоке с республикой Бурятия и Читинской областью.



**Рис. 4.** Обзорная карта района работ (Сухоложское рудное поле)

Бодайбинский рудный район входит в состав Байкало-Патомской золоторудной провинции, и сложен рифейско-вендскими карбонатно-теригенными отложениями, прорванными магматическими породами конкудеро-мамаканского комплекса.

Схемы геологического строения показаны на рисунках 5 и 6.



**Рис. 5. Схематическая геологическая карта Бодайбинского рудного района [2]**

1-3-рифейско-вендские отложения: 1 – венд, бодайбинская серия (аунакитская, вачская, анангская, догалдынская и илигирская свиты), 2 – средний-верхний рифей, ныгринская серия (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей, баллагаханская серия (хорлухтаханская, хайвергинская, бугорихтинская и бодайбинская свиты); 4 – верхнепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса; 5 – геологические границы; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – изограда купольных структур (1 – Мамской группы, 2 – Верхне-Жуинской, 3 – Верхне-Хайвергинской); 9 – основные золотороссыпные районы; 10 – золоторудные месторождения (1 – Сухоложское, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Высочайшее, 5 – Ожерелье, 6 – Ыканское, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское); 11 – потенциальные золоторудные месторождения (рудные зоны с промышленными параметрами: 10 – в Светловском и 11 – в Верхне-Угаханском рудных полях)

К средне-верхнерифейским отложениям относятся породы ныгринской серии, включающей в себя среднерифейские бужуихтинскую и угаханскую свиты и верхнерифейские хомолхинскую и имняхскую. Данные отложения сложены существенно терригенными (сланцы, песчаники) углеродистыми и терригенно-карбонатными (известняки, сланцы, песчаники) литолого-стратиграфическими подразделениями. Углеродистые песчано-сланцевые отложения хомолхинской свиты являются рудовмещающими на месторождениях Сухой Лог, Западное, Центральное.



Отложения верхнего рифея и венда слагают собой бодайбинскую серию, включающую в себя ауникитскую, вачскую, анагарскую, догалдынскую и илигирскую свиты. Это преимущественно песчано–сланцевый в различной степени углеродистый комплекс стратиграфических подразделений. В отложения аунакитской свиты локализованы золоторудные месторождения Верный, Первенец, Невское.

Глубина залегания поверхности фундамента составляет 8-10 км. [3]

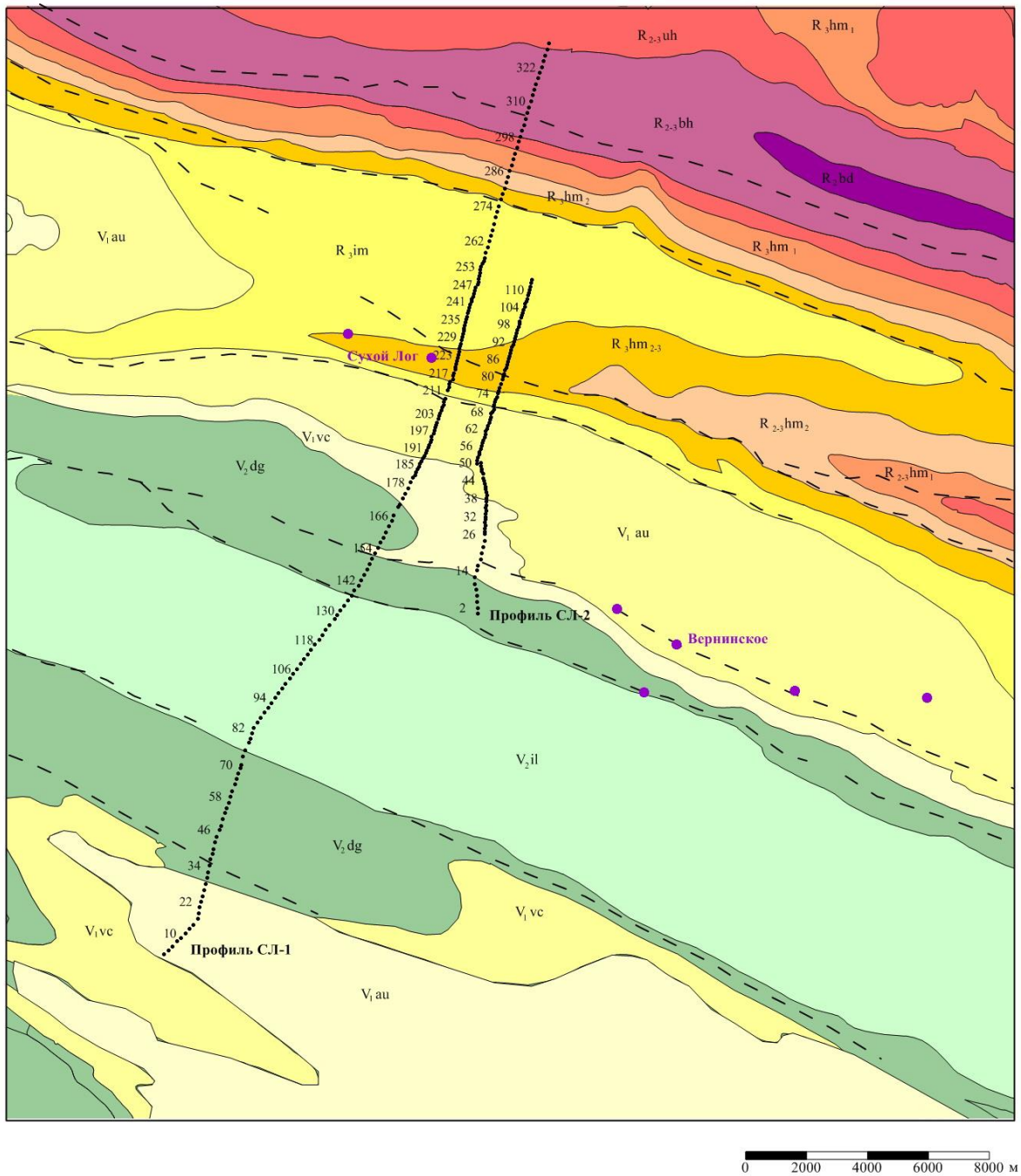


Рис. 6. Схема геологического строения участка работ в Сухоложском рудном поле.

<i>Рифей</i>									
<b>R<sub>3</sub>bd</b>	Бодайбинская свита известняки; иногда углеродистые; переслаивающиеся с метапесчаниками.	<b>R<sub>3</sub>im</b>	Имнянская свита сланцы серицит-известково-кварцевые; мергели пестроцветные известняки.						
<b>R<sub>2-3</sub>bg</b>	Бужуйтинская свита песчаники; алевролиты; конгломераты полимиктовые; иногда валуны; прослои алевролитов; известняков; доломитов	<i>Венд</i>							
<b>R<sub>2-3</sub>uh</b>	Угаканская свита известняки углеродистые; известняки песчанитые; брекчии известковитые; сланцы углеродисто-кварц-серицитовые. в зонах повышенного метаморфизма - кальцифиры; гнейсы скаполит-биотитовые.	<b>V<sub>1</sub>au</b>	Аунакитская свита метапесчаники кварцевые с серицитом; иногда известковитые алевролиты; филлиты высокоуглеродистые. в зонах повышенного метаморфизма - кварциты; сланцы двуслюдяные; гранат-двуслюдяные; графититые.						
<b>R<sub>3</sub>hm<sub>1</sub></b>	Хомолхинская свита (нижняя подсвита) сланцы филлитовидные; углеродистые; темно-серые и черные; филлиты; алевролиты; песчаники известковитые; пестроцветные; редко известняки; доломиты;	<b>V<sub>1</sub>vc</b>	Вачская свита метаалевролиты; сланцы алевроитовые; филлиты; метапесчаники высокоуглеродистые. при повышении метаморфизма - сланцы мусковит-кварцевые; кварциты; филлиты высокографититые.						
<b>R<sub>3</sub>hm<sub>2</sub></b>	Хомолхинская свита (средняя подсвита) метапесчаники кварцевые; метаалевролиты углеродистые; редко песчаники известковитые	<b>V<sub>2</sub>dg</b>	Догальднская свита метапесчаники полевошпатово-кварцевые; кварцевые и полимиктовые; иногда известковитые; метаалевролиты и алевроитовые сланцы углеродистые;						
<b>R<sub>3</sub>hm<sub>2-3</sub></b>	Хомолхинская свита (верхняя и средняя подсвита) сланцы филлитовидные; филлиты углеродистые; темно-серые и черные; алевролиты и песчаники; иногда известняки; доломиты; мергели	<b>V<sub>2</sub>il</b>	Илигирская свита метапесчаники; полевошпатово-кварцевые; известковитые сланцы известковитые; алевролиты; углеродистые метаалевролиты; микрофиллиты;						
<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="border: 1px solid black; width: 50px; height: 20px; text-align: center; vertical-align: middle;">●</td> <td>Крупные месторождения золота</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; width: 50px; height: 20px; text-align: center; vertical-align: middle;">— — —</td> <td>Разрывные нарушения</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; width: 50px; height: 20px; text-align: center; vertical-align: middle;">• 23</td> <td>Точки АМТ зондирования и их номера</td> </tr> </table>				●	Крупные месторождения золота	— — —	Разрывные нарушения	• 23	Точки АМТ зондирования и их номера
●	Крупные месторождения золота								
— — —	Разрывные нарушения								
• 23	Точки АМТ зондирования и их номера								

### Условные обозначения к рис. 6.

Для региона характерны разрывные структуры различной морфологии, сформировавшиеся в течение длительного времени.

Разломы фундамента скрыт осадочным чехлом и предполагаются по ряду прямых и косвенных признаков: уступам поверхности фундамента по материалам точечного сейсмического зондирования, продольным и поперечным перегибам зеркала складчатости в рифейского-палеозойских отложениях, аномалиям и градиентным зонам в региональных магнитных и гравиметрических полях, пояса даек, градиентным зонам регионального метаморфизма, зонам резкой смены фациального состава отложений и т.д. Разломам фундамента принадлежит значительная роль в процессах осадконакопления, складчатости, метаморфизма и гранитообразования. Они являлись основными путями миграции рудообразующих флюидов и часто являются рудоконтролирующими. [3]

К поверхностным разломам относятся разрывы, непосредственно выявляемые по всему комплексу признаков в пределах образований фундамента и складчатого чехла, имеющих относительно небольшие размеры, мощность зоны измененных пород, амплитуду перемещений, геологическую значимость.

Основными для изучаемой области являются ранне-среднепалеозойские разломы, связанные с линейным складкообразованием. Продольные вязкие разломы относятся к соскладчатым. Остальные разломы этого возраста - позднескладчатые и постскладчатые-

образовались на заключительных стадиях складкообразования после прекращения процесса пластической деформации, но при той же ориентировке оси максимального сжатия. Так же складчатые структуры усложнены за счет дизъюнктивных дислокаций, к которым относятся позднекладчатые взбросы, надвиги и сбросы отставания, позднекладчатые и посткладчатые сдвиги. [3]

В пределах Бодайбинского рудного района рудопроявления свинца и цинка, железа, олова, вольфрама, молибдена, меди и никеля, магнетита, редких и редкоземельных элементов. Основными полезными ископаемыми являются коренное и россыпное золото. Основные промышленные типы золоторудных месторождений представлены кварцево-жильными зонами и кварцевыми жилами золото-кварцевой формации и пластообразными залежами кварцево-сульфидных прожилково-вкрапленных руд золото-кварц-сульфидной формации.

Формирование золотого оруденения Бодайбинского района происходило в течение длительного времени и включало в себя 4 этапа, завершившиеся внедрением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. [3]

Первый этап или седиментационная стадия заключается в обогащении углеродистых глинистых толщ (хомолхинская, аунакитская др) золотом в осадочном процессе, а так же молибденом и бором.

Вторым этапом является формирование рудоконтролирующих зон рассланцевания. Основные рудоконтролирующие разломные структуры, определяющие в дальнейшем возможность золотого рудообращения, сформировались на заключительных этапах линейного складкообразования рифейско-вендских отложений. Они представляют собой субогласные простиранию пород зоны рассланцевания с проявлением интенсивных метасоматических процессов – сульфидизации (пирит + пирротин) и железо-магнезиального карбонатного метасоматоза (бурошпатизации). Именно эти сульфиды и бурый шпат отличаются повышенным содержанием тонкодисперсного золота. Бурошпатизация протекает, согласно Ф.А. Летникову, в С-флюидных системах, имеющих астеносферный источник. Флюиды этих систем мигрируют в земную кору по глубинным разломам и контролируют образование месторождений золота. В процессе же миграции флюидов в разломных зонах могло происходить их дополнительное обогащение золотом за счет его выноса из металлоносных высокоуглеродистых пород. Процесс формирования золотоносных зон бурошпатизации является рудноподготовительным и месторождения

рудного золота образуются в их пределах при переработке золотоносных пород последующими процессами.

Третий этап (метаформогенное преобразование золотоносных пород). Завершение линейной складчатости сопровождалось гранитизацией и регионально-метаморфическими преобразованиями пород. При региональном метаморфизме бурошпат-содержащих пород на изограде биотита происходят метаморфические изменения бурых шпатов и пирита, в ходе которых субмикроскопическое или связанное золото укрупнялось и выделилось в свободном, самородном химически устойчивом виде. В зонах низкого регионального метаморфизма, к каким относится большая часть Бодайбинского района, значительной миграции золота не было, а его перераспределение происходило в условиях активизации разломных зон расланцевания.

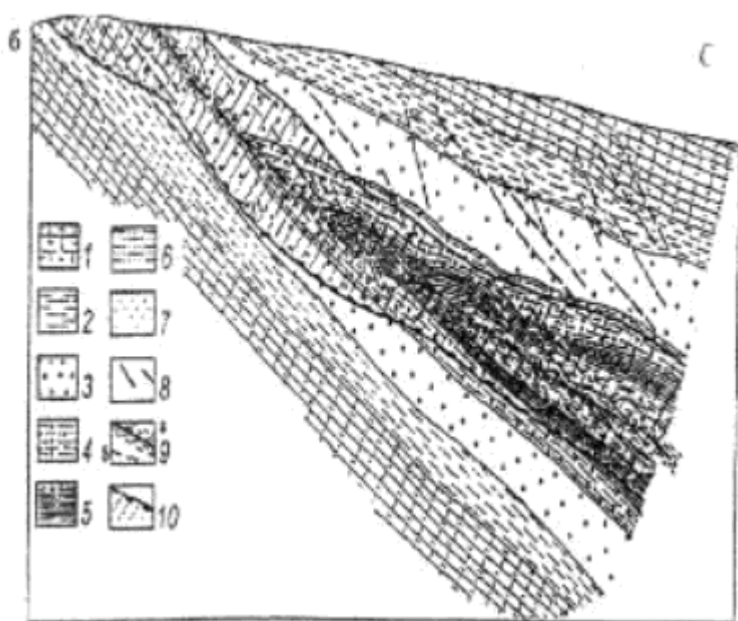
На последнем, четвертом этапе, происходит окончательное формирование месторождений золота. Послеметаморфический возраст золоторудных месторождений устанавливается в западной части Маракано-Тунгусского узла (месторождения Ыканское и Ожерелье). Рудные тела этих месторождений располагаются среди пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Они локализованы в зонах диафтореза с ярко проявленными серицитизацией, мусковитизацией, с развитием новообразованного пирита и сидерита. Наиболее отчетливо рудоносные процессы наблюдаются в узлах пересечения зон расланцевания и зон секущих разломов. В этот этап гидротермально-метасоматические преобразования проявились в надинтрузивных зонах в субмеридиональных разломах и сформированных при линейной складчатости продольных рудоконтролирующих зонах расланцевания при их активизации.

Формирование золоторудных месторождений происходило в пределах синскладчатых рудоконтролирующих структур при наложении на них низкотемпературных процессов сингранитного этапа, наиболее интенсивно проявленных в секущих тектонических зонах на периферии надинтрузивных зон. Часть золота поступала в породы вместе с сингранитными флюидами, а основная его масса заимствовалась из вмещающих обогащенных золотом пород в пределах рудоконтролирующих структур при их гидротермально-метасоматической переработке и тектонической активизации.

В качестве **эталонного месторождения** в Бодайбинском рудном районе выявлено месторождение рудного золота Сухой Лог.

**Месторождение Сухой Лог** располагается в междуречье Ныгри и Угахана, где локализовано в породах хомолхинской свиты, слагающих ядерную часть и крылья Сухоложской антиклинали. Месторождение разведано поверхностными (канавы, траншеи) и подземными (штольни) горными выработками, скважинами колонкового бурения.

Сухоложская антиклиналь (рис.7) - это линейно-вытянутая, сильно сжатая асимметричная складка, запрокинута на юг. Приосевая часть антиклинали осложнена тектонической зоной смятия (рассланцевания или «вязкого» разлома), характеризующейся определенным парагенезисом малых структурных форм: мелкой складчатостью, будинаж-структурами, кливажом, тектонической трещиноватостью. В структурном отношении часть антиклинали, где локализована рудная залежь, является наиболее сложной. Складка здесь сильно сжатая, размах крыльев, определяемый по контакту имняхской и хомолхинской свит, на горизонте 850 м составляет 1,2 км. Асимметрия ее крыльев выражена отчетливо. Южное подвернутое крыло антиклинали простирается по аз.  $290^{\circ}$  с падением на север под углом  $30-32^{\circ}$ . Простираение северного крыла, осложненного зоной смятия в близсводовой части антиклинали, от  $260$  до  $270^{\circ}$ , падение пологое ( $13-15^{\circ}$ ). На северном фланге участка простираение его более выдержано (аз.  $283^{\circ}$ ), а угол падения становится круче -  $25-28^{\circ}$ . Осевая поверхность антиклинальной складки испытывает изгиб в плане, угол падения колеблется от  $20$  до  $25^{\circ}$ , шарнир складки имеет почти горизонтальное залегание, но на отдельных коротких интервалах погружается под более крутыми ( $9-13^{\circ}$ ) углами.



1- имняхинская свита, нижняя подсвита (сланцы, алевролиты, известково-глинистые песчаники, прослой углистых сланцев); 2-6 пачки верхней подсвиты хомолхинской свиты: 2- пятая (алевролитистые и филлитовидные сланцы), 3- четвертая (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 4- третья (алевролитистые сланцы с прослоями известковых песчаников и алевролитов), 5- вторая (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 6- первая (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7- средняя подсвита хомолхинской свиты (кварцевидные

песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 8- кварцевые жилы; 9- вязкие разломы, зоны повышенного кливажирования (а) и секущие разрывные нарушения (б); 10- рудная зона

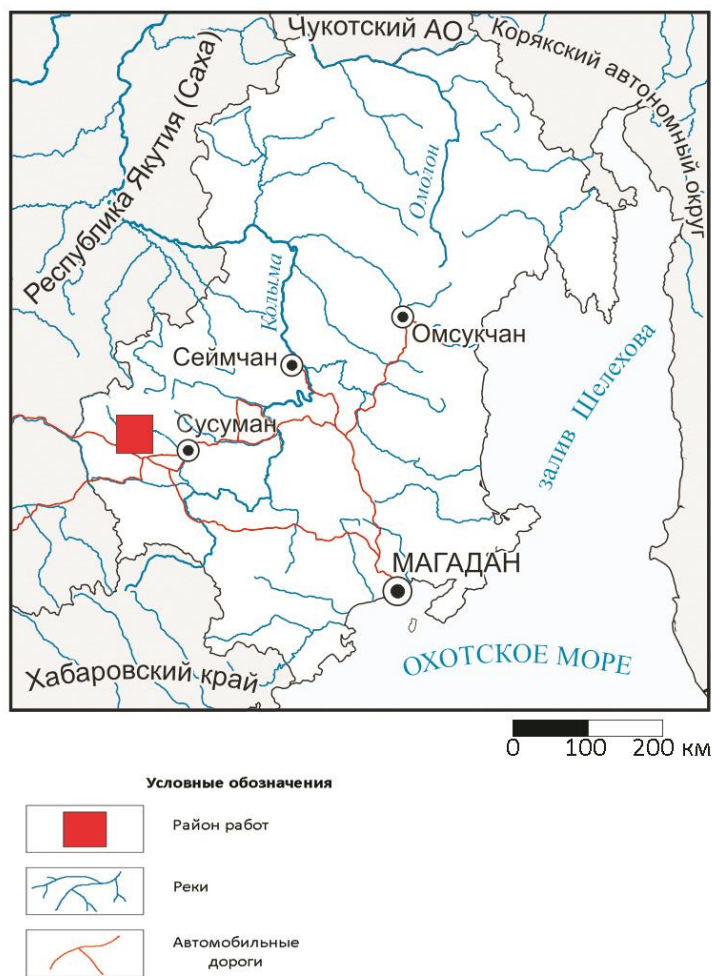
**Рис. 7. Геологический разрез Сухоложской антиклинали (по С.Г. Антонову, В.П. Черепанову; М.М. Константинову (2000))**

В пределах месторождения установлено три основных типа наложенной минерализации: карбонатная, сульфидная и кварцево-жильная.

В центральной части полого лежащей антиклинали установлено рудное тело промышленной значимости. Рудное тело простирается вдоль осевой плоскости антиклинали на 3 км, а по падению оно прослежено на 1100 м в восточной части и на 1500 м в западной. Мощность его изменяется от 15 м на флангах до 140 м в центре. Раздувы мощности рудного тела и более высокие содержания золота приурочены к пологим участкам волнообразно изогнутой по падению осевой плоскости антиклинали и перегибам шарнира интенсивно рассланцованных пород в центральной её части.

### *1.3. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле*

Участок работ методом АМТ зондирования находится в пределах Верхне-Колымского нагорья в западной части Магаданской области. На западе граничит с республикой Якутия, на севере с Хабаровским краем.



**Рис. 8. Обзорная карта района работ (Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле)**

В геологическом строении района принимают отложения поздней перми, раннего, среднего и позднего триаса, ранней юры и четвертичные отложения.

Четвертичные отложения широко распространены, они покрывают всю площадь изучаемой территории. По генетическим типам среди них выделяются: элювиальные, делювиальные и аллювиальные отложения. На геологической карте элювиальные и делювиальные образования не показаны, так как они имеют незначительную мощность и подстилающие их коренные породы часто выходят на поверхность. Значительно большую мощность имеют аллювиальные отложения, из-под которых не вскрываются более древние коренные породы.

Отложения верхнего отдела пермской системы занимают большую часть территории и представлены тремя свитами: атканской, омчакской и старательской. Они сложены темно-серыми и черными углеродистыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками. Особое место в пермском отделе занимает атканская свита, являющаяся маркирующим горизонтом. Для данной свиты характерная вкрапленность сульфидов,

мелкая рассеянная и гнездовая вкрапленность неокисленного и окисленного пирита. Характерно присутствие туфогенного материала, а также конгломератов и гравелитов. Видимая мощность верхнепермских отложений составляет 800-1000 м.

Нижнетриасовые отложения представлены ухомытской толщей, залегающей согласно на породах верхней перми. Данная толща сложена темно-серыми и черными песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками. В отличие от нижележащих верхнепермских, нижнетриасовые отложения не содержат туфогенных пород (хотя примесь туфогенного материала иногда отмечается), в меньшем количестве в них встречаются включения галек изверженных пород. В целом эти отложения, особенно верхняя часть толщи, более мелкозернисты, чем верхнепермские.

Слоистость встречается правильная, реже косая и прерывисто-линзовидная. Видимая мощность отложений достигает 800 м.

На нижнетриасовой толще залегают средне-верхнетриасовые отложения кадыкчанской свиты. Она сложена темно-серыми, серыми и черными алевролитами, аргиллитами с прослоями серых песчаников и песчаных алевролитов. В аргиллитах наблюдаются многочисленные конкреции пиритового, глинистого, кремне-глинистого, известково-глинистого состава.

Отложения юрской системы прослеживаются в северо-восточной части территории и занимают незначительную площадь. Отложения данного возраста представлены нижнеюрскими породами кадыкчанской свиты и ниже-среднеюрскими породами аренской свиты. Аренская свита сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, кремнистыми аргиллитами, песчаниками, туфосилицитами. Наблюдаются многочисленные мелкие конкреции пирита.

Осадочные породы верхней перми, триаса и юры на территории листа прорваны и контактово-метаморфизованы интрузивными породами, залегающими в форме небольших по площади штоков и даек. Все они находятся на большом удалении от крупных гранитоидных интрузий, располагающихся за пределами описываемой территории и не имеют с ними пространственной связи.

По петрографическому составу здесь выделены диоритовые порфириты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Петрографический состав, форма залегания, пространственное размещение изверженных пород позволяют относить их к позднеюрскому Басугуньинскому гранодиорит-гранитовому интрузивному комплексу.



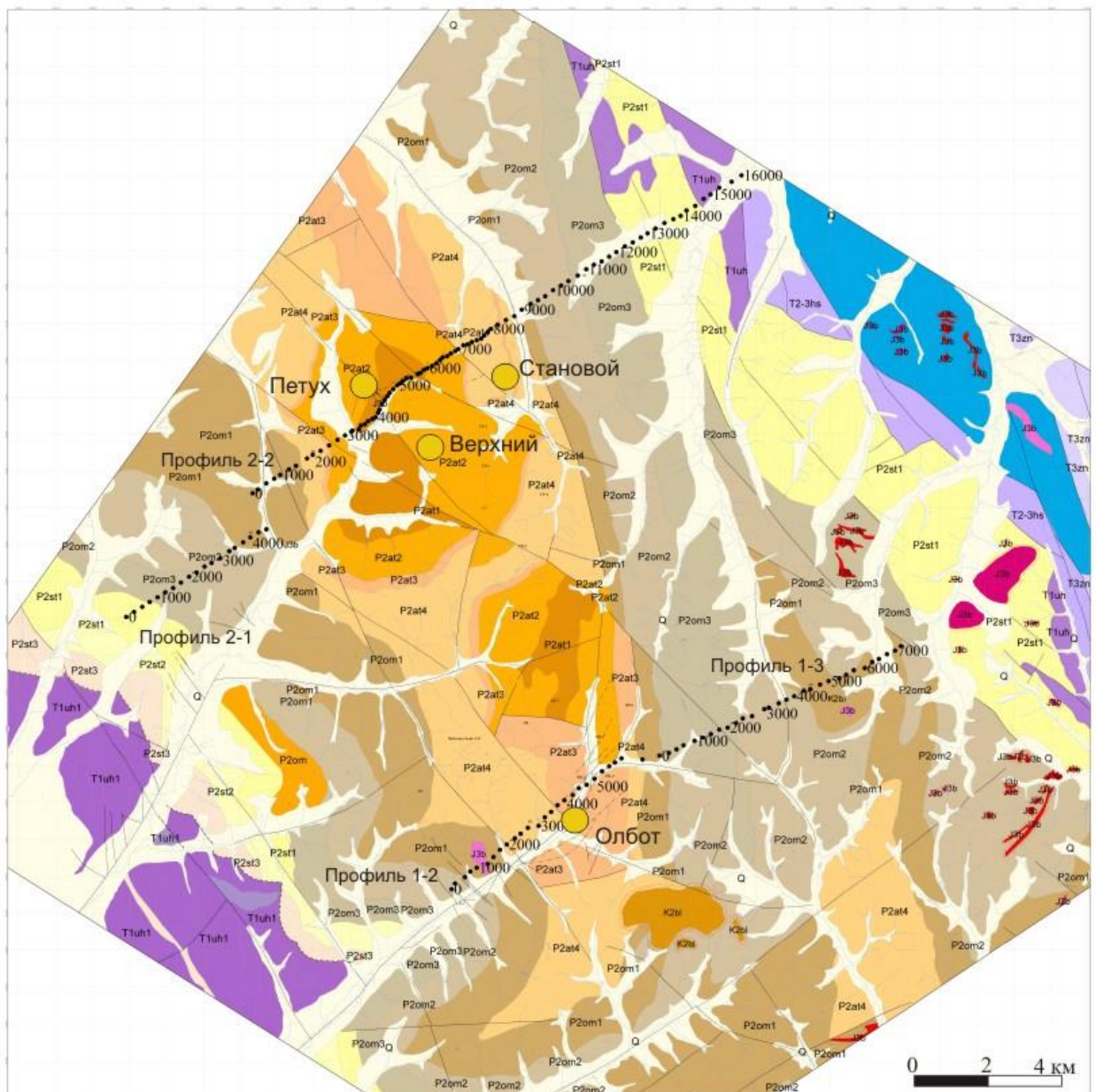


Рис. 9. Схема геологического строения участка работ в Верхне-Олбот-Хатыннахском рудном поле.

### Стратифицированные образования

**Q** - Неоген-четвертичные отложения (без расчленения)  
щебнисто-супесчано-галечно-гравийный аллювий высоких надпойменных террас, торфы, илы, песчано-супесчано-валувно-галечные, щебнистые аллювиальные, делювиальные, коллювиальные отложения террас, долин и пойм

### Ранней юры

**J&ar** - Аренская свита  
пакеты переслаивания аргиллитов, алевролитов, кремнистых аргиллитов, туфосиллитов, песчаников, иногда известковистых, гравелитов. Многочисленные мелкие конкреции пирита

**J&ka&** - Кадыкчанская свита, нижняя подсвита  
аргиллиты темно-серые, переслаивающиеся с туфогенными аргиллитами. Разнозернистые туфопесчаники, песчаники с примесью туфового материала, туфогравелиты и известняки

### Триаса

**T-(hs)** - Кадыкчанская свита, нижняя подсвита  
серые, темно-серые и черные алевролиты, аргиллиты с прослоями серых песчаных алевролитов и песчаников. В аргиллитах многочисленные конкреции пиритового, глинистого, кремнисто-глинистого, известково-глинистого состава

**T&uh'** - Ухымтская толща, верхняя подтолща  
переслаивание аргиллитов и песчаных аргиллитов тонкогоризонтально-слоистых; в породах редкие глинистые и песчано-глинистые конкреции. Аргиллиты черные, горизонтально-слоистые, расланцованные, с глинистыми конкрециями

**T&uh&** - Ухымтская толща, нижняя подтолща  
темно-серые, серые и черные глинистые сланцы, алевролиты, глинистые сланцы алевролиты, внизу неслоистые, вверху - параллельно-слоистые, реже алевролиты, редко песчаники

**T&uh** - Ухымтская толща нерасчлененная  
аргиллиты и алевролиты аргиллиты, алевролиты серые, темно-серые и черные, прослои серых мелкозернистых песчаников, алевролитовых песчаников. По всей толще глинистые, кремнисто-глинистые и известково-глинистые конкреции

### Средней юры

**P'st(** - Старательская свита, верхняя подсвита  
песчано-глинистые, глинистые темно-серые и черные алевролиты, глинистые песчаники, песчано-алевритовые аргиллиты, пятнисто-линзовидно-слоистые, иногда углистые, редко прослои песчаников, линзы олистостром

**P'st'** - Старательская свита, средняя подсвита  
серые, темно-серые до черных глинистые и песчано-глинистые алевролиты, аргиллиты; пакеты тонкогоризонтально-слоистых песчано-алевритовых аргиллитов, иногда массивных песчано-глинистых алевролитов

**P'st&** - Старательская свита, нижняя подсвита  
черные и темно-серые алевролиты и песчаные аргиллиты, песчано-глинистые алевролиты, редко-глинистые песчаники, иногда углистые, изредка - пакеты аргиллитов, олистостромы

**P'om(** - Омчакская свита, верхняя подсвита  
аргиллиты, углеродистые алевролиты; пакеты, слойки, пачки диамиктитов, маломощные слойки алевролитов и песчаников, линзы олистостром; вверху пласты и линзы песчаников

**P'om'** - Омчакская свита, средняя подсвита  
песчаные и алевролиты темно-серые, серые углеродистые аргиллиты, реже алевролиты и песчаники, вверху ритмично-слоистые, прослои диамиктитов, редкие линзы, пласты песчаников, переходящих в гравелиты, прослои мегелей, линзы олистостром

**P'om&** - Омчакская свита, нижняя подсвита  
черные и темно-серые углеродистые алевролиты и песчаные аргиллиты, песчано-глинистые алевролиты, редко-глинистые песчаники, иногда углистые, изредка - пакеты аргиллитов, олистостромы

**P'om** - Омчакская свита нерасчлененная  
черные и темно-серые углеродистые алевролиты, песчаники, часто с примесью туфогенного материала, глинистые алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы конгломератов, гравелитов, мелко- и среднеобломочных диамиктитов, олистостром

**P'at)** - Атканская свита, четвертая подсвита  
черные и темно-серые углеродистые алевролиты, аргиллиты, пелиты, песчаники, олистостромы; мелко- и среднегалечные диамиктиты, прослои гравелистых песчаников, гравелитов; часто мелкая рассеянная и гнездовая вкрапленность неокисленного и окисленного пирита

**P'at(** - Атканская свита, третья подсвита  
тонкослоистые черные и темно-серые углеродистые алевролиты с песчано-гравийной примесью, пелиты, алевролиты, диамиктиты, прослои конгломератов, гравелитов, песчаников; олистостромы; вкрапленность сульфидов

**P'at'** - Атканская свита, вторая подсвита  
черные, темно-серые разнозернистые диамиктиты, прослои и линзы конгломератов, гравелитов, мелко- и среднезернистых песчаников, черные, темно-серые углеродистые алевролиты, алевролиты, пелиты, олистостромы; вкрапленность сульфидов

**P'at&** - Атканская свита, первая подсвита  
массивные темно-серые и черные углеродистые алевролиты, алевролиты с песчано-гравийной примесью, линзы и прослои крупно- и среднезернистых песчаников, диамиктитов; олистостромы; вкрапленность сульфидов

### Интрузивные образования

#### Позднего мела

**МКК(б)** **МКК(б)** - малые интрузии и дайки монзонитов Биликанского монзонит-сиенитового комплекса

#### Поздней юры

Интрузии и дайки Басугуунинского гранодиорит-гранитового комплекса

**ЛКК(б)** - лейкограниты

**ЖП(б)** **ЖП(б)** - гранит-порфиры

**ЖГП(б)** **ЖГП(б)** - гранодиорит-порфиры

**ЖГ(б)** **ЖГ(б)** - гранодиориты


Интрузии и дайки Нера-Бохачинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса


**ГП(нб)** - малые интрузии диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов

#### Дайки:


**ГП(нб)** - диоритовых порфиритов (ГП(нб)  
диоритов (Г(нб),  
микродиоритов (Г(нб),  
риолитов (Л(нб),  
микрогаббро (Л(нб)

### Тектонические элементы

 - предполагаемые конседиментационные сбросы с подновленными зонами расланцевания

 - надвиги

 - прочие тектонические нарушения

 - тектонические нарушения под четвертичными отложениями

### Границы

 - формаций и комплексов  - стратиграфического несогласия

 - Крупные месторождения золота

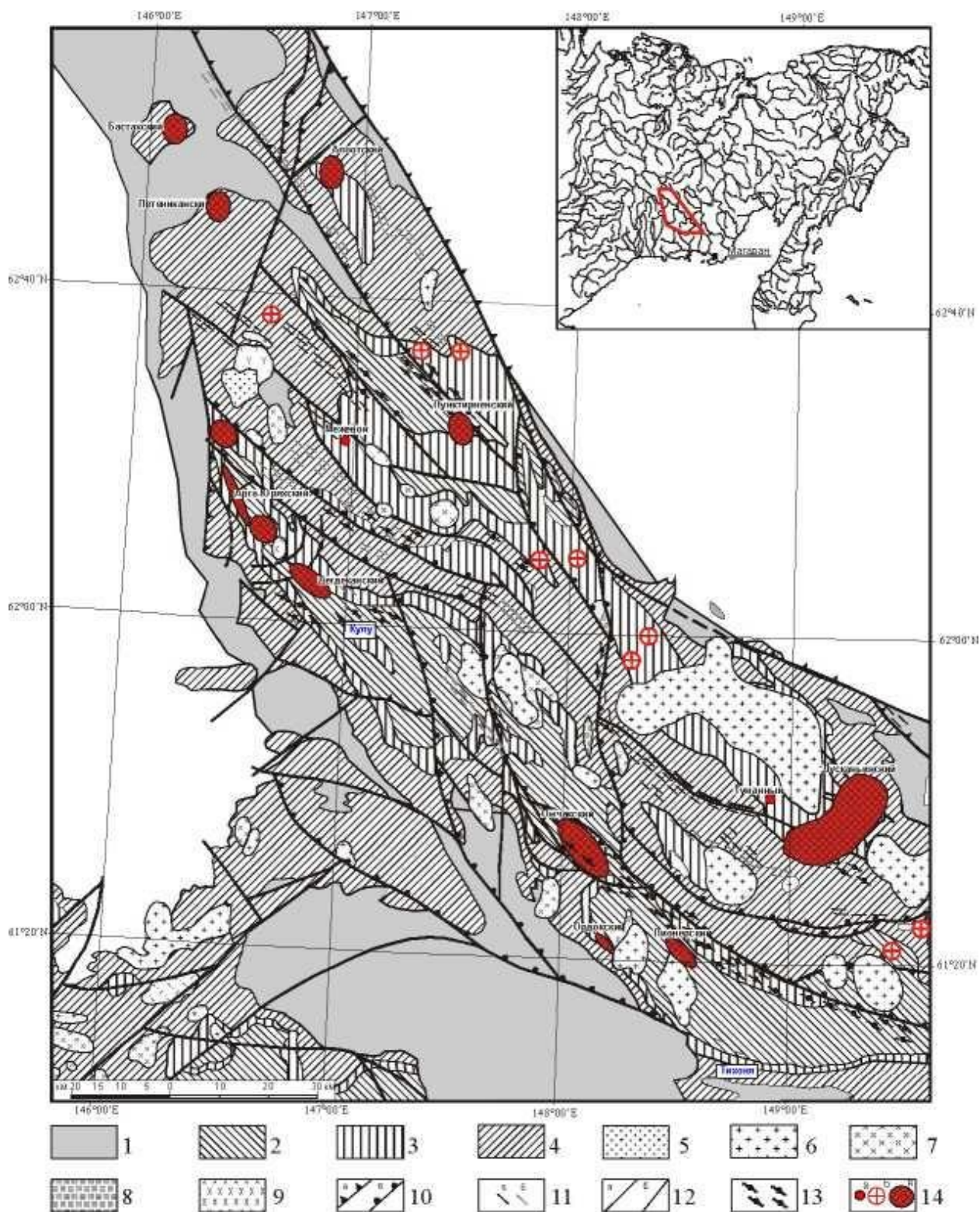
**1000**  - Точки АМТ зондирования и их номера

Условные обозначения к рис. 9.

Верхне-Олбот-Хатыннахский рудный узел приурочен к северо-восточному крылу Аян-Юряхского антиклинория, вблизи сочленения по Чай-Юрьинской зоне разломов с Иньяли-Дебинским синклинорием.

*Аян-Юряхский антиклинорий.* Аян-Юряхский антиклинорий является одним из крупных тектонических элементов Куларо-Нерского террейна, простирающийся в северо-западном направлении на 500 км при ширине около 90 км. В его пределах распространены осадочные породы средней, верхней перми и нижнего триаса. Аян-Юряхский антиклинорий осложнен узкой синклиналью, к которой приурочена долина реки Аян-Юрях.

Антиклинорий граничит на северо-востоке с Иньяли-Дебинским синклинорием, на юго-востоке – с Бохапчинским синклинорием, на юго-западе и западе – с Эльги-Кулинской зоной пологих дислокаций. Строение в поперечном разрезе асимметричное, падение северо-восточного крыла  $60-70^\circ$ , юго-западного –  $30-40^\circ$ . Размах крыльев складок меняется от 4 км для северо-восточного крыла до 13 км для юго-западного. Аян-Юряхский антиклинорий является положительной структурой первого порядка, характеризуется линейной складчатостью с относительно пологими крыльями, осложненными складками высоких порядков. В составе антиклинория выделяются структуры второго порядка: Тенькинская и Колымская антиклинали, разделенные Таяхтахской синклиналью. По отношению к пликативным структурам выделяются продольные, поперечные и дугообразные разломы. Наиболее широко проявлена система северо-западных разломов, контролирующая размещение основных рудных полей (Наталкинского, Омчакского, Павликовского). Крупными являются Тенькинский и Чай-Юрьинский продольные глубинные разломы, к которым приурочены основные золотоносные зоны региона. Отмечаются субширотные разломы вмещающие, дайки и гранитоидные массивы (рис. 10). [7]



**Рис. 10. Схема геологического строения Аян-Юряхского антиклинория** (по материалам Натапова, Сурмиловой, 1999). Условные обозначения: 1 – Т1, нерасчлененные; 2 – P1-2 рп; 3 – P3 at, om1; 4 – P3 om2-3, st; 5 - N; 6 – K1-2 граниты, гранит-порфиры, лейко-граниты; 7 – K1-2 гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 8 – K2 субвулканические риолиты, риодациты; 9 – K1-2 диориты; 10 – взбросы (а); надвиги (б); 11 – дайки  $\lambda$ З(а),  $\mu$ З (б); 12 – разломы предполагаемые (а), достоверные (б); 13 – регионально-метаморфизованные породы зеленосланцевой фации; 14 – отдельные рудопроявления (а); рудные узлы с пунктами минерализации и россыпями (б); рудные узлы с месторождениями и рудопроявлениями (в).

*Иньяли-Дебинский синклиорий.* Иньяли-Дебинский синклиорий занимает значительную часть Куларо-Нерского террейна. Он сложен породами нижне-среднеюрского возраста. В местах антиклинальных поднятий на дневную поверхность выходят верхнетриасовые отложения. Характер структур синклиория несколько отличен от характера структур Аян-Уряхского антиклинория. Складки, вытянутые в северо-западном направлении, узкие, имеют гребневидный характер и размах крыльев не превышает 1,5—2 км. Падение пород на крыльях складок достигает 70—80°.

На описываемой территории широко распространены разрывные нарушения в виде продольных и диагональных разломов сбросового и сбросово-сдвигового характера. Эти нарушения фиксируются по зонам дробления и смятия пород, выходам даек (в случае заполнения трещин магматическими расплавами) и своеобразным понижениям, наблюдаемым на водораздельных пространствах.

Большинство имеющихся на территории листа разрывных нарушений связано с процессами складкообразования и имеют позднемезозойский возраст. Многие из них контролируют дайковые тела различного состава.

Исследуемый район в металлогеническом отношении является составной частью Яно-Колымского металлогенического пояса, специфика которого заключается в преобладании золото-кварцевого оруденения, послужившего источником многочисленных россыпных месторождений (Ханчук и др., 2006). В районе работ рудные месторождения и проявления золота выявлены в северо-западной, северо-восточной и юго-восточной частях. В пределах Аян-Юряхского антиклинория золотое оруденение развито практически во всех стратиграфических подразделениях верхоянского комплекса, но преимущественная локализация золотых проявлений относится к пермским отложениям. Здесь располагаются коренные месторождения золота, более 400 рудопроявлений и множество пунктов минерализации, сопровождаемых более 1500 тысячами россыпных месторождений. Наиболее крупные месторождения, такие как Наталка, Павлик, также локализованы в пермских породах.

Профили, по которым проводились работы методом АМТЗ, пересекают известные месторождения золота Петух и Олбот. Промышленные концентрации золота приурочены к метаморфизованным породам атканской свиты в участках проявления карбонатизации и хлоритизации.

Стратиформная золото-сульфидная вкрапленная минерализация связана с гидротермально-осадочными процессами и локализована в углеродистых алевролитах и диамиктитах атканской свиты, которые рассматриваются в качестве регионального рудоносного литолого-стратиграфического уровня.

После рассмотрения геологического строения каждого золоторудного поля важно отметить, что на каждом из изученных участках наблюдаются схожие особенности строения. Везде присутствуют черносланцевые толщи, благоприятные для локализации золотого оруденения.

Большую роль играет наличие на изучаемых территориях антиклинальных складок, к породам которых приурочены основные месторождения черносланцевого золота такие как Сухой Лог, Петух и Олбот.

## Глава 2. Аппаратура АМТЗ и методика полевых работ

### 2.1. Краткая информация о методе АМТЗ

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли – магнитотеллурического поля (МТ-поля). Естественное электромагнитное поле содержит колебания различной частоты. За счет явления скин-эффекта более высокочастотные колебания МТ-поля быстрее затухают с глубиной, в то время как низкочастотные компоненты спектра проникают на большие глубины. Соответственно, высокочастотные составляющие поля несут информацию лишь о приповерхностной части разреза. С понижением частоты вклад более глубоких частей разреза в наблюдаемое поле возрастает, и мы получаем информацию о глубинной части геоэлектрического разреза [1]

Высокочастотной модификацией магнитотеллурического зондирования является метод аудиоманнитотеллурического зондирования. Метод АМТЗ основан на изучении поверхностного импеданса естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне частот от единиц герц до первых тысяч герц [1]

Важным достоинством метода АМТЗ является возможность аппроксимации первичного поля плоской вертикально падающей волной

Использование метода АМТЗ обеспечивает высокую производительность и относительно невысокую стоимость измерений, что позволяет применять метод АМТЗ для быстрых съемок на обширных территориях и площадных работ.

#### 2.1.1. Источники магнитотеллурических полей

Рассмотрим кратко источники магнитотеллурического диапазона частот.

**Солнечно-суточные вариации** ( $S_q$ -вариации) имеют строго периодический характер и возникают в результате динамо действия ионосферных ветров в нижней ионосфере (Ковтун, Успенский, 2009). Амплитуда и поведение вариаций данного типа зависят от широты места и времени года. Амплитуда солнечно-суточных вариаций изменяется в пределах 40-150 нТл. Наиболее интенсивные гармоники имеют периоды 24, 12, 8 и 6 ч.

**Лунно-суточные вариации** (L-вариации) также вызваны динамо действием ионосферного ветра в нижней ионосфере. Амплитуда L-вариаций значительно меньше  $S_q$ -вариаций и составляет 5-10 нТл. Период вариаций – 25 ч.

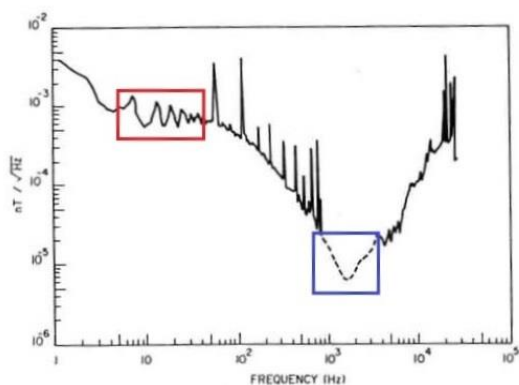
**D<sub>st</sub>-вариация** – поле мировой магнитной бури. Имеет большую интенсивность и охватывает всю Землю. Разделяется на три фазы: начальную, главную и фазу восстановления. Амплитуда поля начальной фазы бури для магнитного экватора составляет 10-20 нТл. Интенсивность главной фазы составляет 40-60 нТл; но может увеличиваться на порядок во время сильных бурь.

**DP1-вариация** («бухтообразные вариация») – поле полярной бури. Проявляется в виде в положительных и отрицательных отклонениях от спокойного уровня. Наибольшей интенсивности DP1-вариации достигают на широтах  $\pm 65^\circ$  (до сотен нТл). Знак бухтообразных вариаций зависит от времени суток.

Ещё одним типом вариаций естественного электромагнитного поля являются **короткопериодные колебания** (КПК), или пульсации, обусловленные магнитогидродинамическими и магнитозвуковыми волнами, образующимися в разных слоях магнитосферы. В зависимости от характера колебаний пульсации подразделяются на два класса: P<sub>c</sub> и P<sub>i</sub>. P<sub>c</sub> пульсации имеют квазисинусоидальную форму и характеризуются устойчивым режимом колебаний. P<sub>i</sub> пульсации напротив имеют нерегулярный характер и обычно представляют собой всплески колебаний. Короткопериодные колебания, и регулярные и нерегулярные, подразделяются на несколько типов в зависимости от периода. Для каждого типа колебаний характерны свои пространственно-временные характеристики (Ковтун, Успенский, 2009).

Как уже было сказано ранее, в аудиоманнитотеллурическом зондировании используются поля с периодом колебаний ниже 1 с (рис. 11).





**Рис. 11. Спектр ЭМ поля АМТ-диапазона [15]. Красным прямоугольником выделены первые гармоники шумановских резонансов, синим - АМТ «мёртвая зона» (~10<sup>3</sup> Гц).**

возникновения резонансных колебаний (рис. 11).

Известно, что для спектра резонансных частот полей, вызванных грозовой активностью, характерны суточные и сезонные вариации. Возникновение суточных вариаций объясняется изменениями в пространственно-временном распределении гроз [5]. Сезонные вариации амплитуды полей АМТ-диапазона частот связаны с зависимостью грозовой активности от времени года. Наибольшее количество гроз, а следовательно и ширина спектра резонансных частот АМТ-полей, наблюдается в летнее время. Стоит так же отметить, что основное количество гроз, грозových разрядов, сосредоточено в экваториальной области.

### 2.1.2. Физические основы

Для области, в которой отсутствуют источники электромагнитного поля, уравнения Максвелла имеют вид

$$\operatorname{rot}\mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{d\mathbf{D}}{dt} \quad (2.1)$$

$$\operatorname{rot}\mathbf{E} = -\frac{d\mathbf{B}}{dt}$$

$$\operatorname{div}\mathbf{B} = 0$$

$$\operatorname{div}\mathbf{D} = 0$$

где  $\mathbf{H}$  – вектор напряжённости магнитного поля,  $\mathbf{B}$  – вектор индукции магнитного поля,  $\mathbf{E}$  – вектор напряжённости электрического поля,  $\mathbf{D}$  – вектор индукции электрического поля,  $\mathbf{j}$  – вектор плотности токов проводимости.

Векторы электромагнитного поля в изотропной среде связаны соотношениями

Источниками таких полей служат как пульсации электромагнитного поля Земли, так и грозовые разряды. В АМТЗ используются КПК типов Pс1 и Pи1 с частотами 1 – 5 Гц. В этом же интервале частот регистрируются импульсы от сравнительно близких молниевых разрядов (Ковтун, Успенский, 2009). Источниками естественных полей с частотами выше 5 Гц являются удалённые грозовые возмущения. Для электромагнитных полей высоких частот характерна возможность

$$\begin{aligned} \mathbf{B} &= \mu \mathbf{H}, \\ \mathbf{D} &= \varepsilon \mathbf{E} \\ \mathbf{j} &= \sigma \mathbf{E} \end{aligned} \quad (2.2)$$

Где  $\mu$  и  $\varepsilon$  – магнитная и диэлектрическая проницаемость среды соответственно,  $\sigma$  – удельная электропроводность среды.

При наличии в среде границ раздела со скачкообразным изменением параметров  $\sigma$ ,  $\mu$ ,  $\varepsilon$ , уравнения Максвелла дополняются граничными условиями, которые учитывают непрерывность тангенциальных составляющих поля

$$\begin{aligned} H_{\tau}^{(2)} - H_{\tau}^{(1)} &= 0 \\ E_{\tau}^{(2)} - E_{\tau}^{(1)} &= 0 \end{aligned} \quad (2.3)$$

Как уже было сказано ранее в основе магнитотеллурического зондирования лежит модель плоской квазистационарной монохроматической волны, падающей на горизонтально слоистую среду. Рассматривается монохроматическое поле, которое зависит от времени как  $e^{-i\omega t}$ . Под квазистационарным полем понимается приближённый способ описания электромагнитного поля, при котором можно пренебречь токами смещения в системе уравнений. Исходя из этого телеграфные уравнения (к которым сводятся уравнения Максвелла в области однородной среды) сводятся к уравнениям диффузии

$$\begin{aligned} \Delta \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} &= 0 \\ \Delta \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} &= 0 \end{aligned} \quad (2.4)$$

где  $k^2 = i\omega\mu\sigma$ . Величина  $k$  является волновым числом среды в квазистационарном приближении. Таким образом видим, что в однородной среде монохроматические квазистационарные поля удовлетворяют уравнениям диффузии. Обозначив  $2\pi/\lambda = \sqrt{\omega\mu\sigma/2}$ , заменив  $\omega = 2\pi/T$  и  $\sigma = 1/\rho$ , а также считая, что волна распространяется в немагнитной среде, получаем

$$d \approx \frac{\lambda}{2\pi} = 0,159 \sqrt{10^7 \rho T}, \quad (2.5)$$

где  $\lambda$  – длина волны – расстояние, проходимое фазовым фронтом за один период (Ковтун, Успенский, 2009).

Из формулы видим, глубина проникновения электромагнитных волн обратно пропорциональна частоте

Наиболее важной характеристикой, используемой в магнитотеллурических методах, является импеданс. В случае горизонтально-слоистых сред импеданс равен

$$Z = E_x / H_y = -E_y / H_x, \quad (2.6)$$

где  $E_x$ ,  $E_y$  и  $H_x$ ,  $H_y$  – комплексные амплитуды горизонтальных компонент электрического и магнитного поля соответственно.

Согласно Хмелевскому (Хмелевской, 2005), над однородным полупространством

$$Z = \sqrt{-i\omega\mu_0\rho}. \quad (2.7)$$

Откуда модуль импеданса равен

$$|Z| = \sqrt{\omega\mu_0\rho}. \quad (2.8)$$

Фаза импеданса  $\varphi_z$  равна  $-45^\circ$ . Выражая из уравнения 2.10 сопротивление, получаем

$$\rho = |Z|^2 / (\mu_0\omega). \quad (2.9)$$

Таким образом, видим, что получив значения горизонтальных компонент поля на поверхности Земли и вычислив импеданс по формуле (2.8), можно получить удельное сопротивление полупространства. На практике в случае неоднородной среды с помощью формулы (2.9) находят кажущееся сопротивление  $\rho_k$ .

В случае двумерной неоднородности сред переходят к тензору импеданса, который равен

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}, \quad (2.10)$$

где  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$  – главные, а  $Z_{xx}$  и  $Z_{yy}$  – дополнительные компоненты тензора импеданса (Хмелевской, 2005).

При интерпретации данных МТЗ также используются значения эффективного импеданса, который равен

$$Z_{eff} = \sqrt{E_{xx} \times E_{yy} - E_{xy} \times E_{yx}}. \quad (2.11)$$

Для последующего анализа компоненты тензора импеданса пересчитывают в кажущееся сопротивление по формуле (2.9). Кажущееся сопротивление дополняют фазами импеданса, поскольку они также несут информацию о разрезе. Фаза импеданса равна его аргументу  $\Phi = \arg Z$ . Величину фазы находят по формуле

$$\Phi = \varphi_{E_x} - \varphi_{H_y} = \varphi_{E_y} - \varphi_{H_x} + \pi, \quad (2.12)$$

Где  $\varphi_{E,H}$  – фазы электрических и магнитных колебаний.

По значениям кажущегося сопротивления и фазы импеданса на разных частотах строят кривые зондирования и в результате инверсии получают геоэлектрический разрез.

В случае горизонтально-неоднородной среды импеданс носит тензорный характер и в этом случае на земной поверхности выполняются более сложные соотношения

$$\mathbf{E}_\tau = \mathbf{Z}\mathbf{H}_\tau, \quad \mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}.$$

В другом формате записи

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \quad (2)$$

где  $\mathbf{Z}$  - тензорный комплексный импеданс.

Главные компоненты тензора импеданса  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$ , расположенные на антидиагонали матрицы, несут информацию о вертикальных и горизонтальных неоднородностях среды, а дополнительные компоненты  $Z_{xx}$  и  $Z_{yy}$ , расположенные на диагонали матрицы - только о горизонтальных неоднородностях среды. При этом для горизонтально-слоистой среды  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ .

Компоненты тензора импеданса можно преобразовать в значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса.

$$\rho_k^{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2, \quad \rho_k^{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2$$

$$\phi_Z^{xy} = \phi_{E_x} - \phi_{H_y}$$

$$\phi_Z^{yx} = \phi_{E_y} - \phi_{H_x}$$

Для среды, в которой свойства меняются в одном горизонтальном направлении (по оси  $x$ ), а первичное поле является плоской волной, можно записать две системы уравнений для Е- и Н-поляризованного поля. Если вектор электрического поля в плоской вертикально падающей волне направлен по оси  $y$  (рис. 5), то имеем случай Е-поляризации или TE (transverseelectric) моды. Если вектор электрического поля направлен по оси  $x$  (рис. 5), то имеем случай Н-поляризации или ТМ (transversemagnetic) моды.

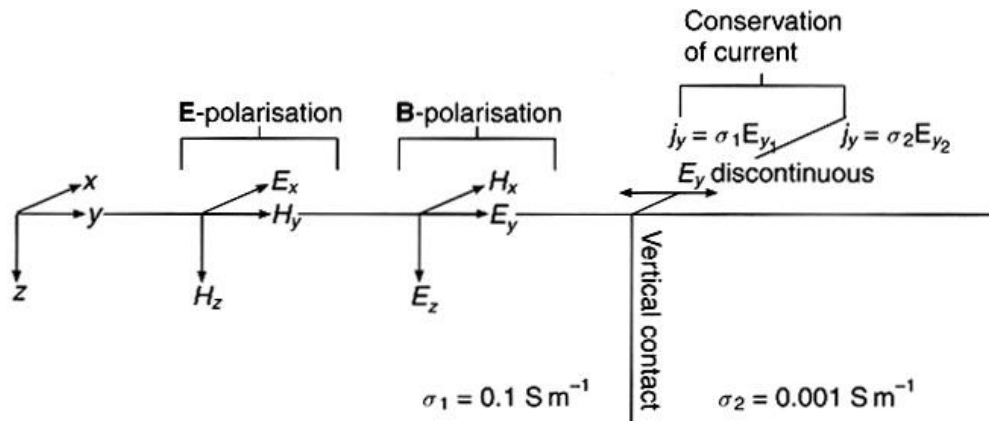


Рис. 12. 2D модель среды

Система уравнений для Е-поляризации

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0 \quad H_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_y}{\partial z} \quad H_z = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_y}{\partial x}$$

Система уравнений для Н-поляризации

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} + k^2 H_y = 0 \quad E_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial H_y}{\partial z} \quad E_z = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial H_y}{\partial x}$$

Первая система уравнений решается при задании первичного поля в виде  $E$ -поляризованной волны с компонентами  $E_y$  и  $H_x$ , вторая - при задании первичного поля в виде  $H$ -поляризованной волны с компонентами  $E_x$  и  $H_y$ . В результате решения уравнений определяются значения составляющих поля  $E_y$  и  $H_x$  для  $E$ -поляризованного, и  $E_x$  и  $H_y$  для  $H$ -поляризованного поля.

Для того, чтобы упростить рассмотрение двумерных моделей, будем использовать координатные системы, в которых это характерное направление постоянных параметров лежит вдоль оси  $x$ . Мы также полагаем, что плотность стороннего тока не изменяется в направлении  $x$ . Следовательно, электромагнитное поле в данной модели будет также двумерным, т.е. не будет изменяться вдоль оси  $x$ .

Для такой двумерной модели мы рассмотрим квазистационарное электромагнитное поле и допустим, что магнитная проницаемость такая же, как в свободном пространстве  $\mu_0$ . Напишем первые два уравнения Максвелла (1.51) для такой модели:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \mathbf{j}^e,$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu_0 \mathbf{H}.$$

Принимая во внимание, что все производные по оси  $x$  равны нулю, уравнения Максвелла в скалярном виде могут быть записаны как:

$$\frac{\partial H_y}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial y} = \sigma E_x + j_x^e, \quad (1)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial y} = \sigma E_z + j_z^e, \quad (2)$$

$$-\frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y + j_y^e, \quad (3)$$

$$-\frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_y, \quad (4)$$

$$\frac{\partial E_y}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial y} = i\omega\mu_0 H_x, \quad (5)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu_0 H_z, \quad (6)$$

где  $\sigma = \sigma(x, z)$  – проводимость как функция точки на плоскости  $xz$ .

Мы нашли, что компоненты поля  $E_y, H_x, E_z$  присутствуют только в уравнениях (2), (3) и (4), а компоненты поля  $H_y, E_x, H_z$  присутствуют только в уравнениях (1), (5) и (6). Преимущество использования двумерных моделей в том, что уравнения Максвелла разделяются естественным образом на две независимые системы:

$$-\partial H_x / \partial z = \sigma E_y + j_y^e, \quad (7)$$

$$\partial H_x / \partial y = \sigma E_z + j_z^e, \quad (8)$$

$$\partial E_y / \partial z - \partial E_z / \partial y = i\omega\mu_0 H_x, \quad (9)$$

и

$$-\partial E_x / \partial z = i\omega\mu_0 H_y, \quad (10)$$

$$\partial E_x / \partial y = i\sigma\mu_0 H_z, \quad (11)$$

$$\partial H_y / \partial z - \partial H_z / \partial y = \sigma E_x + j_x^e, \quad (12)$$

В дальнейшем мы будем использовать стандартную запись:

$$\mathbf{E}^H = (0, E_y, E_z), \quad (13)$$

$$\mathbf{H}^H = (H_x, 0, 0),$$

$$\mathbf{E}^E = (E_x, 0, 0), \quad (14)$$

$$\mathbf{H}^E = (0, H_y, H_z).$$

Поле  $\mathbf{E}^H, \mathbf{H}^H$  называется  $H$ -поляризованным полем (поперечным магнитным – ТМ-мода), так как магнитное поле имеет только одну компоненту,  $H_x$ , которая не равна нулю (это означает, что магнитное поле поляризовано всегда вдоль оси структуры).

Поле  $\mathbf{E}^E, \mathbf{H}^E$  называется  $E$ -поляризованным полем (поперечным электрическим – ТЕ-мода), так как электрическое поле имеет только одну компоненту,  $E_x$ , которая не равна нулю (это означает, что электрическое поле поляризовано всегда вдоль оси структуры).

Основное различие  $E$ -поляризованного и  $H$ -поляризованного полей заключается в том, что в первом случае аномалии имеют индукционную, а во втором – гальваническую природу.

При вращении тензора импеданса  $[Z]$ , в результате получается множество амплитудных и фазовых кривых  $\rho_{xy}, \rho_{yx}$  и  $\varphi_{xy}, \varphi_{yx}$ . Конфигурация этих кривых может существенно зависеть от их ориентации, и они могут противоречить друг другу. Такое многообразие данных кажется на первый взгляд хаотичным, но его легко

систематизировать, решив задачу о главных значениях и главных направлениях тензора импеданса. При решении этой задачи вся информация, которую несут компоненты тензора импеданса, фокусируется на главных направлениях, зависящих от строения исследуемой геоэлектрической среды.

Выделяются три наиболее популярных метода при определении главных значений и главных направлений тензора импеданса: 1) метода Свифта-Симса-Бостика (метода вращения), 2) метода Свифта-Эггерса (модифицированного классического метода) и 3) метода ЛаТорраки-Маддена-Корринги (модифицированного метода SVD-разложения Ланцоша по сингулярным значениям). В основе этих методов лежит определение главных значений и главных направлений трехмерного тензора импеданса, удовлетворяющих одному из характерных свойств двумерного тензора импеданса.

В одномерных, двумерных и осесимметричных трехмерных моделях главные значения тензора импеданса, полученные с помощью методов СЭ и ЛМК, совпадают по абсолютной величине. В ассиметричных трехмерных моделях величины тензора импеданса могут существенно различаться. Метод ЛаТорраки-Маддена-Корринги имеет более высокую чувствительность к трехмерным ассиметричным структурам [1].

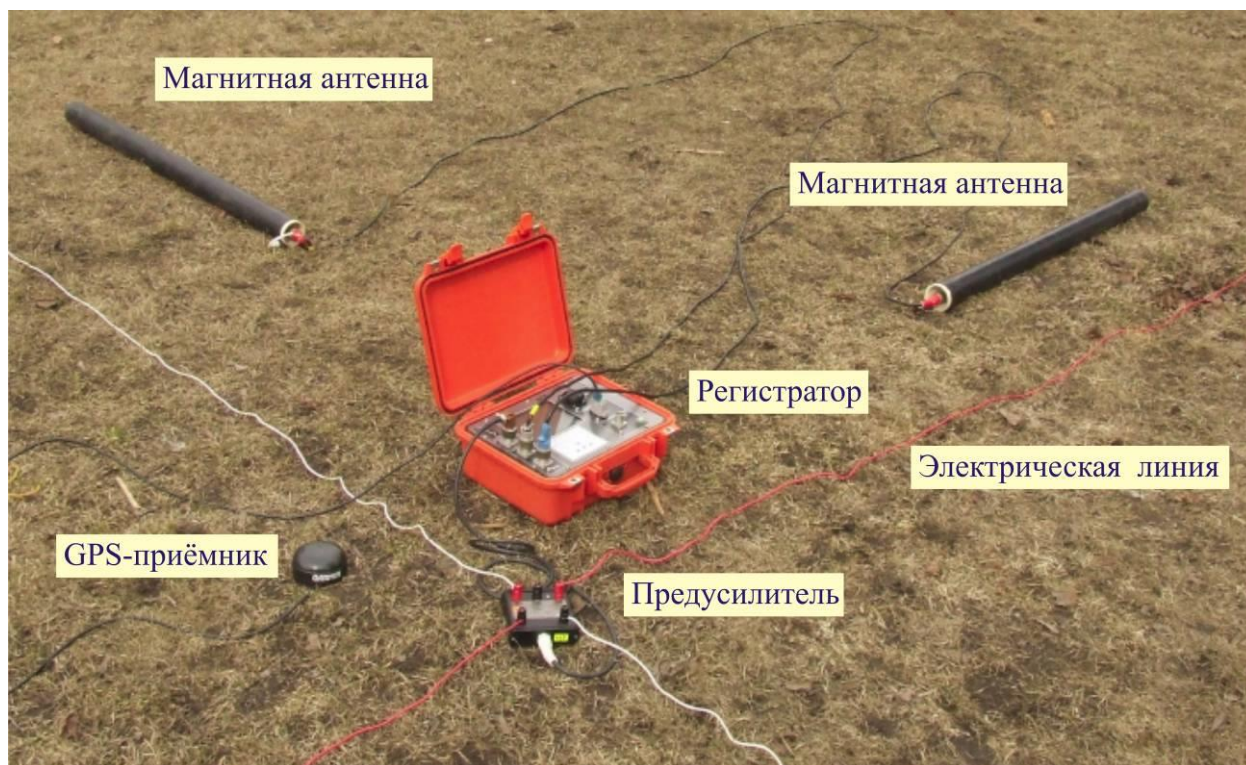
На практике наиболее распространенным является метод Свифта-Эггерса. Для получения более точных данных этот метод используют вместе с методом ЛаТорраки-Маддена-Корринги.

## 2.2. *Аппаратура АКФ-4М*

В настоящее время значительно повышена точность наблюдений (до 2 % по кажущемуся сопротивлению и 1 градуса по фазе импеданса) и достоверность интерпретации данных АМТЗ. Случайные флуктуации сигналов большой амплитуды надежно отбраковываются при помощи алгоритмов обработки, реализованных в программном обеспечении аппаратуры АКФ. Оставшаяся шумовая часть сигнала практически стационарна, а линейные связи между сопряженными компонентами поля не зависят от времени суток.

Аппаратура АКФ-4М разработана Санкт-Петербургским государственным университетом и ООО «МикроКОР» [8]. Аппаратура АКФ-М – современная магнитотеллурическая – аудиоманнитотеллурическая станция пятого поколения [4]. Она включает цифровой регистратор с четырьмя каналами синхронных измерений и 24-разрядными АЦП в каждом канале для измерения горизонтальных составляющих электрического ( $E_x$ ,  $E_y$ ) и магнитного ( $H_x$ ,  $H_y$ ) полей, предварительный усилитель (предусилитель) электрических каналов, две симметричные приемные электрические линии и две магнитные антенны. Регистратор обеспечивает сбор, предварительную

обработку и хранение в энергонезависимой FLASH памяти результатов измерений сигналов электрического и магнитного полей. Диапазон частот 0.1-800 Гц. Объем встроенной памяти 1024 Мбайт. Расположение аппаратуры на точке зондирования показано на рис. 13.



**Рис. 13. Аппаратура АКФ-4М на точке зондирования**

Регистратор имеет дисплей и клавиатуру для автономной работы без компьютера и канал Ethernet для связи с внешним компьютером. В аппаратуре АКФ—4М установка измерительных параметров выполняется при помощи клавиатуры регистратора или внешнего компьютера. Визуализация спектральных характеристик сигналов производится на дисплее регистратора, и оценка качества данных выполняется непосредственно на точке наблюдений. Полевые наблюдения в точках зондирования производятся с записью данных во встроенную память. Реализована возможность проведения полевых измерений без использования компьютера.

При проведении измерений к регистратору подключаются две взаимно перпендикулярные магнитные антенны и две взаимно перпендикулярные электрические линии (рис. 14). Обычно приемная электрическая линия представляет собой симметричный диполь, заземленный на концах с помощью электродов. Выход симметричного диполя подключается на дифференциальный вход предусилителя. Предусилитель подключается к регистратору кабелем длиной 1 м.



Магнитная антенна является индукционным датчиком и содержит ферромагнитный сердечник, на котором помещается измерительная обмотка в электрическом экране и обмотка обратной связи. Антенна размещена в стеклотекстолитовом корпусе в виде трубы длиной 1110 мм и диаметром 70 мм. Магнитная антенна подключается к регистратору при помощи кабеля длиной 6 м.

Для обеспечения координатной привязки точки наблюдения предусмотрено использование GPS-приемника.

Измерения могут проводиться в трех частотных диапазонах: D1 (0.1-40 Гц), D2 (1-400 Гц) и D3 (1-800 Гц).

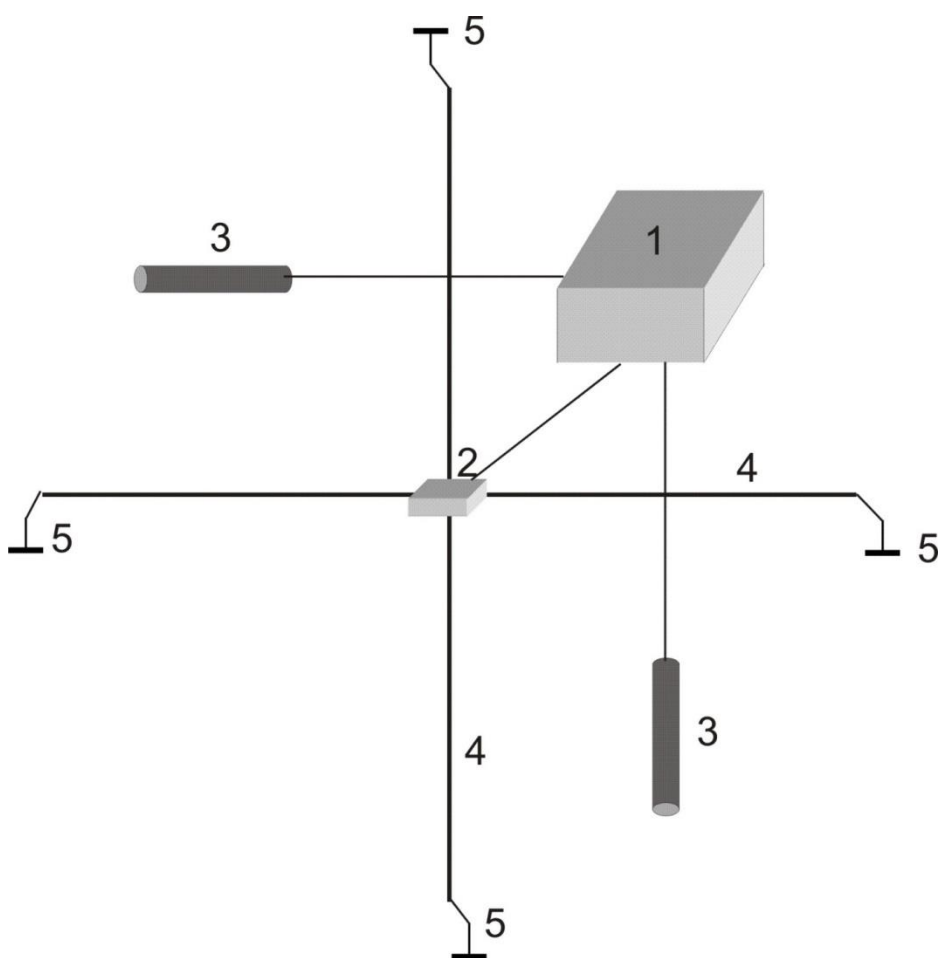


Рис. 14. Схема подключения измерительной установки аппаратуры АМТЗ. 1 – регистратор; 2 – предусилитель; 3 – магнитные антенны; 4 – электрические антенны; 5 – электроды.

Программное обеспечение регистратора (программа **SM27**) совмещает функции управления и первичной обработки данных. При управлении процессом измерений

программа **SM27** обеспечивает установку параметров измерений, визуализацию на дисплее регистратора измеряемых характеристик (спектрограмм, парных когерентностей), автоматизированное производство измерений, сохранение данных и их экспорт на внешний компьютер.

Установка параметров и управление процессом измерения осуществляется с использованием клавиатуры регистратора. Для этой же цели можно использовать внешний компьютер, соединенный с регистратором по каналу Ethernet, с использованием программы управления и обработки **SM27**. Временные ряды записываются в формате **\*.sbf**. В этих файлах кроме временных рядов, записанных в бинарном представлении, содержится дополнительная информация, включающая номера использованных магнитных антенн, номер предусилителя электрических каналов, длину электрических антенн, азимуты расположения датчиков относительно магнитного меридиана, дату и время измерения, частоту дискретизации временных рядов, напряжение на встроенном аккумуляторе, температуру внутри корпуса регистратора. Все файлы формата **\*.sbf**, полученные при выполнении полевых измерений, включают результаты калибровки регистратора, магнитных антенн и предусилителя.

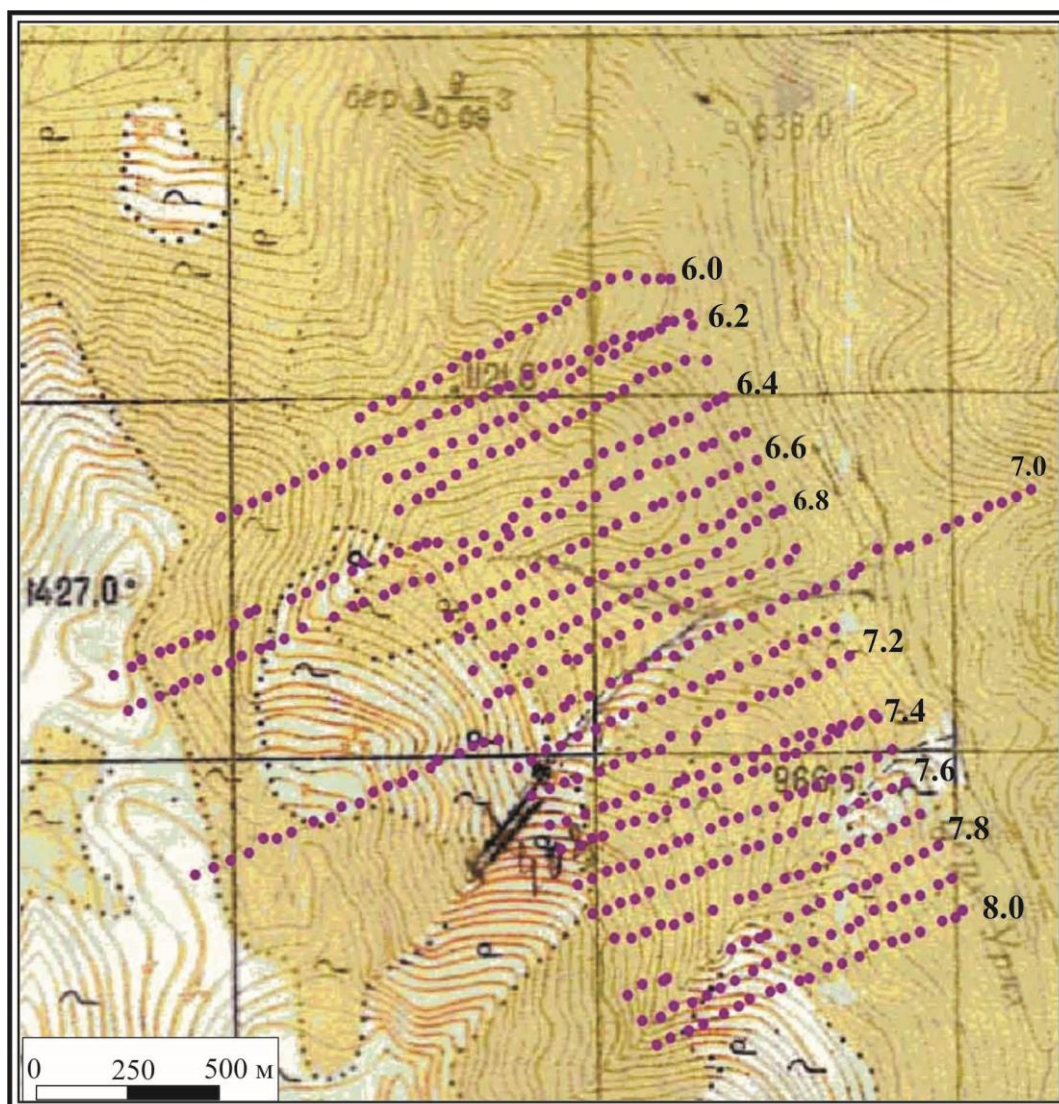
При проведении измерений используются как заземляемые, так и бесконтактные приемные электрические линии. При бесконтактных измерениях используются предусилитель с высоким входным сопротивлением, линии увеличенной длины и программные средства робастной обработки данных. Опыт проведения работ с бесконтактными электрическими линиями в зимний период по снежному покрову показал возможность получения кривых АМТЗ в том же частотном диапазоне, который обычно используется при проведении летних работ с заземляемыми электрическими линиями (от 7-8 Гц и выше).

Использование бесконтактных электрических линий обеспечивает ряд дополнительных возможностей для АМТЗ: продление полевого сезона за счет зимних работ по снежному покрову, выполнение зимних работ на территориях, недоступных для летних работ по экологическим причинам (посевы, легко ранимая почва тундры и т.п.), проведение зимних работ на акваториях по льду.

### **2.3. Методика измерений**

#### **2.3.1. Уряхское рудное поле**

Работы методом АМТЗ на участке Ветвистый Уряхского рудного поля проводились по заранее подготовленным профилям с расстоянием между ними 100 м, и между точками зондирования 50 м. Протяженность большинства профилей составляла 1 км. Профиль 6.1 имел длину 1,5 км, профили 6.4 и 6.5 – 2 км и профиль 7.0 – 2,7 км. Для плановой привязки на местности использовались GPS приемники. Координаты снимались в системе WGS-84 и затем пересчитывались в прямоугольные координаты Гаусса-Крюгера. Схема расположения точек зондирования представлена на рис. 15.



**Рис. 15.** Схема расположения профилей и точек зондирования на участке Ветвистый Уряхского рудного поля.

Измерения производились в частотном диапазоне D3 (1-800 Гц). Время записи составляло 7-10 мин.

Измерения выполнялись в четырехканальном (тензорном) варианте. Использовались две горизонтальные приемные электрические линии и две

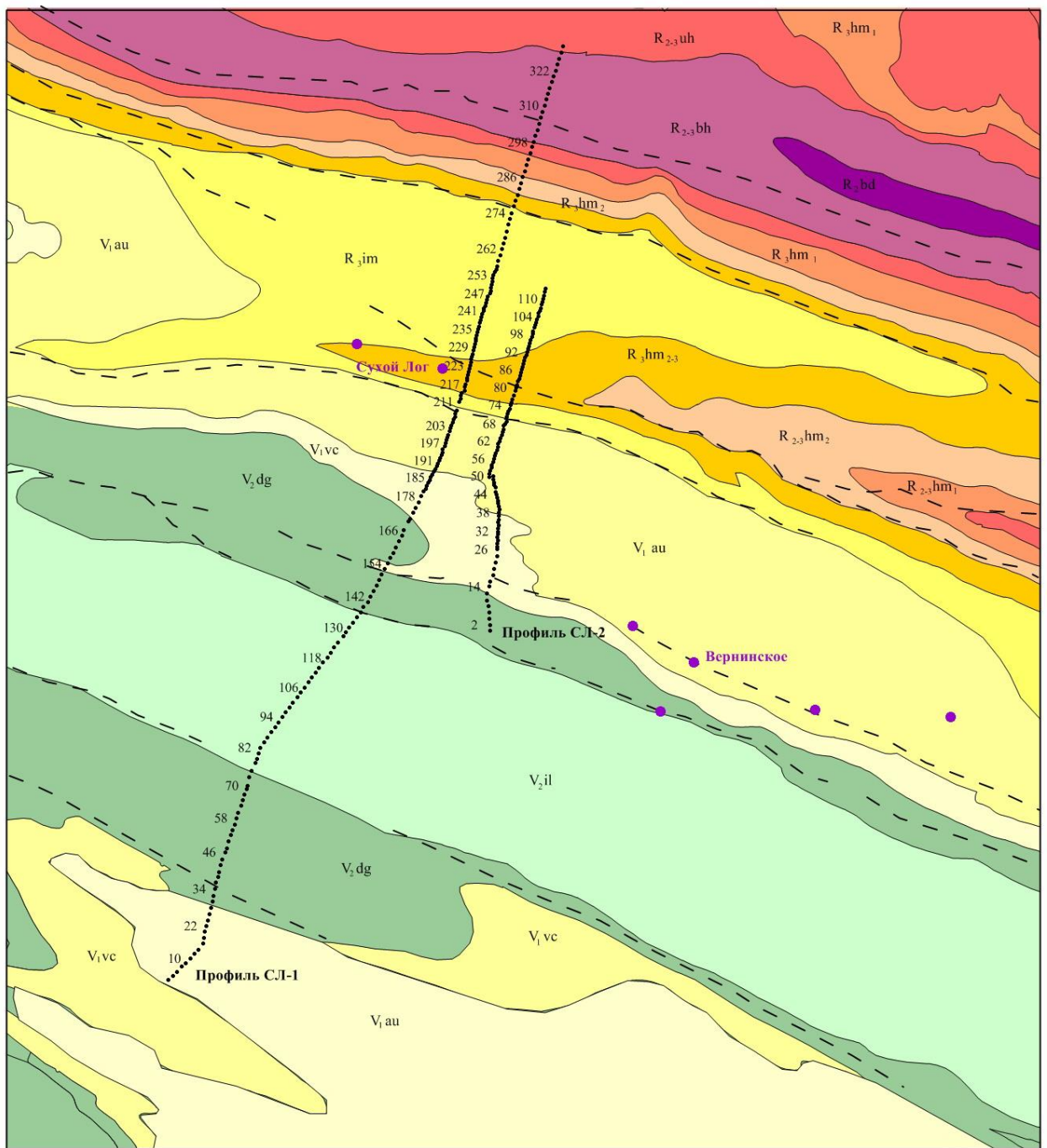
горизонтальные магнитные антенны. Азимуты установки составляли 75 град. (вдоль профилей) и 165 град. (вкрест профилей). Азимут установки определяется азимутом ориентировки приемной электрической линии. При раскладке установки (магнитных и электрических антенн) использовалась буссоль.

В местах, где из-за сложного рельефа (обрывы, скалы, ручьи) было невозможно установить электрическую линию вкрест профиля, измерения проводились в трехканальном варианте (одна электрическая линия, ориентированная вдоль профиля, и две ортогональные магнитные антенны).

Длина симметричных электрических линий составляла 50 м. Для заземлений использовались латунные электроды. Качество заземлений оценивалось по величине сопротивления заземления, определяемого с помощью тестера. Магнитные антенны на склонах устанавливались горизонтально.

### *2.3.2. Сухоложское рудное поле*

В ходе полевых работ были выполнены измерения методом АМТЗ по двум профилям. Протяженность центрального профиля (Профиль СЛ-1) 33 км, расстояние между точками зондирования на интервалах 0 – 18 км и 25,8 – 33 км (ПК 0-18000, 25800-33000) составляло 200 м, в интервале 18 – 25,8 км была выполнена детализация с шагом 100 м (ПК 18000-25800). Протяженность восточного профиля (Профиль СЛ-2) 11,3 км, расстояние между точками зондирования в интервале 0-4,5 км (ПК 0-4500) – 200 м, на интервале 4,5 – 11,3 км (ПК 4500-11300) – 100 м. Для плановой привязки на местности использовались GPS приемники. Координаты снимались в системе WGS-84 и затем пересчитывались в прямоугольные координаты Гаусса-Крюгера. Схема расположения точек зондирования представлена на рис. 16.



**Рис. 16. Схема расположения профилей и точек зондирования на участке Сухоложского рудного поля.**

Измерения были выполнены в частотном диапазоне D3 (1-800 Гц). Длительность измерения составляла от 10 до 30 минут. Основной объем зондирований был выполнен в диапазоне частот 5 – 700 Гц.

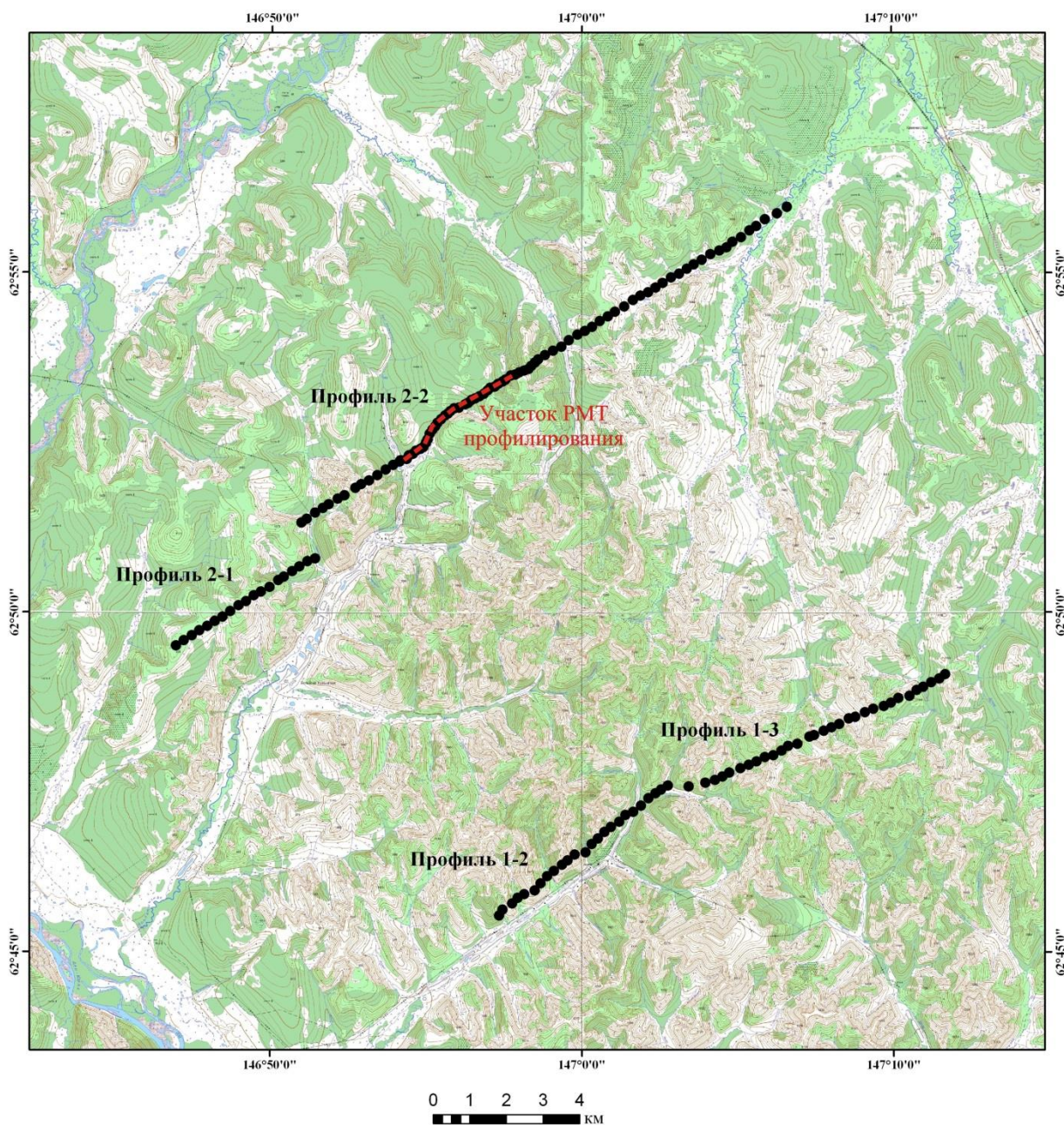
Азимуты ориентировки измерительной установки (направлений электрических линий) составляли 0 и 90 град. Ориентировка датчиков осуществлялась при помощи компаса, погрешность составляла не более 2 град. На каждом пикете профиля

устанавливался центральный электрод, относительно которого раскладывались четыре плеча электрических линий. Длина каждого плеча составляла 25 м. На концах линий устанавливались латунные электроды-шпильки. На участках распространения курумов использовались неполяризуемые электроды. Величина сопротивления заземления контролировалась с помощью тестера и составляла менее 5 кОм на большей части профилей и менее 15 кОм на участках распространения курумов. Четыре центральных конца электрических линий подсоединялись к клеммам предварительного усилителя.

Магнитные антенны устанавливались на латунных подставках. Соединительные кабели от магнитных антенн и от предусилителя с помощью разъемов подключались к регистратору.

### *2.3.3. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле*

В ходе полевых работ были выполнены измерения методом АМТЗ по двум опорным профилям, пересекающим месторождения Петух и Олботское общей протяженностью 34 км. На участке в районе месторождения Олботское по Профилям 1-2 и 1-3, протяженностью 6 и 7,5 км, и на участке в районе месторождения Петух по Профилям 2-1 и 2-2, протяженностью 4,5 и 16 км соответственно. Расстояние между точками зондирования составляло 250 м, в интервале ПК 3000 – ПК 8000 на Профиле 2-2, пересекающем месторождение Петух, была выполнена детализация с шагом 125 м. Всего были проведены измерения на 159 точках (плановое число точек зондирования – 160). Для плановой привязки на местности использовались GPS приемники. Координаты снимались в системе WGS-84 и затем пересчитывались в прямоугольные координаты Гаусса-Крюгера. Схема расположения точек зондирования представлена на рис. 17.



**Рис. 17. Схема расположения профилей и точек зондирования на участке Олбот-Верхне-Хатыннахского рудного поля.**

Измерения методом АМТЗ были выполнены в частотном диапазоне D3 (1-800 Гц). Длительность измерения составляла от 10 до 30 минут. Основной объем зондирований был выполнен в диапазоне частот 5 – 700 Гц.

Азимуты ориентировки измерительной установки (направлений электрических линий) составляли 55 и 145 град. Ориентировка датчиков осуществлялась при помощи буссоли, погрешность составляла не более 2 град. На каждом пикете профиля устанавливался центральный электрод, относительно которого раскладывались четыре плеча электрических линий. Длина каждого плеча составляла 25 м. На концах линий

устанавливались латунные электроды-шпильки. Величина сопротивления заземления контролировалась с помощью тестера и составляла менее 5 кОм на большей части профилей и менее 20 кОм на участках распространения курумов. Четыре центральных конца электрических линий подсоединялись к клеммам предварительного усилителя.

Магнитные антенны устанавливались на латунных подставках. Соединительные кабели от магнитных антенн и от предусилителя с помощью разъемов подключались к регистратору.

#### 2.4. *Контроль качества измерений*

Для оценки погрешности метода АМТЗ при проведении работ были выполнены контрольные измерения. На участке в Уряхском рудном поле измерения проводились на 25 точках, в Сухоложском рудном поле - на 15, в Олбот-Верхне-Хатыннахском рудном поле - на 8 (5% от планового количества точек). Временной интервал между основным и контрольным измерением составлял не менее одних суток. Контрольные измерения проводились на тех же самых точках и при такой же раскладке установки, как и при первичных измерениях. Обработка данных измерений выполнялась по идентичной методике.

Погрешности по данным контрольных измерений были рассчитаны для кажущегося сопротивления  $\delta\rho_k$  и фазы импеданса  $\delta\varphi_z$  по формулам (2.1) и (2.2):

$$\delta\rho_k = \sqrt{(n-1)^{-1} \sum \left( \frac{\rho_{ki} - \rho_{ki}^{\text{контр.}}}{\bar{\rho}} \right)^2} \cdot 100\% ; \quad (2.1.)$$

$$\delta\varphi_z = \frac{\sum_{i=1}^n (\varphi_{zi} - \varphi_{zi}^{\text{контр.}})}{n-1} , \quad (2.2.)$$

где

$\rho_{ki}, \rho_{ki}^{\text{контр.}}$  – основное и контрольное значения кажущегося сопротивления;

$\bar{\rho}$  – среднее значение для основного и контрольного измерений;

$\varphi_{zi}, \varphi_{zi}^{\text{контр.}}$  – основное и контрольное значения фазы импеданса;

$n$  – количество используемых частот.



Полученные значения погрешностей контрольных измерений при проведении зондирований не превосходят 2.4 % по кажущемуся сопротивлению и 0.6 град. по фазе импеданса для Уряхского поля, 5.0 % по кажущемуся сопротивлению и 0.4 град. по фазе импеданса для Сухоложского поля и 5.4 % по кажущемуся сопротивлению и 0.5 град. по фазе импеданса для Олбот-Верхне-Хатыннахского поля.

## Глава 3. Программные средства и методика обработки, анализа и интерпретации данных

### 3.1. Программные средства интерпретации и визуализации данных АМТЗ

#### 3.1.1. Программа обработки данных *SM27*

Обработка записанных временных рядов (файлов формата *\*.sbf*) программой **SM27** заключается в расчете автоспектров мощности компонент  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$  и кросс спектров на основе Быстрого Преобразования Фурье (БПФ). В этой же программе по автоспектрам и кросс спектрам вычисляются частотные зависимости кажущегося сопротивления и фазы импеданса (кривые АМТЗ), отвечающие двум ортогональным азимутам раскладки приемных электрических линий. Результаты вычислений записываются в файлы формата *\*.laf*, являющиеся входными файлами программы визуализации **Geoinf**. При создании файлов *\*.laf* в них вносятся координаты точки измерения.

Программа **SM27** используется для обработки полевых данных, полученных при низком уровне помех, и в те часы суток, когда естественное электромагнитное поле имеет повышенный уровень.

#### 3.1.2. Программа обработки данных *SM+*

Для обработки данных, полученных в сложных условиях (неблагоприятная помеховая обстановка, низкий уровень и нестабильность естественного электромагнитного поля), используется программа **SM+**. Данная программа использует различные виды робастных процедур. При использовании этой программы получаются кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса по азимутам раскладки приемных электрических линий или по главным направлениям тензора импеданса.

После обработки исходных файлов временных рядов формата *\*.sbf* программой **SM+** с использованием робастных процедур для дальнейшей интерпретации данные преобразуются в формате *\*.laf*.

#### 3.1.3. Программа визуализации данных *Geoinf*

Для визуализации исходных данных и результатов интерпретации используется программа **Geoinf** [9]. Программа предназначена для просмотра и общего анализа данных МТЗ-АМТЗ по отдельным пикетам, по отдельным профилям и по площади. При использовании данных, полученных с четырехканальной аппаратурой, программа обладает следующими возможностями:

- построение координатного плана с изображением точек наблюдений;
- построение псевдоразрезов любого интерпретационного параметра по профилю;
- построение кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для Н- и Е-поляризации поля для заданного набора частот по профилю;
- построение на координатном плане распределения какого-либо параметра по площади для заданной частоты (среза по частоте);
- построение геоэлектрических разрезов в модели 1D по профилям;
- построение на координатном плане распределения результатов инверсии (удельного сопротивления) по площади на заданной глубине (среза по глубине).

#### *3.1.4. Программа одномерной инверсии **ZondMT1D***

Программа **ZondMT1D** предназначена для одномерной интерпретации профильных и площадных данных МТ, АМТ и радиоманнитотеллурических (РМТ) зондирований [11]. В программе реализована инверсия по методу наименьших квадратов с применением сглаживающего оператора [11]. Программа позволяет выполнять как фокусированную, так и гладкую инверсию, направленную соответственно на получение слоистого разреза или разреза с плавно изменяющимися параметрами. Также в программе реализован алгоритм 1.5D инверсии. При использовании данного алгоритма модель среды представлена горизонтально-слоистым или субгоризонтально-слоистым разрезом (с плавно изменяющимися границами по глубине) в нижней части. Верхняя часть разреза может сильно изменяться от точки к точке. При решении обратной задачи используется несколько соседних зондирований имеющих общую нижнюю и переменную верхнюю часть. Подбор осуществляется одновременно для всех кривых в окне, причем центральной точке задается больший вес при расчете невязки.

Программа позволяет работать с площадными данными, вводить и учитывать при инверсии априорную геологическую информацию, данные каротажа, данные других геофизических методов.

#### *3.1.5. Программа двумерной интерпретации **ZondMT2D***

Программа **ZondMT2D** предназначена для двумерной интерпретации профильных и площадных данных МТ, АМТ и РМТ зондирований [10]. Программа позволяет проводить как бимодальную инверсию, так и для ТМ и ТЕ мод в отдельности. Для

инверсии в программе используется метод наименьших квадратов Ньютона с регуляризацией. Регуляризация повышает устойчивость решения и позволяет получить более гладкое распределение сопротивления в среде

В программе реализованы несколько алгоритмов инверсии. *Smoothness constrained*– инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора. В результате применения этого алгоритма получают гладкое (без резких границ) и наиболее устойчивое распределение параметров

*Occam*– инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора и дополнительной минимизацией контрастности [12]. *Marquardt*– инверсия по методу наименьших квадратов с регуляризацией демпфирующим параметром. Алгоритм позволяет получать модель среды с резкими границами. Неосторожное использование данной модификации инверсии, иногда может привести к получению неустойчивых результатов или увеличению среднеквадратического отклонения. Лучше всего применять метод *Marquardt*, как уточняющий, после проведения инверсии с помощью *Smoothness constrained* или *Occam*.

*Blocks*– подбор параметров отдельных областей различающихся по сопротивлению. Области с одинаковым сопротивлением рассматриваются как единые блоки. Алгоритм лучше использовать на этапе уточнения результатов предыдущих методов, предварительно выбрав нужные блоки. *Focused*– инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора и дополнительной фокусировкой контрастности. В результате применения этого алгоритма получают кусочно-гладкое распределение параметров, то есть модель, состоящую из блоков имеющих постоянное сопротивление. Данный алгоритм чувствителен к параметру *threshold*. Данный параметр определяет, будут ли усредняться соседние ячейки или нет. Если контрастность соседних ячеек больше заданного значения, то параметры ячеек усредняются слабо, если меньше – сильно.

Программа позволяет работать с площадными данными, вводить и учитывать при инверсии априорную геологическую информацию, данные каротажа, данные других геофизических методов.

### 3.1.6. Программа трехмерного моделирования и инверсии **WinGLink**

Программный комплекс WinGLink (SchlumbergerLtd.) одновременно является базой данных, программой визуализации, обработки и инверсии данных. База данных комплекса включает данные для всех наблюдений, выполненных на участке. Базы данных могут

содержать несколько проектов, каждый из которых отвечает определённому типу исследований, выполненных на определённых точках наблюдения, для которых должны быть заданы координаты и высота. Программный комплекс позволяет устанавливать единицы измерения расстояния и высот (метры, километры), пересчитывать координаты в различные географические проекции.

Программный комплекс WinGLink позволяет выполнять следующие этапы обработки исходных кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса: ручную коррекцию кривых, введение статических поправок, вращение тензора и расчёт кривых по новым направлениям, автоматическое сглаживание кривых. При этом, можно корректировать как кривые для двух поляризаций вместе, так и каждую кривую в отдельности, что является весьма полезным при наличии помех в одном из каналов.

Программный комплекс WinGLink позволяет проводить анализ первичных данных непосредственно при их обработке. Помимо кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса можно просматривать частотное распределение полярных диаграмм основных и дополнительных компонент тензора импеданса. Это позволяет прогнозировать размерность среды, судить об ориентации основных геоэлектрических структур, а также оценивать приповерхностную или глубинную природу искажений.

В программном комплексе WinGLink для каждой станции производится расчёт двух сглаженных одномерных моделей по алгоритмам Occam и Bostick [13]. Эти модели рассчитываются для каждой из поляризаций в отдельности. Также для каждой точки рассчитывается слоистая модель, при расчёте которой одна из гладких моделей используется в качестве начального приближения. Параметры слоистой модели могут быть изменены вручную.

Программный комплекс WinGLink позволяет реализовывать два различных типа 2D инверсии МТ данных. Smoothinversion – расчёт, направленный на отыскании регуляризованного решения и основанный на методе сопряжённых градиентов. Программа выполняет решение дифференциальных уравнений для двумерных ячеек, на которые разбивается модель и дополнительные участки с боков и на глубину. При этом учитывается топография. Инверсия направлена на отыскание наиболее гладкой модели.

Sharp boundary inversion – метод для обособленных границ раздела и значений удельного сопротивления между этими границами. Для использования этого метода

инверсии необходимо иметь достаточное количество априорной информации о геоэлектрическом строении изучаемой территории.

Программный комплекс WinGLink позволяет выполнять 2D инверсию как для обеих поляризации одновременно, так и для каждой в отдельности. Частотный диапазон кривых кажущегося сопротивления, количество точек на декаду также задаются оператором. Важным достоинством является возможность установки значений ряда параметров, влияющих на результаты инверсии: параметра регуляризации, вида стабилизирующего функционала, минимального размера блоков и т.д. Это позволяет наиболее полно учесть априорную информацию.

Программный комплекс WinGLink позволяет выполнять моделирование, как для горизонтально-слоистой модели и двумерных объектов, так и для трёхмерных объектов. Рассчитанные кривые могут быть экспортированы как данные для станций. Программа двумерной инверсии позволяет добавлять шум к рассчитанным кривым. Использование моделирования позволяет выбрать наиболее адекватные алгоритмы инверсии полевых данных, оценить возможные искажения, связанные как с влиянием приповерхностных неоднородностей, так и возникающие при инверсии данных.

В программном комплексе реализованы модули, позволяющие визуализировать как распределение параметров МТ-АМТ зондирований в плане – модуль Map, так и осуществлять построение псевдоразрезов кажущегося сопротивления и фазы импеданса (модуль P-Section) геоэлектрических разрезов (X-Section) по линии профиля. При этом псевдоразрезы доступны в любом из моделей инверсии, что позволяет сравнивать рассчитанные и полевые данные.

### ***3.2. Методика обработки первичных данных АМТЗ***

При проведении работ методом АМТЗ измеряются сигналы взаимно ортогональных электрических линий ( $E_x$  и  $E_y$ ) и магнитных антенн ( $H_x$  и  $H_y$ ) (индекс  $x$  соответствует направлению на север, индекс  $y$  – на восток). В результате измерения на точке получается исходный файл \*.sbf формата, который содержит запись временных рядов каждого из четырёх каналов, результаты расчёта спектрограмм, данные калибровок, а так же дополнительную служебную информацию. Временные ряды представляют собой цифровую запись амплитуды сигналов электрических:  $E_x$  и  $E_y$  и магнитных:  $H_y$  и  $H_x$  антенн в кодах АЦП или в микровольтах. По зарегистрированным временным рядам осуществляется расчет автоспектров сигнала каждого из четырех каналов, которые представляют собой зависимость мощности входного сигнала каждого канала от частоты.

Пример автоспектров для двух диапазонов частот показан на рис. 18. Графики когерентности взаимно ортогональных составляющих электрического и магнитного поля используются для оценки качества измеренных данных. При когерентности выше принятого порогового уровня (обычно 0.8-0.9 отн. ед.) данные имеют хорошее качество и считаются пригодными для построения кривых зондирования.

Первичная обработка временных рядов проводится в программе SM27. В ней осуществляется расчёт автоспектров каждого из четырёх измеренных каналов. Автоспектры используются для расчёта кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса по направлениям раскладки измерительной установки.

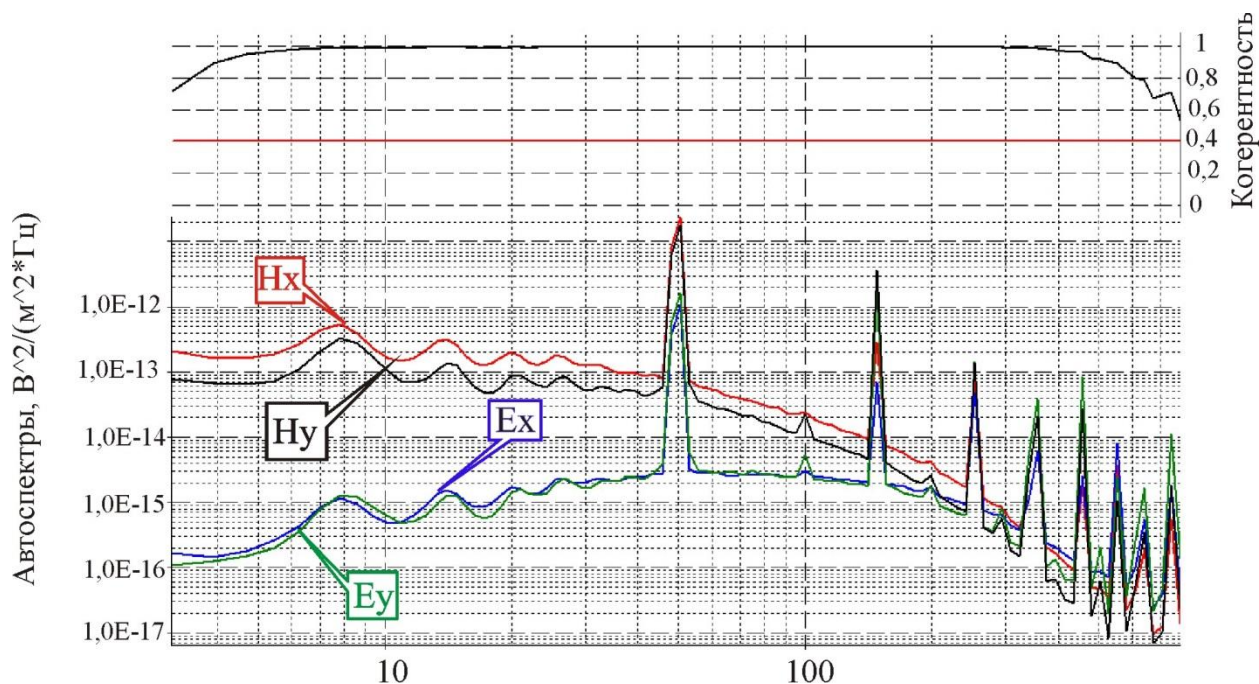


Рис. 18. Автоспектры сигналов электрического и магнитного полей и когерентность между сигналами  $E_x$  и  $H_y$ .

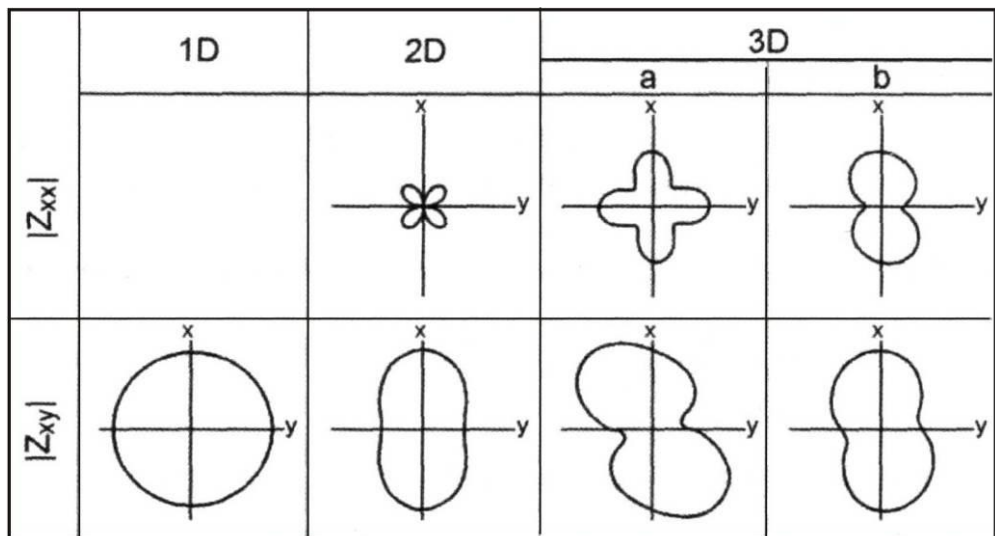
Для обработки временных рядов использовалась программа SM+. Для улучшения качества оценок компонент тензора импеданса в программе SM+ реализовано применение робастных процедур. При обработке данных, используется робастный селектор Чейва [9]. По полученным значениям компонент тензора импеданса производится расчёт значений кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ) и фазы импеданса ( $\varphi_z$ ). При реализации тензорных измерений для расчета значений импеданса по каждому направлению используются значения трехканальных спектров. Они рассчитываются с использованием дополнительной электрической или магнитной компоненты. Таким образом, получаем две оценки импеданса, одна из которых соответствует предположению о преобладании шумов в электрических каналах (импедансная оценка), а вторая – преобладанию шумов в магнитных каналах (адмитансная оценка) [14].

Полученные кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса используются на этапе анализа первичных данных. Он включает построение псевдоразрезов кажущегося сопротивления и фазы импеданса по профилям. Псевдоразрезы представляют собой распределение выбранного параметра по профилю в зависимости от частоты. Они не дают представления о реальной глубине залегания геологических структур, но позволяют оценить их взаимное расположение (более глубокие объекты проявляются на низких частотах, приповерхностные – на высоких частотах).

Важным обстоятельством является то, что псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса являются исходными данными и не содержат искажений, которые появляются на последующем этапе интерпретации из-за использования той или иной модели среды, положенной в основу алгоритма инверсии.

На этапе анализа первичных данных также производится построение амплитудных полярных диаграмм основных и дополнительных компонент тензора импеданса. Амплитудные полярные диаграммы отображают зависимость амплитуды импеданса от направления [1]. Форма амплитудных полярных диаграмм существенно зависит от размерности и ориентировки геоэлектрических структур. Вид амплитудных полярных диаграмм основных ( $|Z_{xy}|$ ) и дополнительных ( $|Z_{xx}|$ ) компонент тензора импеданса показан на рис. 19.





**Рис. 19.** Примеры амплитудных полярных диаграмм основных ( $|Z_{xy}|$ ) и дополнительных ( $|Z_{xx}|$ ) компонент тензора импеданса для 1D, 2D, 3D (квазисимметричной - а и асимметричной - b) моделей среды [1].

В 1D среде диаграмма основных компонент представляет собой окружность, а диаграмма дополнительных компонент стягивается к нулю (рис. 19, 1D). В 2D среде диаграмма  $|Z_{xx}|$  имеет четыре одинаковых лепестка (рис. 19, 2D). Биссектрисы углов, образуемых этими лепестками, ориентированы вдоль и вкрест простирания структуры. При этом диаграмма  $|Z_{xy}|$  имеет форму овала, главные оси которого ориентированы вдоль и вкрест простирания структуры.

В 3D осесимметричной среде полярные диаграммы похожи на полярные диаграммы в двумерной среде (рис. 19, 2D). Биссектрисы диаграммы  $|Z_{xx}|$  и главные оси диаграммы  $|Z_{xy}|$  ориентированы по одним направлениям.

В 3D асимметричной среде регулярность полярных диаграмм нарушается, и они могут принимать различные формы. В случае квазисимметричной 3D модели диаграмма  $|Z_{xx}|$  имеет вид симметричного креста, а диаграмма  $|Z_{xy}|$  превращается в покосившуюся восьмерку с лепестками или без них (рис. 19, 3Da). В общем случае 3D модели (рис. 19, 3D) все диаграммы имеют вид покосившихся восьмерок с более или менее тонкими талиями.

Таким образом, изучение формы и ориентировки полярных диаграмм на одной частоте позволяет определить размерность среды и направление простирания геологических структур.

## Глава 4. Результаты АМТЗ

### 4.1. Анализ первичных данных

Полученные в результате обработки данных оценки компонент тензора импеданса используются на этапе анализа, который включает анализ кривых кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ) и фазы импеданса ( $\varphi_z$ ), амплитудных полярных диаграмм (АПД) основных и дополнительных компонент тензора импеданса, параметры неоднородности среды (SKEW), а также направлений азимутов.

Этап анализа важен для дальнейшей интерпретации данных, т.к. позволяет выбрать класс моделей, в котором она будет выполнена, а также определить взаимное расположение основных структур и их простирание.

Ниже рассмотрим основные результаты анализа данных АМТ зондирований на трех рассматриваемых участках.

#### 4.1.1. Уряхское рудное поле

Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса, полученных по результатам измерений на точках с различными геоэлектрическими свойствами показаны на рис. 20.

На этом рисунке приведены кривые, полученные на участке с высокими значениями кажущегося сопротивления (профиль 70, пк 2500), на участке с низкими значениями кажущегося сопротивления (профиль 74, пк 3450) и на участке со средними значениями (профиль 71, пк 3850).

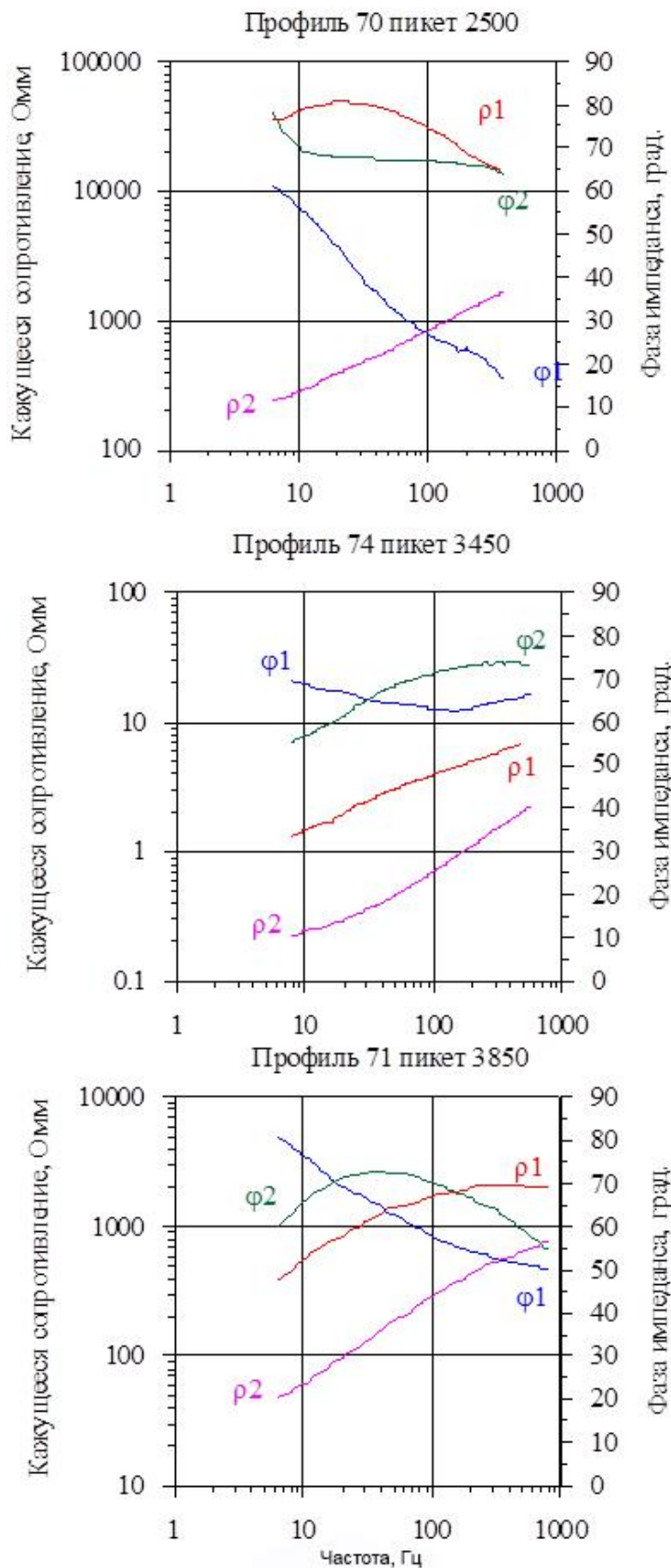
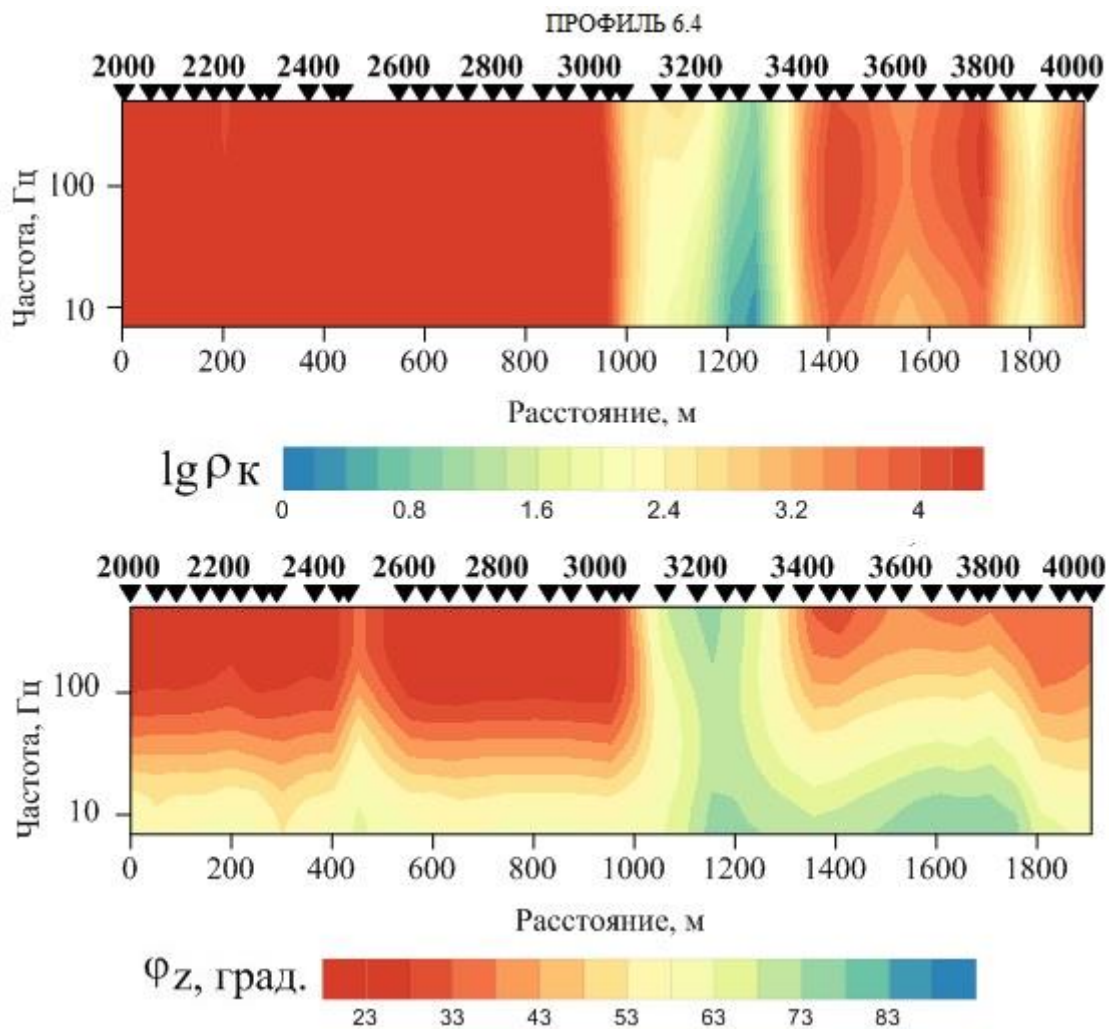
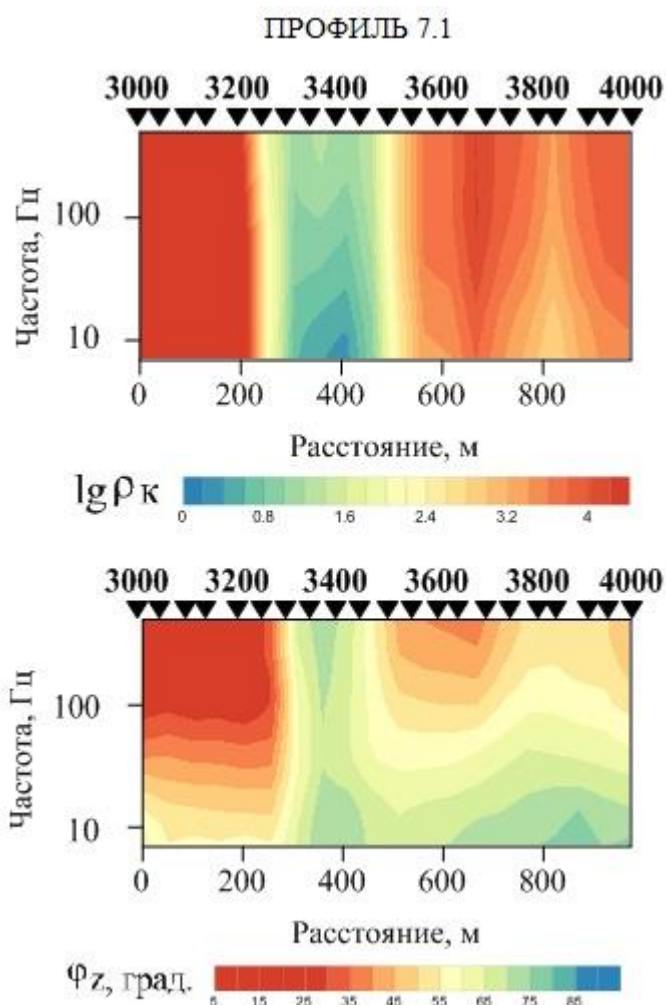


Рис. 20. Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса на участках с различными геоэлектрическими свойствами.

В качестве примера типичных псевдоразрезов для данного участка рассмотрим псевдоразрезы для кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ моды профилей 6.4 и 7.1 (рис. 21, 22)



**Рис. 21. Псевдоразрезы фазы импеданса и кажущегося сопротивления для ТМ моды по профилю 6.4.**



**Рис. 22. Псевдоразрезы фазы импеданса и кажущегося сопротивления для ТМ моды по профилю 7.1.**

В юго-западной и центральной частях участка по всем профилям выделяется вертикальная зона с высокими значениями  $\varphi_z$ , отвечающая проводящему объекту. Эта зона по профилю 6.4 выделяется в районе пикетов 3200-3400 и по профилю 7.1 в районе пикетов 3300-3400. Характерной особенностью этой зоны являются повышенные значения  $\varphi_z$  на высоких (100-400 Гц) и низких (7-30 Гц) частотах, причем зона на низких частотах (более глубинная) смещена в северо-восточном направлении.

На псевдорезах  $\log \rho_k$  в юго-западных частях профилей выделяется зона высоких значений кажущегося сопротивления. В юго-западной и центральной частях профилей, как и на псевдорезах  $\varphi_z$ , также выделяется вертикальная проводящая зона. Распределение  $\log \rho_k$  в пределах этой проводящей зоны отражает особенности ее внутреннего строения. Глубинные части этой проводящей зоны, выделенные по фазе, на псевдорезах  $\log \rho_k$  не проявляются.

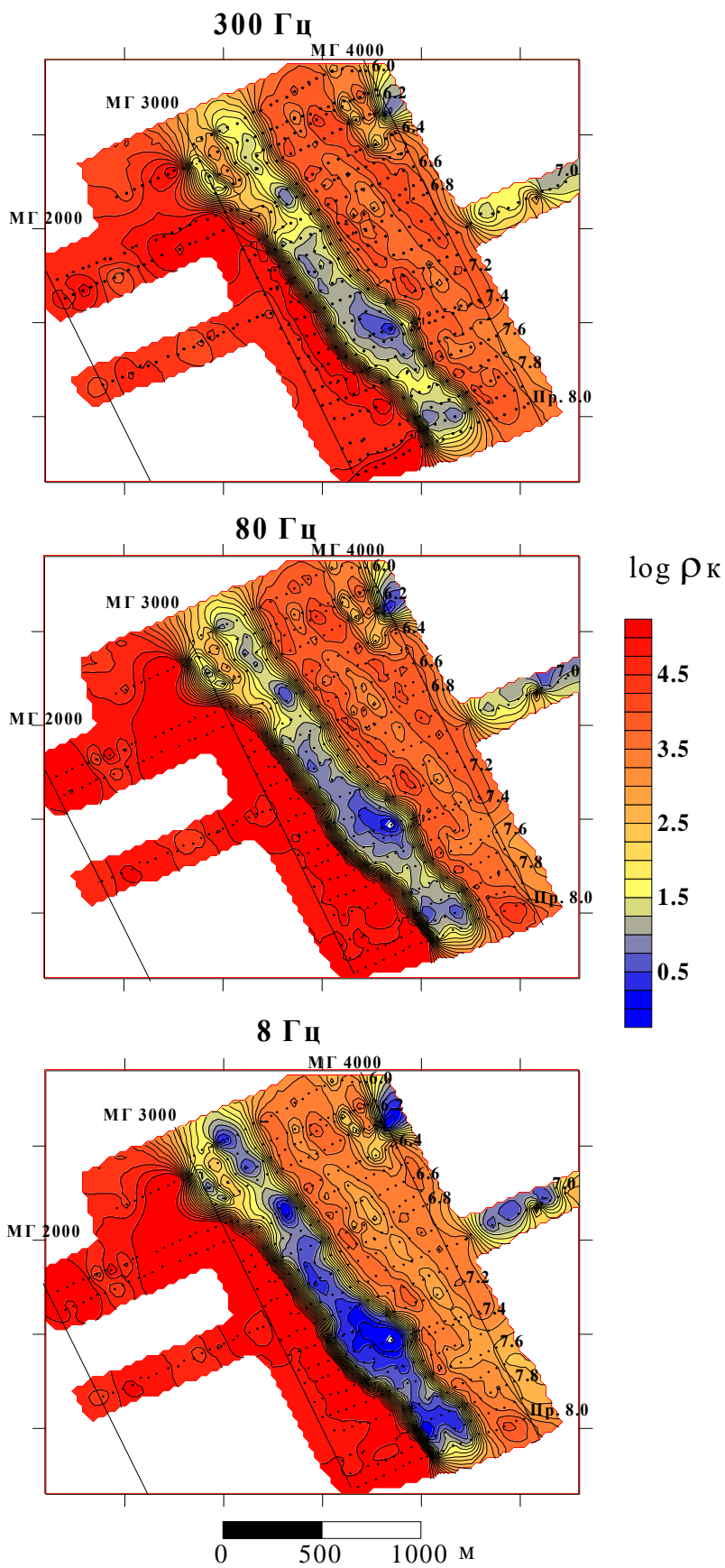
Наиболее наглядно поведение проводящей зоны видно на планах изолиний. Анализ планов изолиний  $\log\rho_k$  (рис. 23) показывает, что юго-западная часть участка выделяется как зона пород с высокими значениями кажущегося сопротивления. Эта зона соответствует вулканогенной толще усть-келянской свиты.

Наиболее контрастно на планах изолиний  $\log\rho_k$  выделяется проводящая зона север-северо-западного (ССЗ) простирания в средней части участка работ. Проводящая зона проявлена на всех трех частотах, что связано с неглубоким залеганием ее верхней кромки. Эта зона имеет сложное внутренне строение, что может быть обусловлено наличием здесь нескольких тектонических нарушений. Наиболее проводящие части этой зоны могут быть связаны с пересечением разнонаправленных разломов. Изменение морфологии проводящей зоны, что видно в основном по ее левому краю, вероятно обусловлено наличием разломов восток-северо-восточного (ВСВ) простирания. На плане изолиний фазы импеданса для ТМ моды (рис. 24) также контрастно проявлена рассмотренная проводящая зона.

Проводящая зона ССЗ направления в центральной части участка, выделяемая на планах изолиний  $\log\rho_k$  и  $\varphi$ , связана с породами средней подсвиты водораздельной свиты. Эта зона сложена переслаиванием тонкослоистых известняков и черных углеродистых сланцев и непосредственно примыкает к зоне Сюльбанского разлома. По геологическим данным здесь присутствуют гидротермально-измененные породы, в которых широкое развитие получили процессы серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, пиритизации, окварцевания.

На низких частотах, и особенно контрастно на частоте 8 Гц, повышенными значениями  $\varphi$  выделяется вторая проводящая зона ССЗ простирания в восточной части участка. Особенностью этой проводящей зоны является значительная глубина залегания ее верхней кромки, т.к. она практически не видна на планах изолиний  $\log\rho_k$ , а выделяется по  $\varphi$  на низкой частоте.

В северо-восточной части участка (профиль 7.0 пикеты 4000 – 4700, профиля 6.0-6.3 пикеты 3900-4000) на планах изолиний  $\log\rho_k$  и  $\varphi$  выделяется проводящая зона, связанная с породами верхней толщи усть-уряхской свиты, представленными переслаиванием черных и темно-серых филлитовых сланцев и мраморизованных известняков.



**Рис. 23. Планы изолиний кажущегося сопротивления на различных частотах для ТМ моды.**



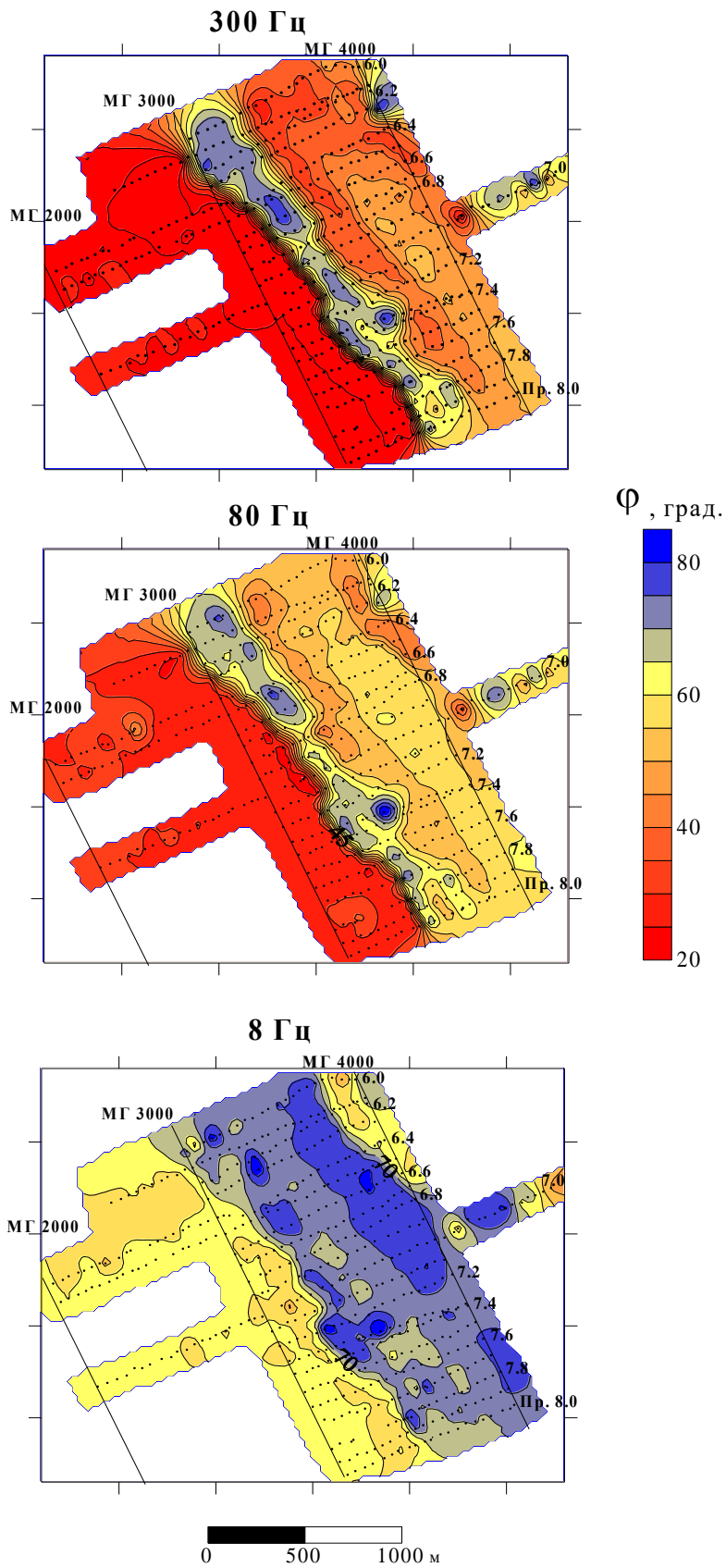
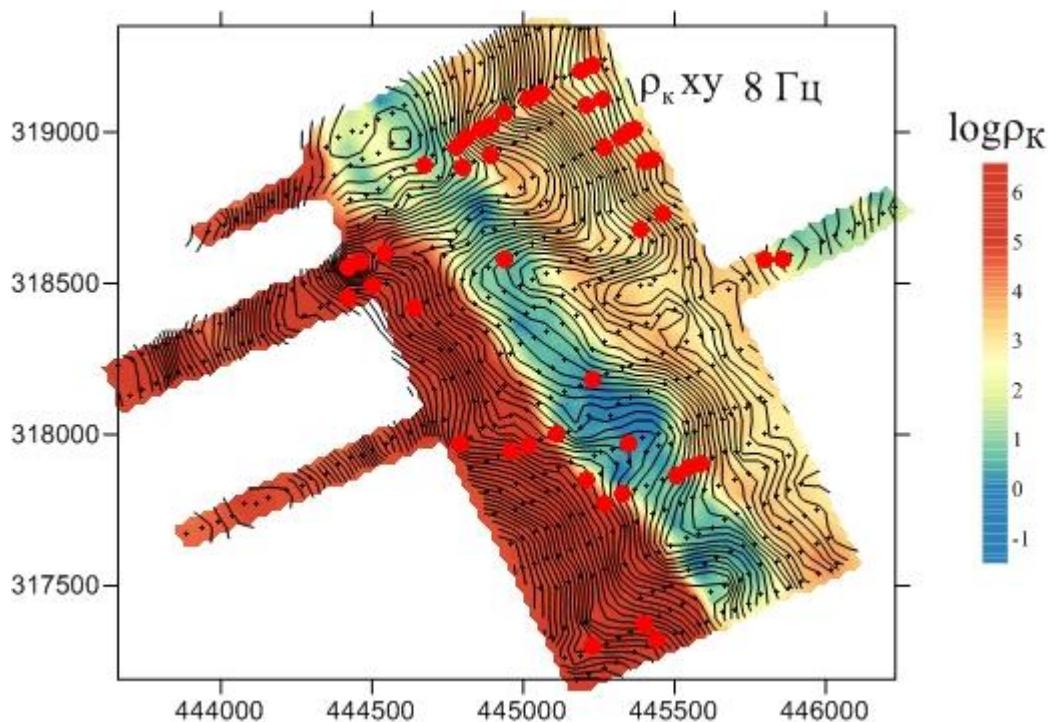


Рис. 24. Планы изолиний фазы импеданса на различных частотах для ТМ моды.

Характерной особенностью данного участка является наличие большого числа точек, где кривые фазы импеданса имеют аномальный характер и выходят за пределы первой четверти (значения превышают  $90^{\circ}$ ). Анализ распределения аномальных точек (рис.25), показал, что они приурочены к границе проводящей зоны и расположены в местах крутого рельефа.



**Рис. 25.** Схема распределения аномальных точек на плане  $\rho_k$  и на рельефе.

На рис. 26. показаны псевдорезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для профиля 7.2. Искажения кривых фазы импеданса наблюдаются на псевдорезах для ТЕ моды в районе пикетов 31.5, 32.0, и 35.0. На рис. 27 показаны кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса для этих точек. Следует отметить, что все точки локализованы на границе проводящей зоны, проявленной контрастно на псевдорезах кажущегося сопротивления для ТМ моды, и менее контрастно на псевдорезах кажущегося сопротивления для ТЕ моды.

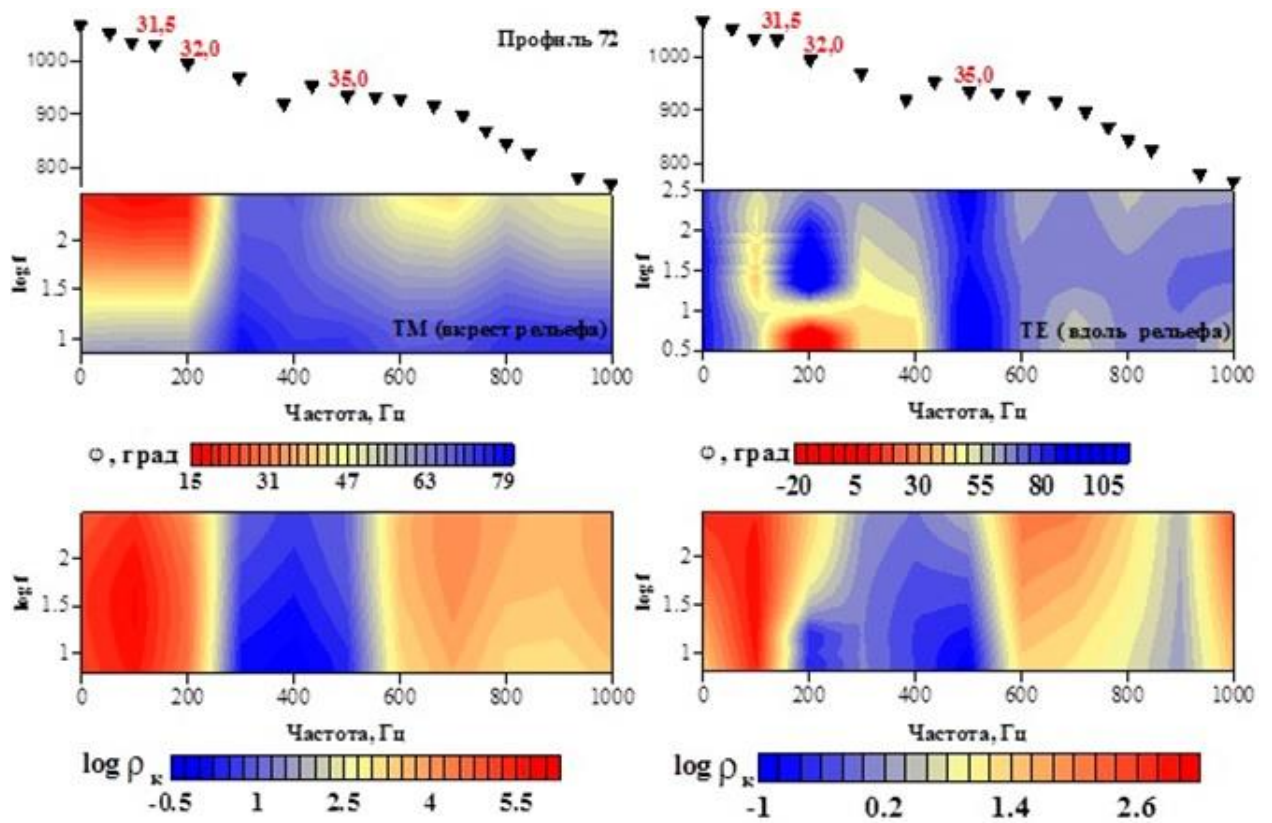


Рис. 26. Планы изолиний кажущегося сопротивления и фазы импеданса для профиля 7.2

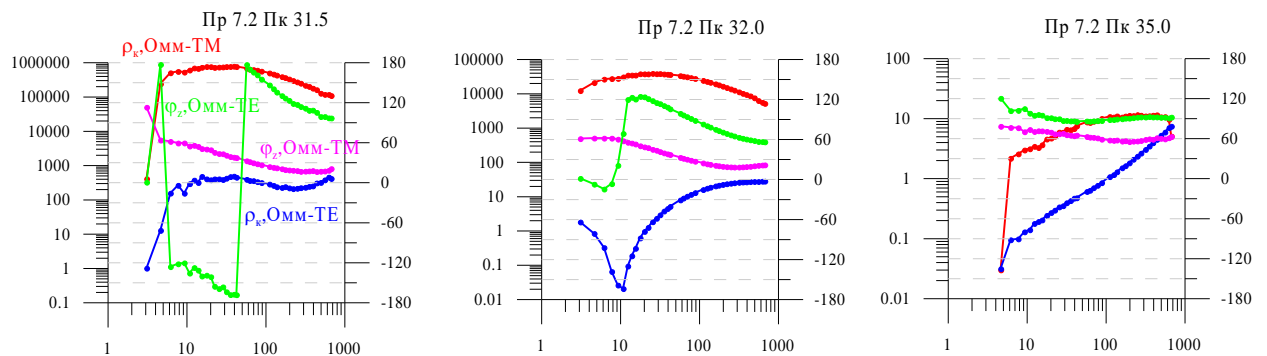
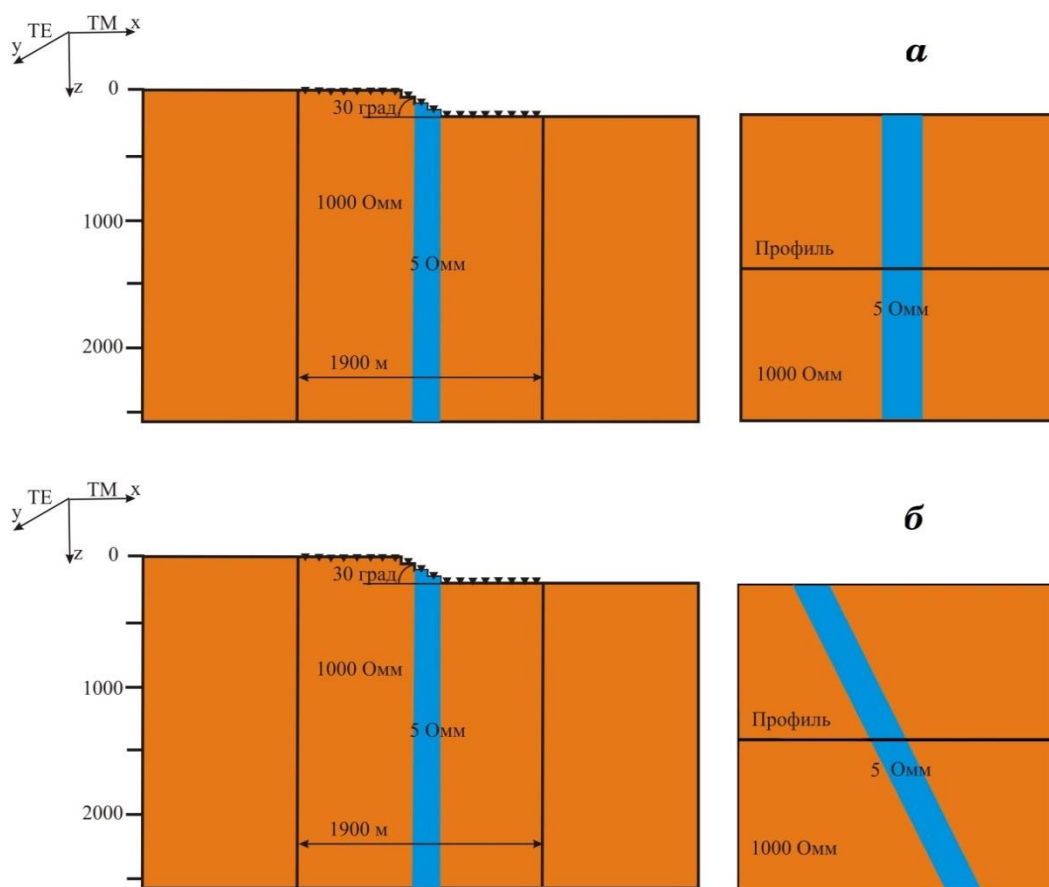


Рис. 27. Кривые кажущегося сопротивления и импеданса для пикетов 31.5, 32.0, 35.0

#### 4.1.2 Результаты 3D моделирования аномального поведения фазы импеданса

Моделирование для объяснения аномальных зон с отрицательной фазой импеданса проводилось в блоке трёхмерного моделирования программы WinGLink. Расчётная модель представлена однородной средой с удельным сопротивлением 1000 Ом\*м, удельное сопротивление проводящего объекта составляло 5 Ом\*м.

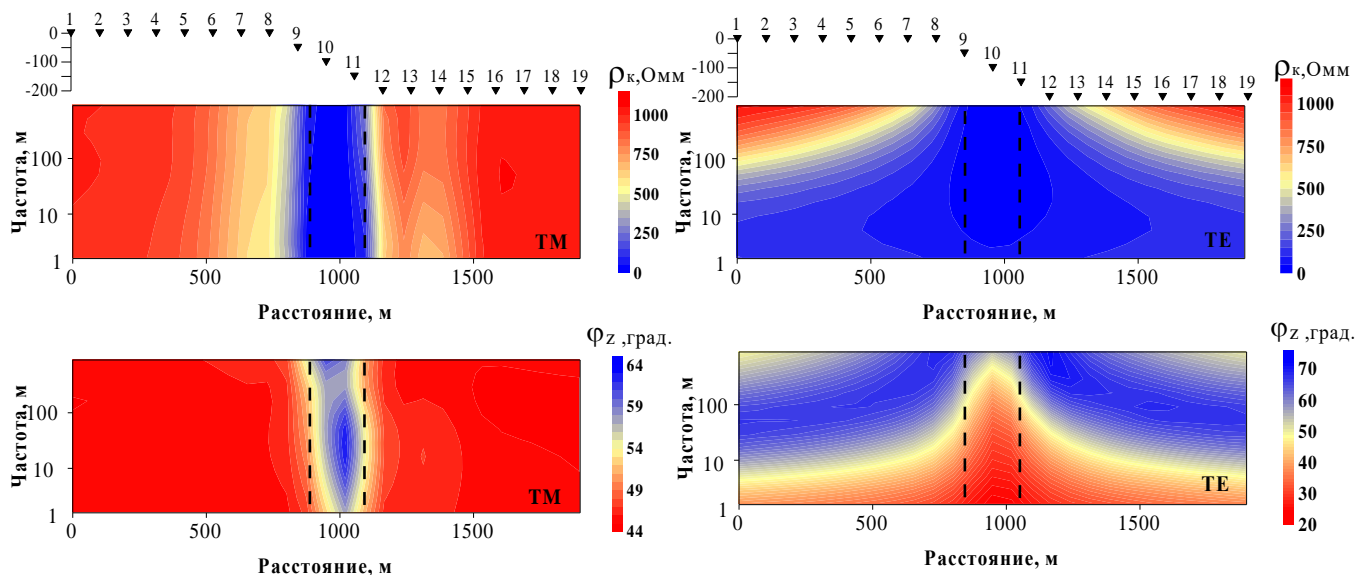
Было создано две расчётные модели. В первой модели проводящее тело находилось в центре модели и располагалось вкрест профиля наблюдений (рис. 28а); во второй модели проводящее тело располагалось под углом к профилю (рис. 28б)



**Рис. 28. Расчётные модели (разрез и план): а - первая модель; б - вторая модель.**

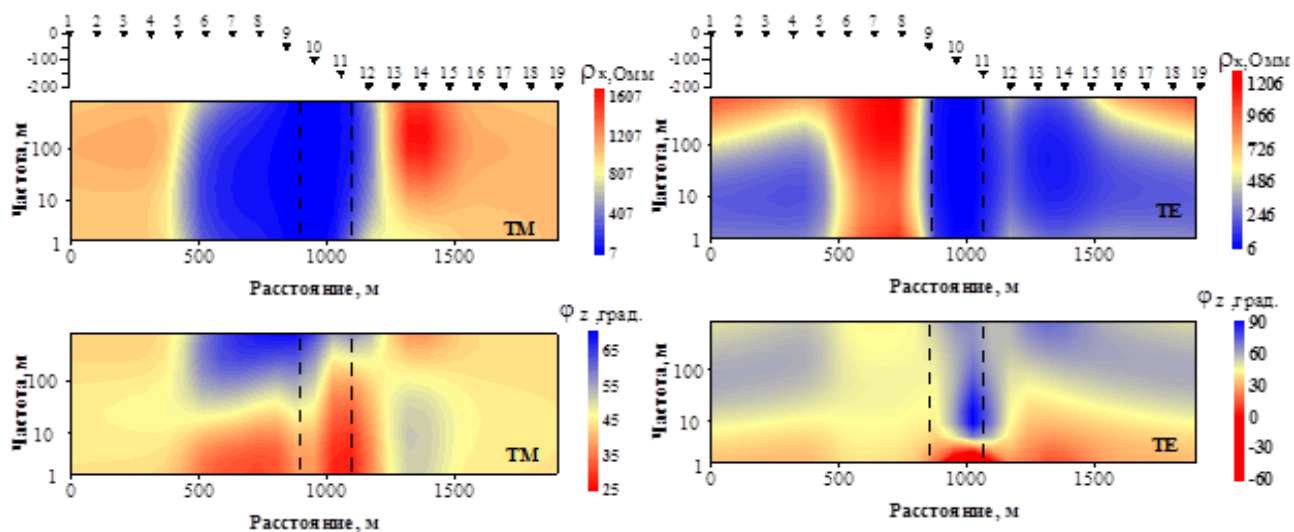
К каждой из моделей были построены псевдорезы и проанализированы полученные данные.

На рис.29 на ТМ моде пониженные значения удельного сопротивления и повышенные значения фазы выделяются в пределах проводящего тела. В ТЕ моде кривые искажены, пониженное удельное сопротивление наблюдается вне границ проводника.



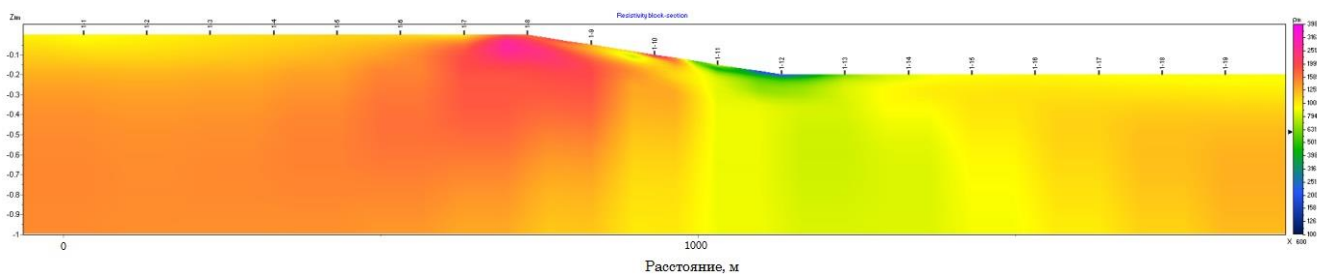
**Рис. 29. Модель 1. Проводящее тело вкрест профиля наблюдений**

При расположении проводящего тела под углом к рельефу на псевдоразрезе (рис.30) в ТЕ-моду отмечаются отрицательные значения фазы импеданса в районе тех пикетов, где профиль пересекает проводящее тело. Аномальные фазы проявлены только на ТЕ-моду, но следует отметить, что искажение кривых наблюдается и при ТМ-моду.



**Рис. 30. Модель 2. Проводящее тело под углом к профилю.**

При использовании точек с аномальными фазами в инверсии восстановить первичный разрез не удастся. Инверсия по ТМ моду также не позволит получить адекватный результат. Из-за того, что высокие значения фазы наблюдаются только на высоких частотах, при построении разреза границы проводящего тела искажаются (рис.31). Проводник оказывается как бы прижатым к поверхности, что не соответствует реальности.

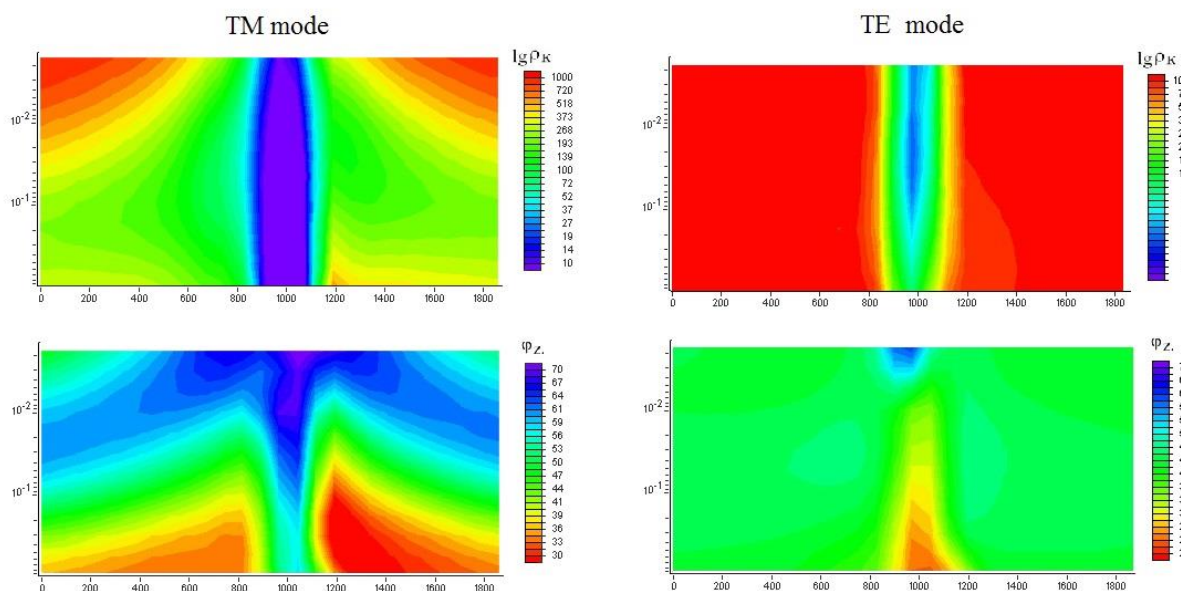


**Рис. 31. Разрез, полученный при инверсии по ТМ моде**

Для устранения данного эффекта есть несколько путей решения.

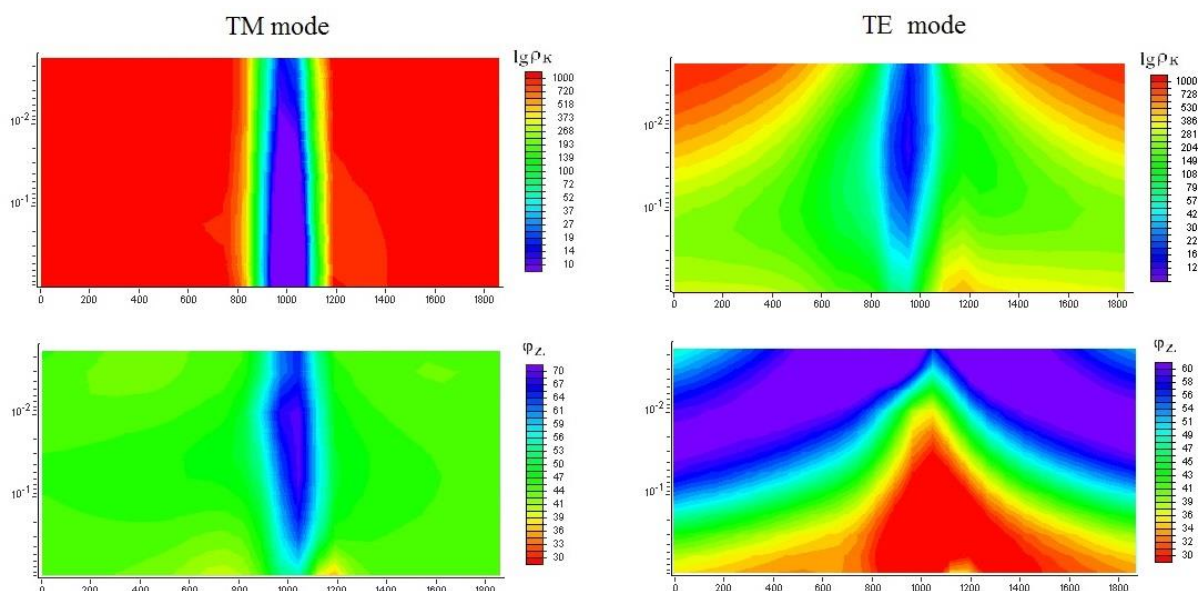
При одном из решений можно не использовать точки с аномальными фазами при инверсии. Это было сделано для большинства профилей. Но при таком способе теряется информация, и полученные при инверсии результаты могут быть не адекватны геологическому строению.

В ходе моей работы была предпринята попытка найти пути устранения аномального эффекта. Были проанализированы псевдоразрезы, полученные по результатам расчета главных значений методом ЛМК, реализованный в программном комплексе WinGLink (рис. 32).



**Рис. 32. Псевдоразрез по результатам расчета методом ЛМК**

В полученных псевдоразрезах затем были поменяны местами ТЕ и ТМ моды за исключением точек 1-10 и 1-11, в которых наблюдалась аномальная фаза (рис.33).



**Рис. 33. Псевдорез, ТМ и ТЕ мода поменяны местами (кроме 1-10 и 1-11 пикетов)**

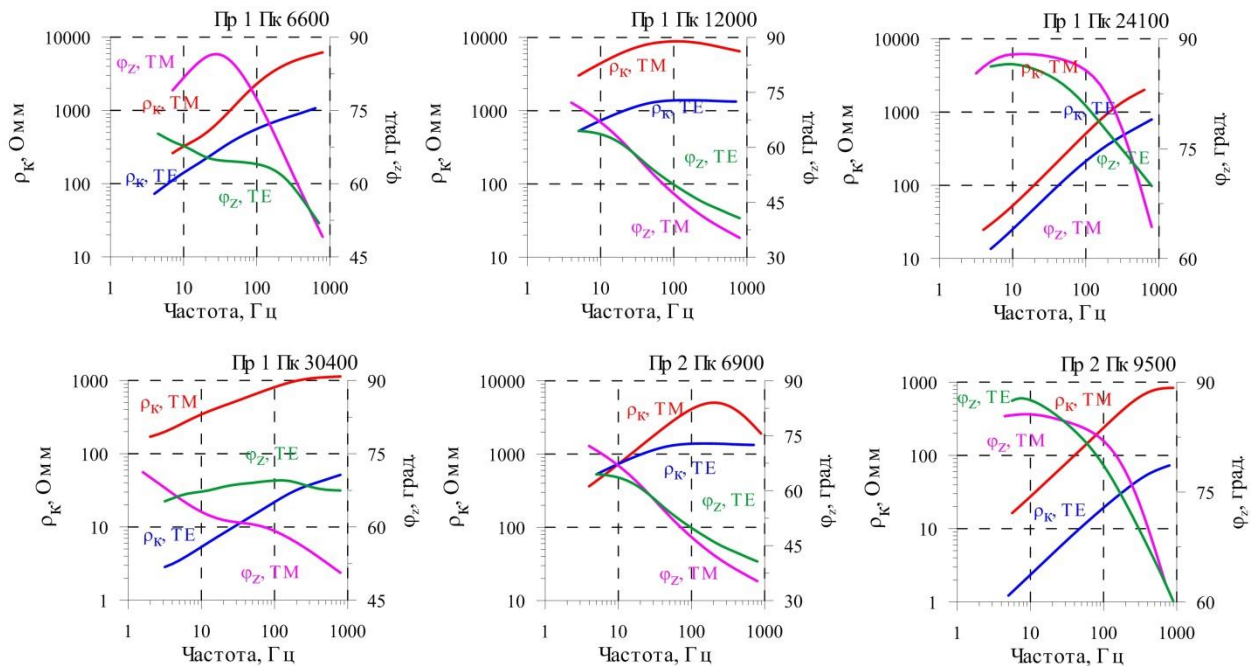
Как видно, на них отсутствуют аномальные значения. Характер аномальной зоны для ТМ и ТЕ моды указывает на то, что в области аномальной зоны тензор импеданса может быть повернут на 90 градусов. Полученные данные для ТМ моды позволяют полностью восстановить разрез. При этом, в полученной модели заложена причина аномальных фаз.

#### 4.1.3. Сухоложское рудное поле

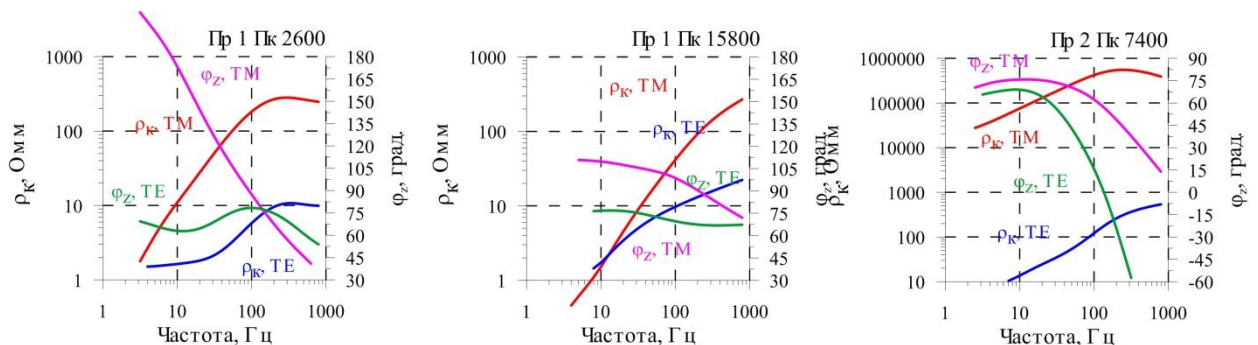
На рис. 34 показан пример типичного поведения кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод для участков с различными геоэлектрическими свойствами на профилях СЛ1 и СЛ2. Значения кажущегося сопротивления изменяются в широких пределах, от единиц до десятков тысяч Ом\*м. Кривые кажущегося сопротивления для большей части профилей являются двухслойными с проводящим основанием. Кривые фазы импеданса соответствуют по характеру кривым кажущегося сопротивления и характеризуются пониженными значениями на верхних частотах и повышенными - на низких частотах. На отдельных точках намечается понижение значений фазы импеданса на низких частотах, что может свидетельствовать о влиянии глубинного высокоомного слоя.

На отдельных пикетах наблюдается аномальные выход фазы импеданса за пределы первой четверти (рис.35). Как было показано в предыдущем разделе, подобное поведение фазы импеданса связано с трехмерным строением среды и совокупностью влияния двумерных неоднородностей (вертикальных проводящих объектов) и рельефа. Точки

сосредоточены в районах значительного перепада высот с углами наклона более 10 град.



**Рис. 34. Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод для точек зондирования на профилях СЛ1 и СЛ2.**



**Рис. 35. Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса с аномальными значениями для ТМ и ТЕ мод для точек зондирования на профилях 1 и 2.**

Для профилей СЛ-1 и СЛ-2 приведены псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод (рис.36 и 37). В целом, на данных псевдоразрезах выделяются высокоомные блоки на высоких частотах и проводящие - на низких частотах. Многочисленные нарушения проявляются в виде узких проводящих аномалий во всем диапазоне частот на псевдоразрезах кажущегося сопротивления. При этом, на псевдоразрезах фазы импеданса подобные нарушения могут быть проявлены выходом этого параметра за пределы первой четверти, что свидетельствует о влиянии трехмерных неоднородностей.



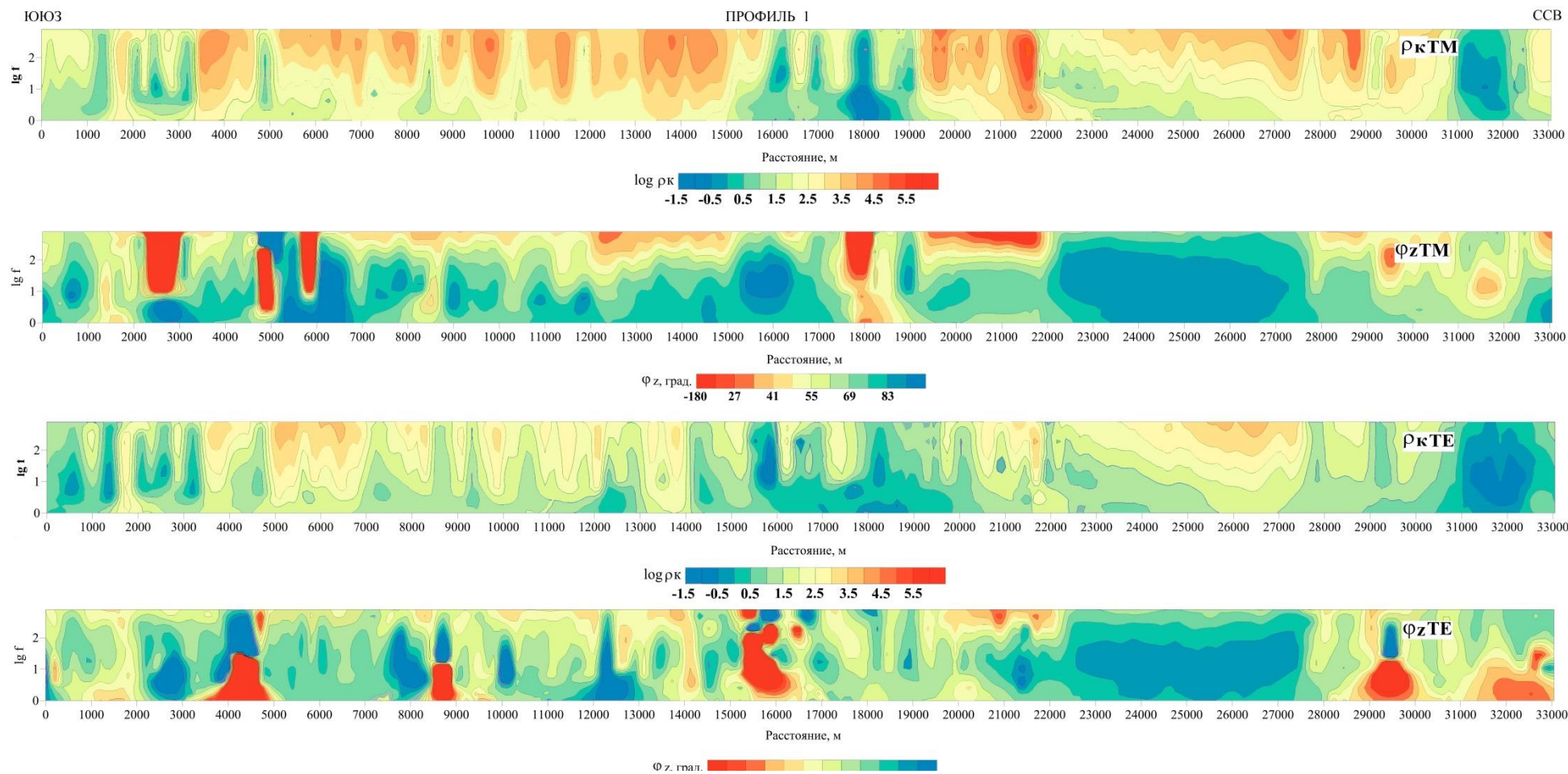
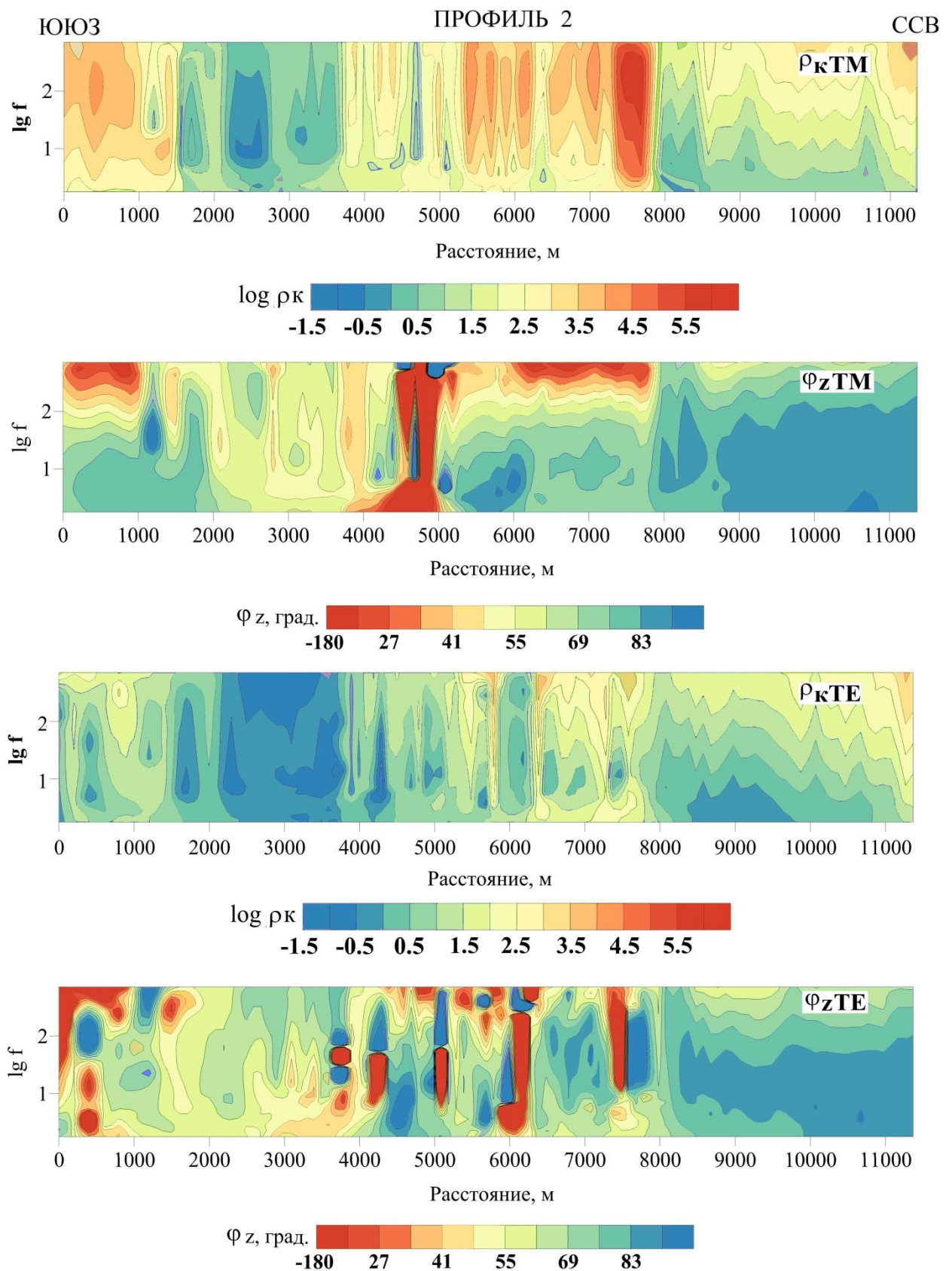


Рис. 36. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фаза импеданса для ТМ и ТЕ мод по профилю СЛ-1.



**Рис. 37. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод по профилю СЛ-2.**

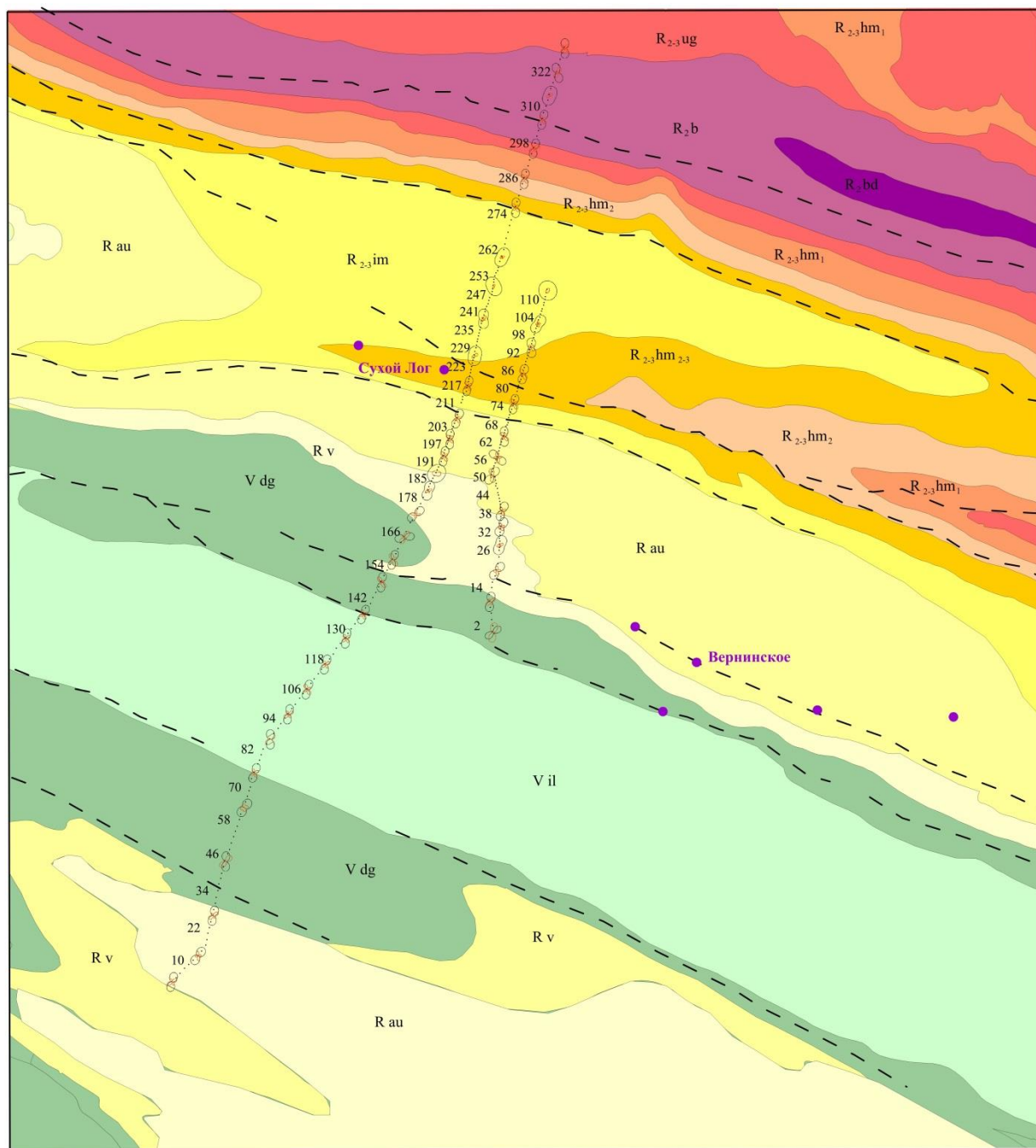
Как уже было сказано, анализ амплитуд полярных диаграмм является значимым

этапом анализа исходных данных. На рис. 38 показаны АПД, наложенные на геологическую карту. Для большей части профилей большие оси АПД основных компонент ориентированы вкост простирания пород. Для большинства точек форма полярных диаграмм незначительно меняется в зависимости от частоты. В основном, полярные диаграммы основных компонент тензора импеданса имеют форму эллипса, большая ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. Полярные диаграммы дополнительных компонент имеют форму четырех лепестков. Подобное поведение свидетельствует о двумерном строении среды.

Для большей части профилей большие оси АПД основных компонент ориентированы вкост простирания пород. Ориентировка больших осей эллипса большей части АПД основных компонент тензора импеданса соответствует ориентировке профилей.

Основываясь на анализе АПД было принято, что ТМ моде отвечает азимут  $15^\circ$ , а ТЕ моде –  $105^\circ$ .

Основываясь на выполненном анализе первичных данных, была выполнена 2D бимодальная инверсия кривых АМТ зондирований.



**Рис. 38. Поведение АПД основных и дополнительных компонент тензора импеданса на частоте 75 Гц и схема геологического строения участка работ.**

#### 4.1.4. Олбот-Верне-Хаттынахское рудное поле

На рис. 39 приведен пример кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод для профилей 1-2, 1-3, 2-1 и 2-2.

Значения кажущегося сопротивления изменяются в широких пределах, от единиц до десятков тысяч Ом\*м. Кривые кажущегося сопротивления для большей части профилей являются двухслойными с проводящим основанием. Кривые фазы импеданса соответствуют по характеру кривым кажущегося сопротивления и характеризуются пониженными значениями на верхних частотах и повышенными - на низких частотах.

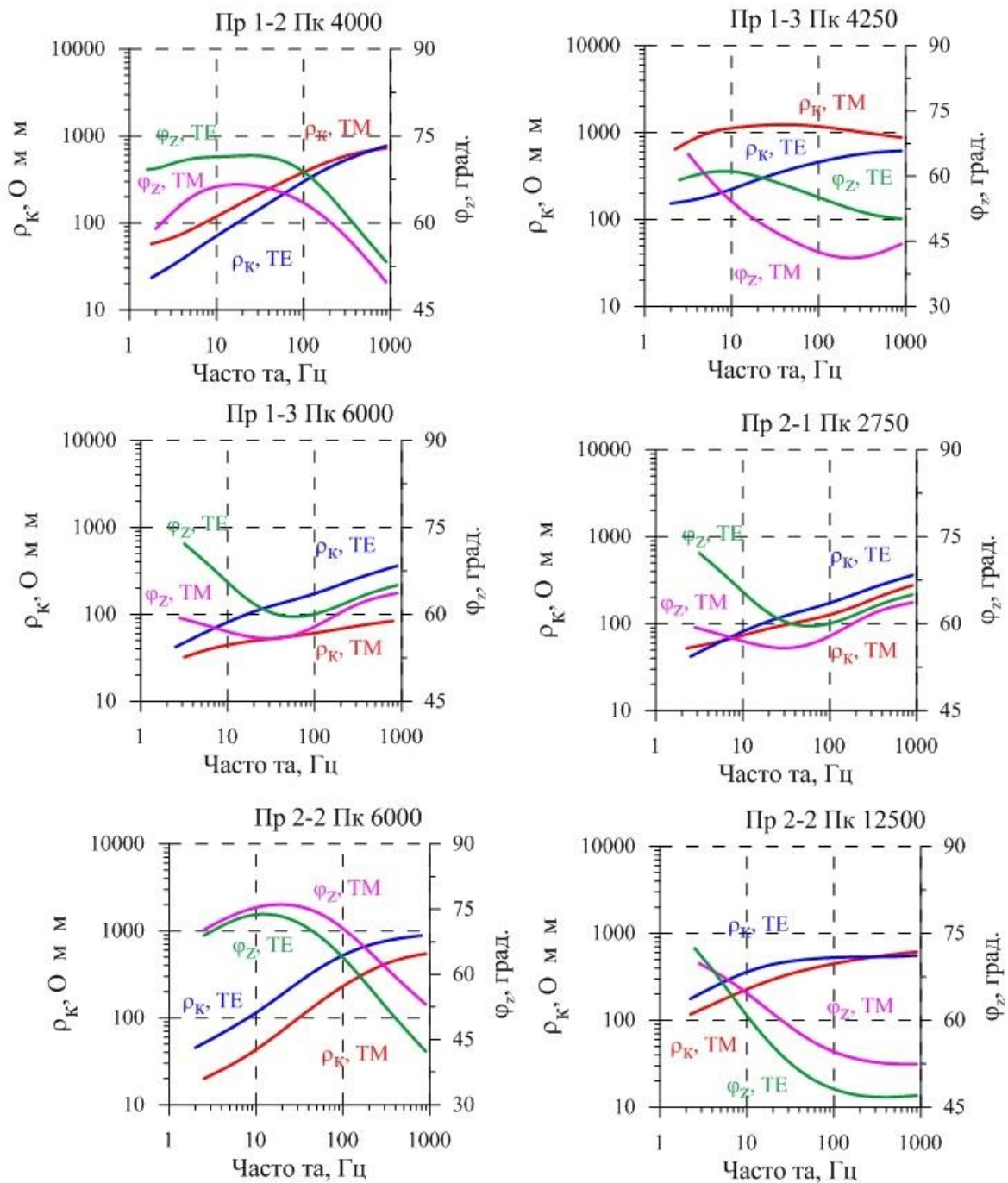
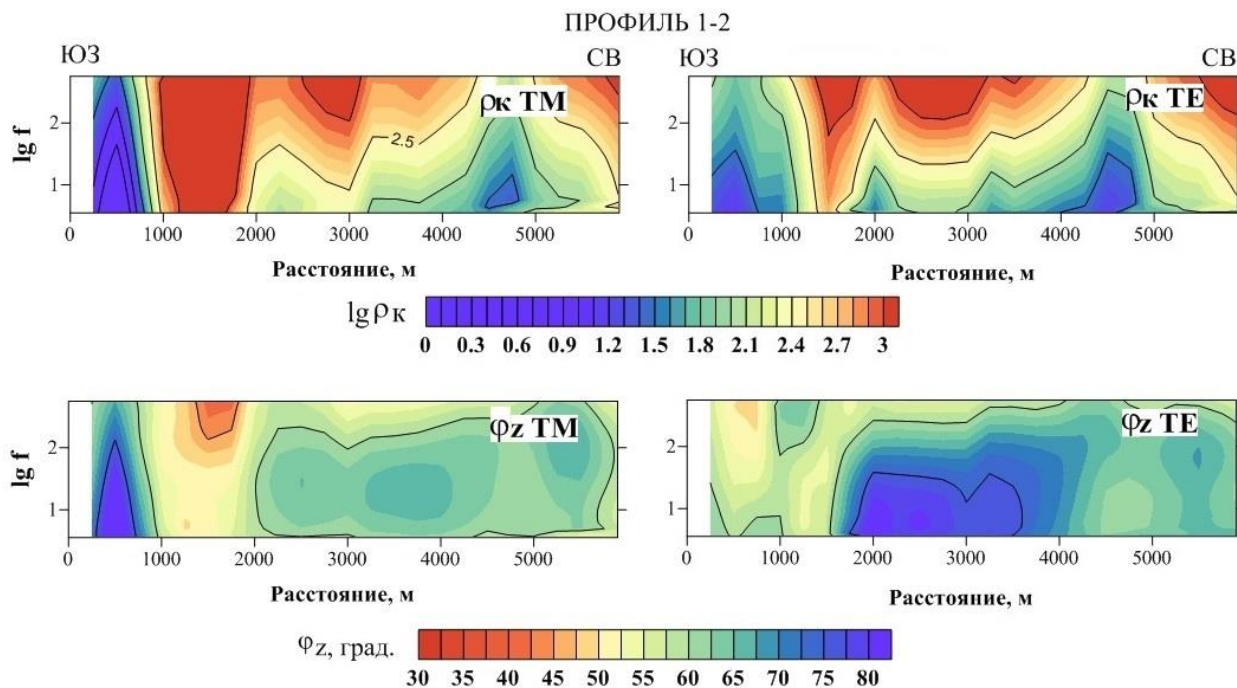


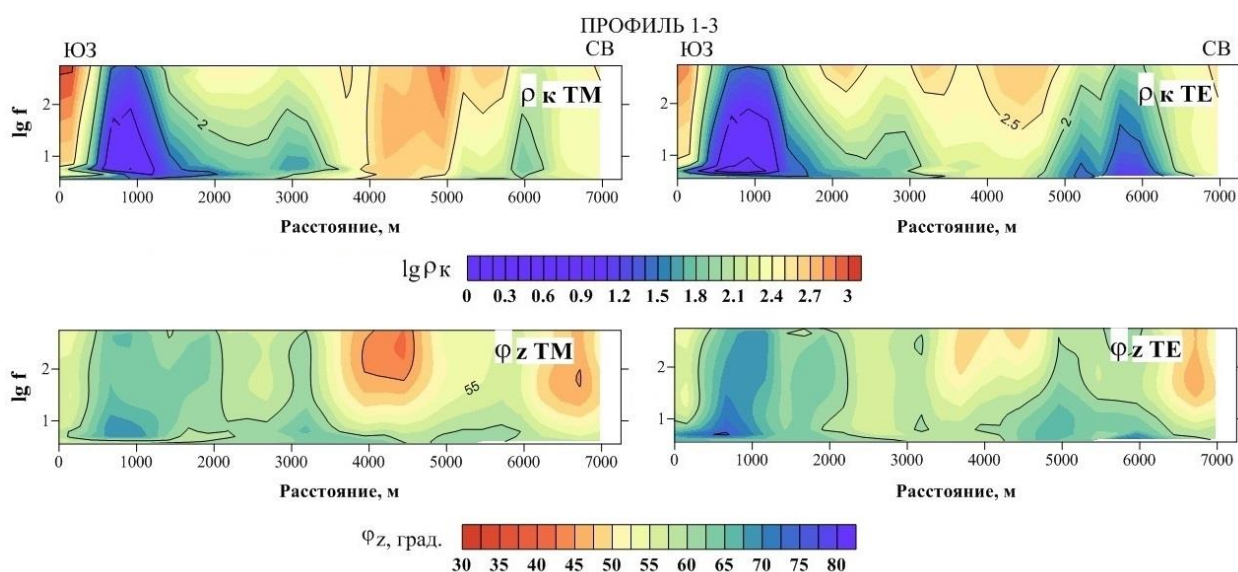
Рис. 39. Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод для точек зондирования на профилях 1-2, 1-3, 2-1 и 2-2.

Для профилей СЛ-1 и СЛ-2 приведены псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ мод. (рис.40-43)

В целом, на данных псевдоразрезах выделяются высокоомные блоки на высоких частотах и проводящие - на низких частотах.



**Рис. 40. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ моды по профилю 1-2.**



**Рис. 41. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ моды по профилю 1-3**

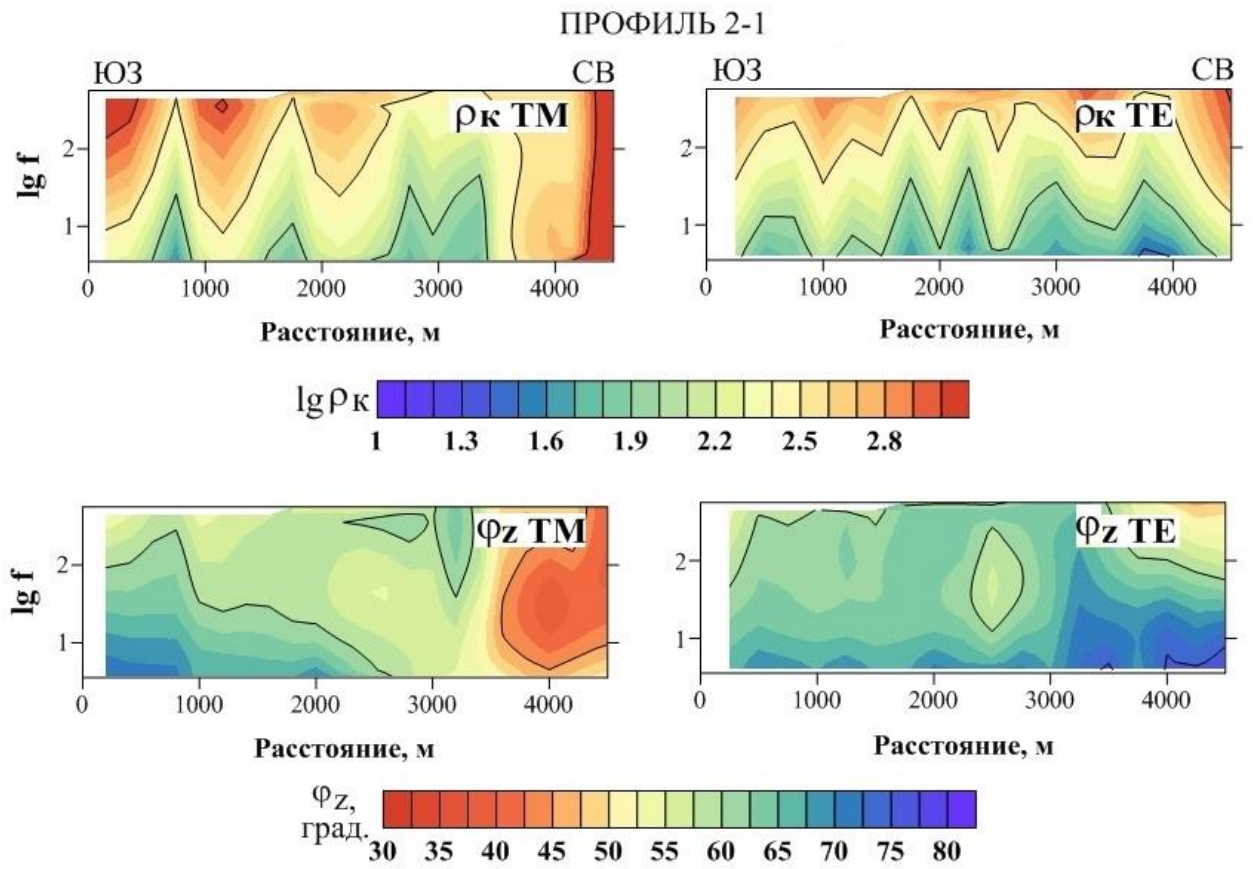
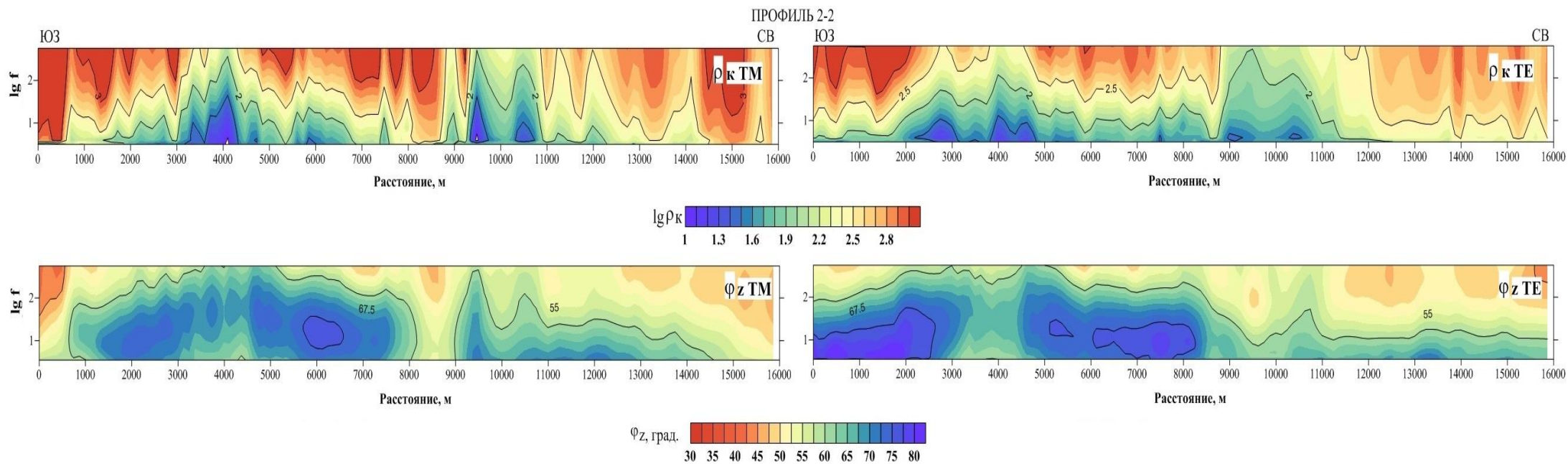


Рис. 42. Псевдорезрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ моды по профилю 2-1

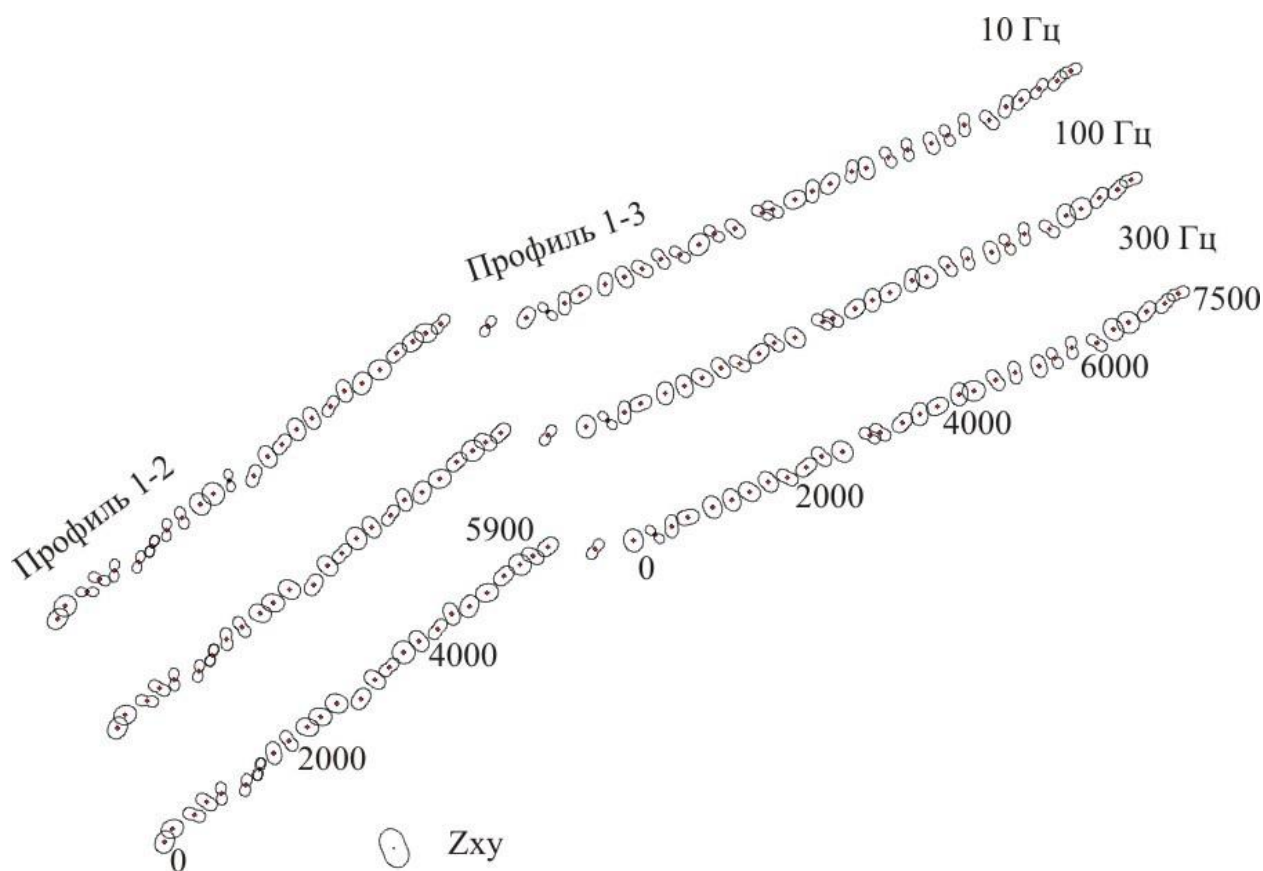


**Рис. 43. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ТМ и ТЕ моды по профилю 2-2**



Нарушение закономерного характера псевдоразрезов наблюдается на следующих интервалах: Профиль 1-2 ПК 0-500 и Профиль 2-2 ПК 9000-10000. В указанных интервалах низким значениям кажущегося сопротивления соответствуют низкие значения фазы импеданса для ТЕ моды, а высоким – высокие (более 45 град.). При этом, кривые фазы импеданса для ТМ моды не искажены и имеют нормальный характер. Данный эффект наблюдается при наличии в разрезе наклонных контактов блоков с резко отличающимися геоэлектрическими параметрами.

По полученным в результате измерений данным были построены и проанализированы амплитудные полярные диаграммы основных и дополнительных компонент тензоров импеданса, приведенные на рисунках 44 и 45.

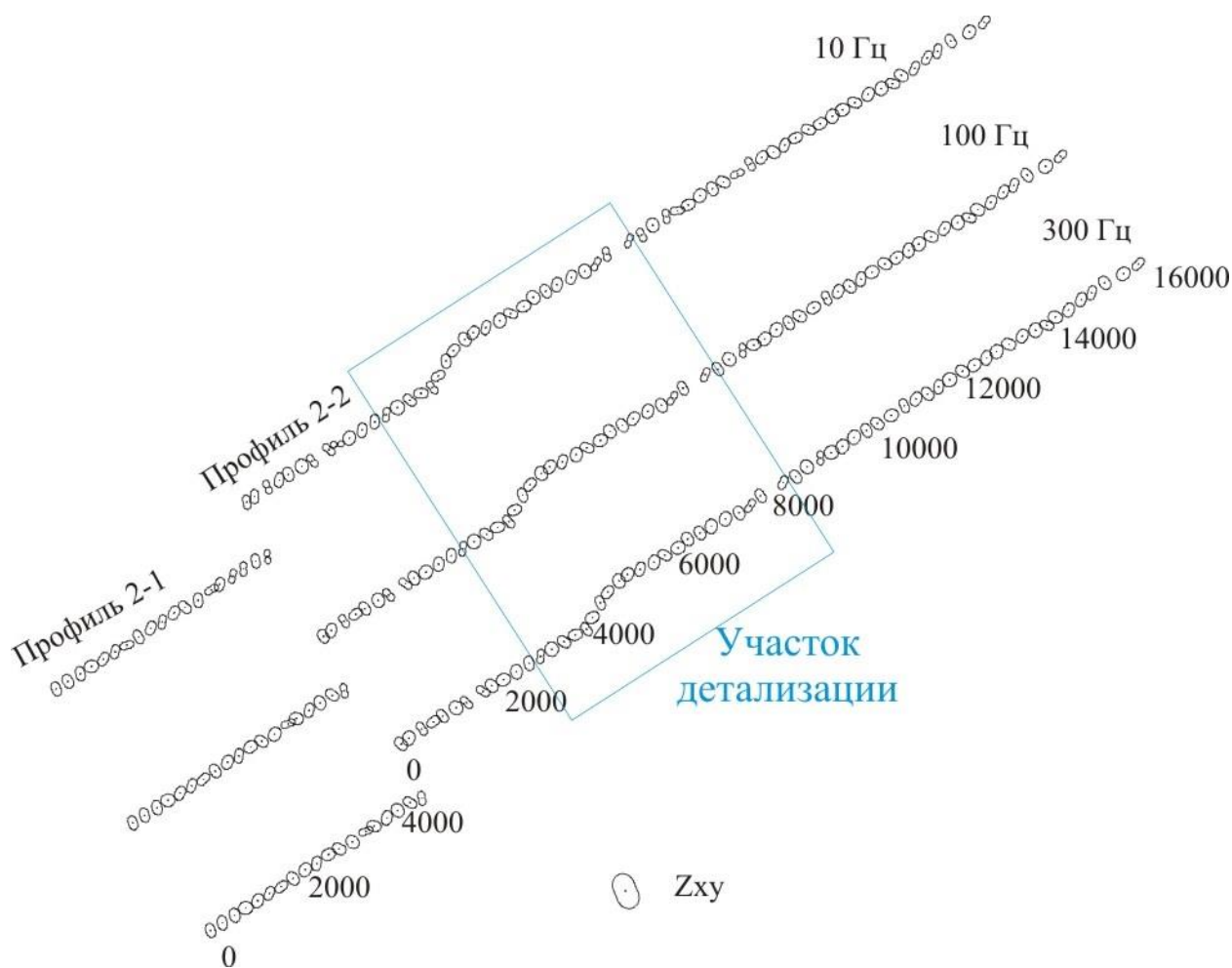


**Рис. 44.** Поведение АПД основных и дополнительных компонент тензора импеданса для профилей 1-2 и 1-3 для частот 10, 100 и 300 Гц.

Для большинства точек форма полярных диаграмм незначительно меняется в зависимости от частоты. В основном, полярные диаграммы основных компонент тензора импеданса имеют форму эллипса, большая ось которого ориентирована в северо-западном направлении.

Большие оси АПД ориентированы вкост профилей. Нарушения ориентировки и изменение формы АПД наблюдаются на следующих участках профилей: ПР 1-2 ПК 500-2000, ПР 2-2 ПК 7250-8000. Данные нарушения, вероятно, связаны с наличием резких

вертикальных контактов (разломов, интрузивных тел). Основываясь на анализе АПД и имеющейся геологической информации было принято, что ТМ моде отвечает азимут  $55^\circ$ , а ТЕ моде –  $145^\circ$ .



**Рис. 45. Поведение АПД основных и дополнительных компонент тензора импеданса для профилей 2-1 и 2-2 для частот 10, 100 и 300 Гц.**

Основываясь на выполненном анализе первичных данных, была выполнена 2D бимодальная инверсия кривых АМТ зондирований.

#### **4.2 Результаты инверсии данных АМТЗ и геологическая интерпретации полученных разрезов.**

Результаты 2D инверсии исходных данных-кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса-представлены в виде геоэлектрических разрезов (рис.46-51).

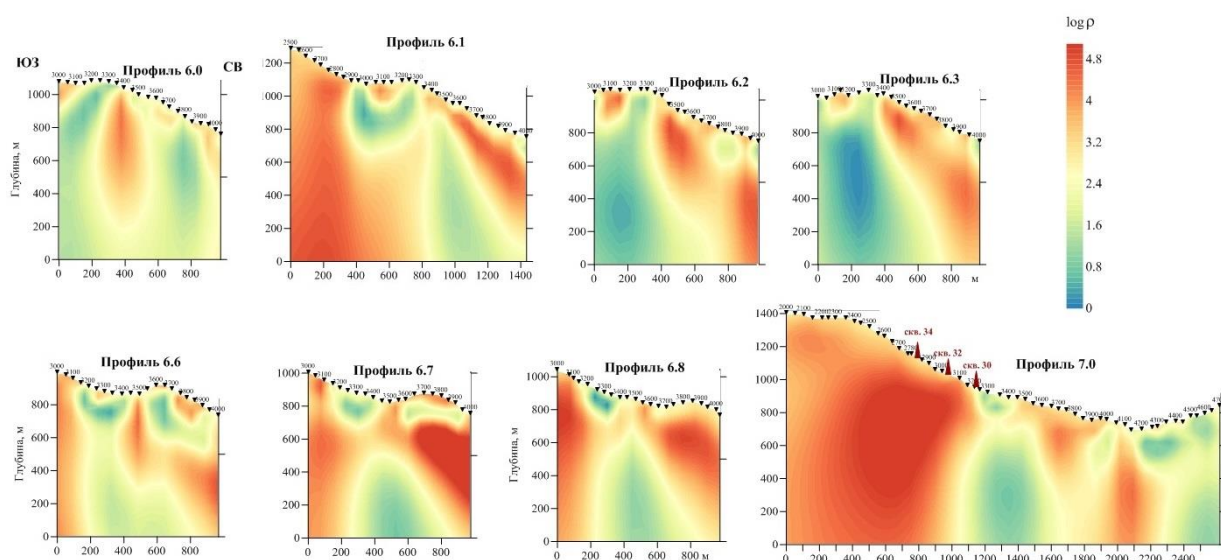
##### **4.2.1. Уряхское рудное поле**

Геоэлектрические разрезы по профилям участка приведены на рис. 46 и 47.

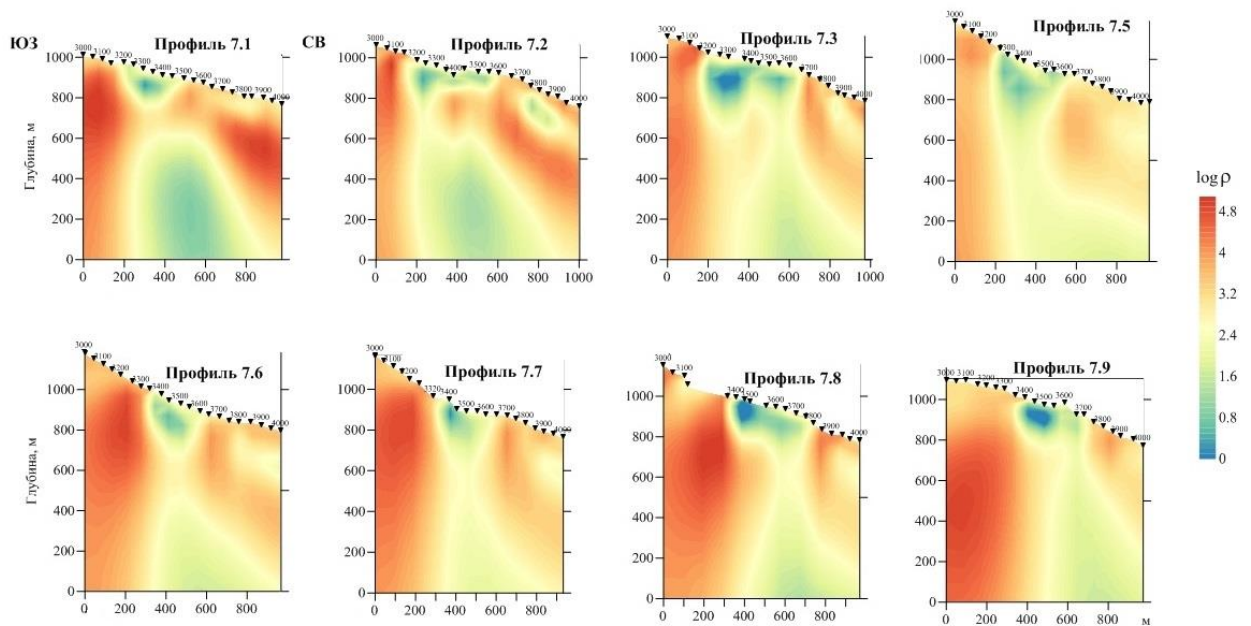
Так же на этих разрезах показано положение скважин, которые были пробурены до проведения работ.

Геoeлектрический разрез участка характеризуется большим диапазоном изменения значений удельного сопротивления Породы усть-келянской свиты, расположенной в юго-западной части участка, отмечаются высокими значениями удельного сопротивления (более 10000 Ом\*м).

Породы водораздельной свиты по геoeлектрическим свойствам отмечаются значительным разнообразием. Здесь выделяются проводящие блоки и блоки с относительно высокими значениями удельного сопротивления, отвечающими разным типам пород.



**Рис. 46. Геoeлектрические разрезы по результатам 2D инверсии данных АМТЗ для профилей 6.0-7.0 на участке в Уряхском рудном поле.**

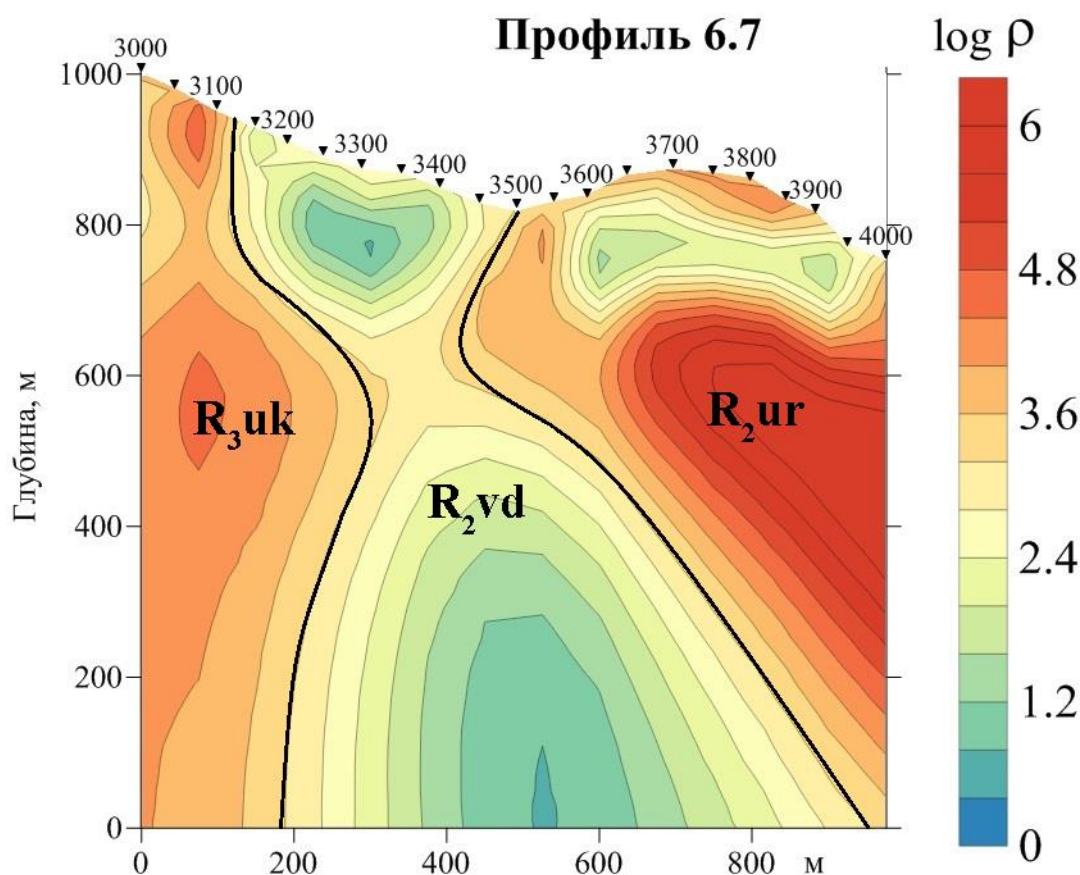


**Рис. 47. Геоэлектрические разрезы по результатам 2D инверсии данных АМТЗ для профилей 7.1-7.9 на участке в Уряхском рудном поле**

На геоэлектрических разрезах по всем профилям выделяется крутопадающая проводящая зона со смещением в северо-восточном направлении и увеличивающаяся на глубину. Наиболее проводящей со значениями удельного сопротивления менее  $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  является верхняя часть этой зоны, залегающая на глубине до 200 м и мощностью около 200 м. Она связана с породами черносланцевой толщи средней подбиты водораздельной свиты и может быть перспективной для обнаружения золоторудной минерализации.

Второй проводящий блок, имеющий глубинное положение, смещен относительно приповерхностного в северо-восточном направлении. Его юго-западный контакт, примыкающий Сюльбанскому разлому, является субвертикальным. Северо-восточная граница этого блока имеет падение в северо-восточном направлении.

На рис. 48 представлен наиболее типичный геоэлектрический разрез по профилю 6.7. Из рис. 48 видно, что в северо-восточной части профиля 6.7. выделяется приповерхностная зона пониженного удельного сопротивления шириной 200-400 м и мощностью 100-200 м, залегающая на высокоомном основании. Эта зона прослеживается и по ряду других профилей. Она характеризуется более высокими значениями удельного сопротивления ( $30 - 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) по сравнению с рассмотренной выше проводящей зоной, примыкающей Сюльбанскому разлому.



**Рис. 48. Типичный для участка геоэлектрический разрез (по результатам 2D инверсии по профилю 6.7).**

#### 4.2.2. Сухоложское рудное поле.

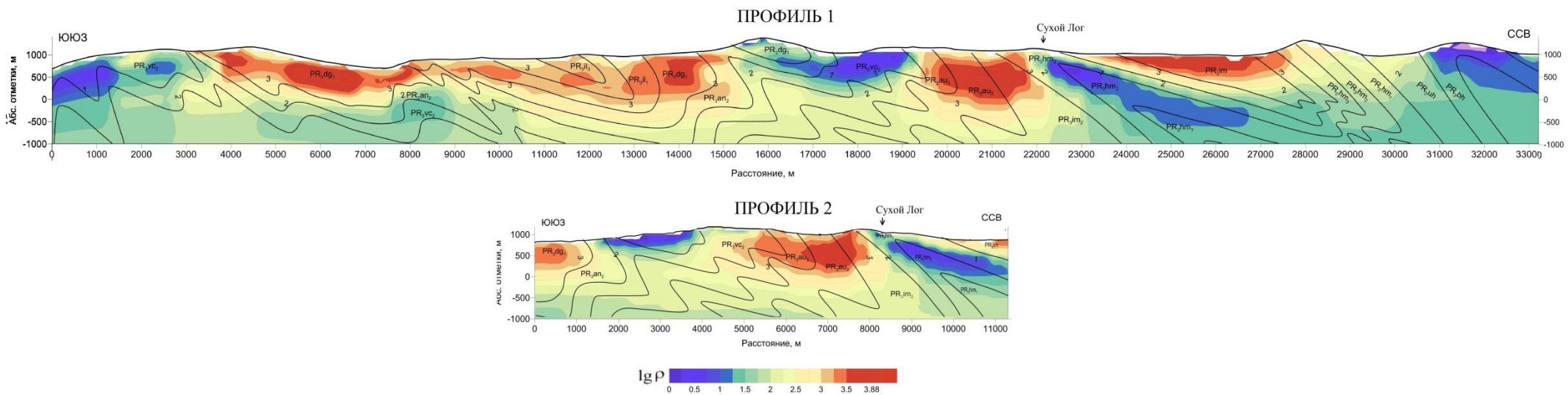
На рис.49 представлены геоэлектрические разрезы для профилей СЛ1 и СЛ2, полученные по результатам 2D инверсии данных АМТ зондирований.. По профилю СЛ-1 в интервале пикетов 0-3400 выделяется блок проводящих (удельное сопротивление единицы Ом·м) высокоуглеродистых алевролитовых сланцев вачской свиты. Мощность проводящего слоя увеличивается в ЮЗ направлении, и достигает, по данным АМТЗ, 1000 м. Проводящий слой погружается на ЮЗ под углом около 15°. Ниже по разрезу наблюдаются более высокоомные породы (удельное сопротивление десятки-первые сотни Ом·м), представленные, вероятно, метапесчаниками аунакитской свиты. В районе пикета 3400 наблюдается контакт проводящего блока с высокоомным.

Далее по профилю до пикета 22000 наблюдается синклиналиная складка. В ядре складки залегают высокоомные (удельное сопротивление сотни Ом·м) метапесчаники и карбонатные породы илигирской свиты. Крылья складки слагают высокоомные (удельное сопротивление сотни-тысячи Ом·м) метапесчаники и карбонаты догалдынской и

анангарской свиты, а также проводящие (удельное сопротивление единицы Ом·м) высокоуглеродистые породы вачской и аунакитской свиты. Данная структура осложнена складчатостью более мелкого порядка. В юго-восточном крыле структурные особенности хорошо выделяются по поведению подошвы высокоомных пород догалдынской свиты. Породы падают на северо-восток, угол падения примерно  $15^\circ$ . В северо-восточном крыле проводящие породы вачской свиты по данным АМТЗ на глубину не прослежены. Это может быть связано с недостоверностью данных инверсии под блоком высоко проводящих пород, вызывающих резкое понижение глубинности метода. Также, вероятно, это может быть связано с изменением удельного сопротивления пород свиты.

В интервале пикетов 22000-25000 наблюдается антиклинальная складка, ядро которой сложено проводящими углеродистыми сланцами хомолхинской свиты, удельное сопротивление пород составляет единицы-первые десятки Ом·м. Крылья складки сложены породами высокоомными имняхской свиты. Складка запрокинута, ось складки падает на северо-восток, угол падения пород в северном крыле по данным АМТЗ около  $15^\circ$  град, в южном крыле – около  $35^\circ$ .

В интервале пикетов 25000-31000 наблюдается синклиальная складка, в ядре которой залегают высокоомные породы имняхской свиты. Крылья складки сложены проводящими породами хомолхинской и угаханской свиты. Следует отметить, что в интервале пикетов 28000-30000 в верхней части разреза удельное сопротивление пород хомолхинской свиты характеризуется более высокими значениями и достигает 100-200 Ом·м, что может быть связано с меньшей углеродистостью пород.



**Рис. 49. Геоэлектрические разрезы по результатам 2D инверсии данных АМТЗ для профилей 1 и 2 на участке в Сухоложском рудном поле (геологическая модель построена Тарасовым А.В. «НПП ВИРГ-Рудгеофизика»)**

В интервале от 31000 и до конца изученной части профиля наблюдается антиклинальная складка, ядро которой сложено карбонатными и терригенными породами бодайбинской свиты. Крылья слагают высокоуглеродистые карбонатные и терригенные породы бижухтинской свиты.

Геоэлектрический разрез по профилю СЛ-2 отражает те же особенности, что и описанный выше разрез профиля СЛ-1. В интервале пикетов 0-8000 картируется северо-западное крыло синклинальной складки, представленное высокоомными породами догалдынской свиты, а также проводящими углеродистыми сланцами вачской и аунакитской свиты. В интервале 8000-11300 наблюдается антиклинальная складка, в ядре которой залегают проводящие породы хомолхинской свиты, а крылья представлены породами имняхской свиты.

Достаточно контрастно в данных АМТЗ выделяются известные разрывные нарушения. Как правило, разломы являются зонами повышенной трещиноватости пород, и картируются по локальным понижениям удельного сопротивления. В пределах изученных профилей разрывные нарушения разделяют блоки разновозрастных пород и картируются по резкому изменению значений удельного сопротивления. Хорошо проявлены разрывные нарушения на следующих пикетах профиля СЛ-1: 3200, 7800, 14800, 17100, 27700, 30700, профиля СЛ-2: 1800. Не все разломы можно наблюдать по данным АМТЗ, т.к. они разделяют блоки пород с одинаковым удельным сопротивлением, и, зачастую, одним литологическим составом.

Таким образом, из приведенных данных видно, что наличие в разрезе контрастных по геоэлектрическим свойствам разновозрастных образований позволяет по результатам АМТЗ картировать структурные особенности геологического строения вдоль изученного профиля. Снижение информативности и глубинности метода до 1000 м наблюдается в области распространения проводящих пород вачской и бижухтинской свит.

#### *4.2.3. Олбот-Верхне-Хатыннахское рудное поле*

На рис. 50 и рис. 51 представлены геоэлектрические разрезы для профилей 1-2, 1-3, 2-1 и 2-2. Профиль 1-2 (рис.50) пересекает антиклинальную складку, в ядре которой залегают проводящие (удельное сопротивление единицы Ом·м) диамиктиты и углесто-глинистые сланцы атканской свиты первой подсвиты. Породы этой свиты проявлены в интервале ПК 3000-5000. Мощность достигает 500 м. По данным АМТ зондирований проводящие породы первой подсвиты не выходят на поверхность. Ядро складки, по данным АМТЗ, расположено в районе ПК 4250.



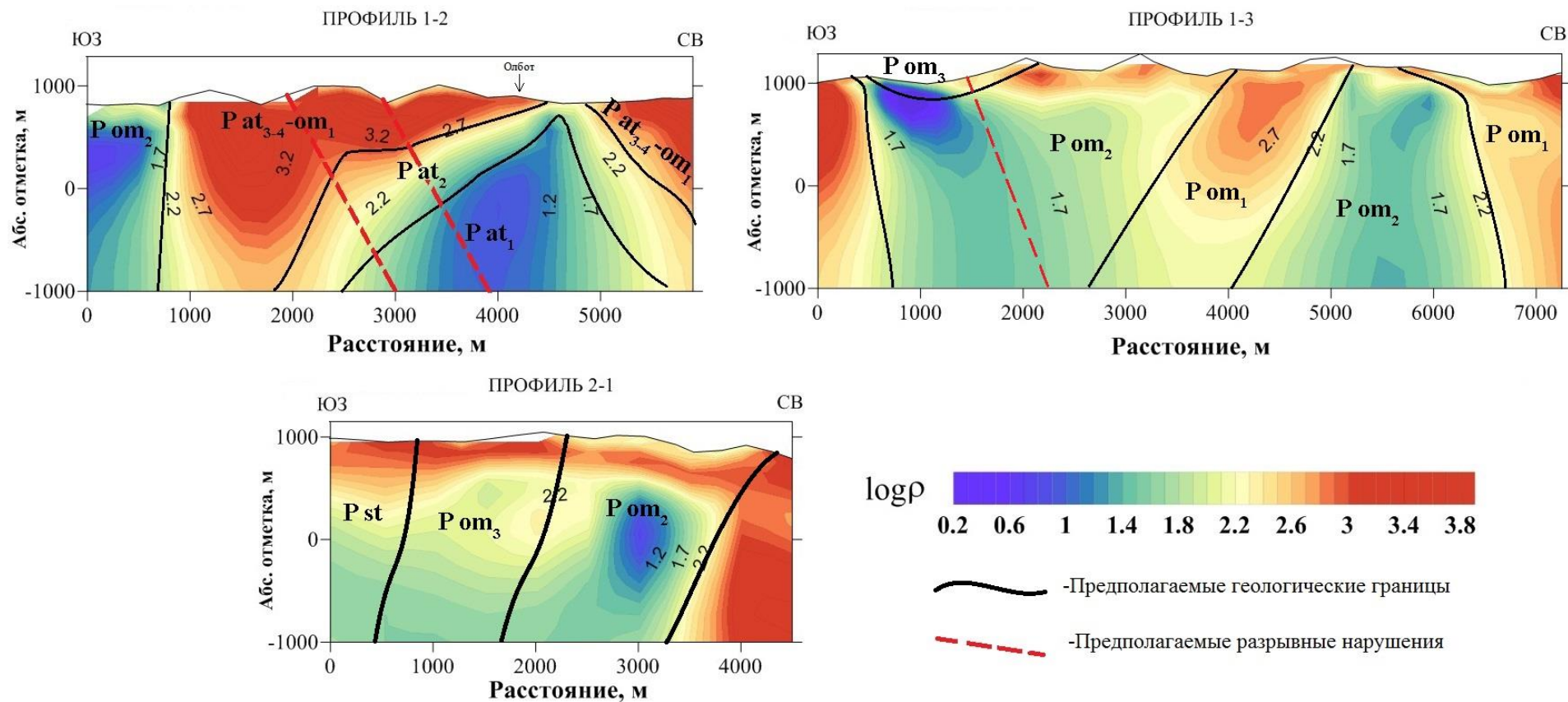


Рис. 50. Геоэлектрические разрезы по результатам 2D инверсии данных АМТЗ для профилей 1-2, 1-3 и 2-1 на участке в Олбот-Верхне-Хатыннахском рудном поле.

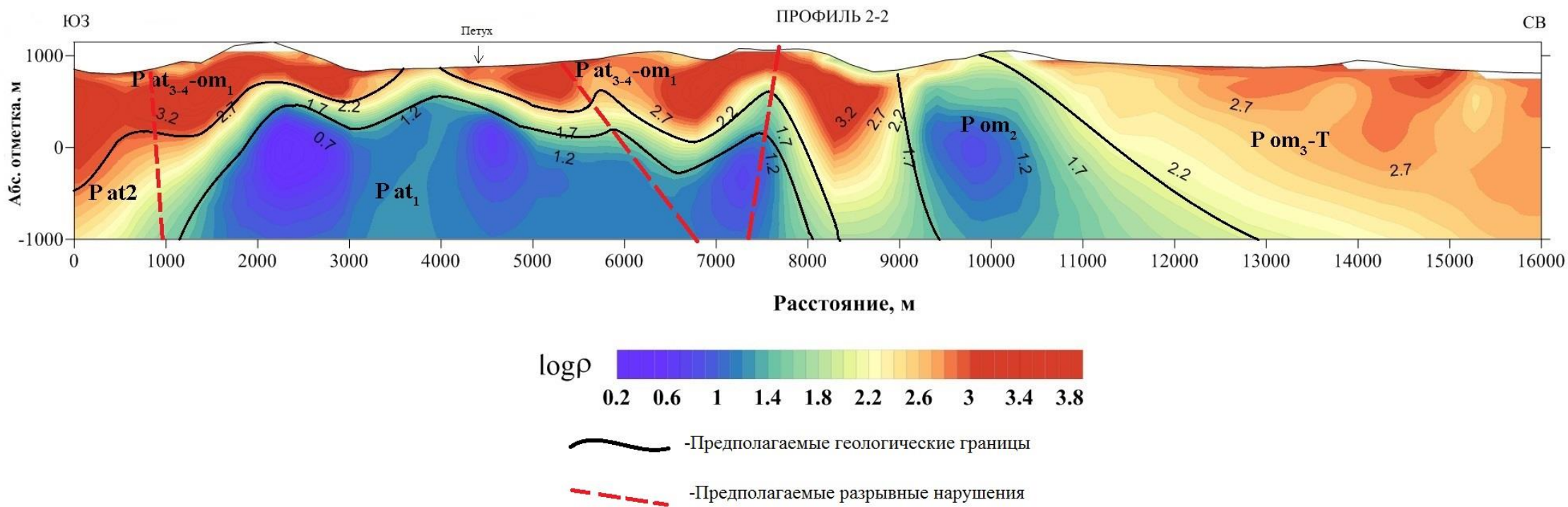


Рис. 51 Геоэлектрические разрезы по результатам 2D инверсии данных АМТЗ для профиля 2-2 на участке в Олбот-Верхне-Хатыннахском рудном поле.

Юго-западное крыло антиклинали, наблюдаемое до начала Профиля 1-2, сложено более высокоомными (первые сотни Ом•м) породами атканской свиты второй подсвиты, высокоомными (сотни – тысячи Ом•м) песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами второй – четвертой подсвит атканской свиты и омчакской свиты нижней подсвиты. В интервале ПК 0-750 в верхней части разреза выделяются проводящие (единицы-десятки Ом•м) углеродистые аргиллиты омчакской свиты средней подсвиты.

Северо-восточное крыло антиклинали в пределах профиля 1-2 представлено высокоомными (сотни – первые тысячи Ом•м) породами атканской свиты третьей и четвертой подсвиты. Благодаря наличию в разрезе проводящих углеродистых толщ, данные АМТ зондирования позволяют оценить элементы залегания структур. Угол падения юго-западного крыла антиклинальной складки составляет около 15 град, северо-восточного – около 40 град.

Далее на геоэлектрическом разрезе по профилю 1-3 в интервале ПК 0-500 наблюдаются высокоомные породы омчакской свиты нижней подсвиты. Северо-восточнее по профилю наблюдаются, осложняющие крыло описанной выше антиклинали, складки более мелкого порядка. В интервале ПК 3000-5000 выделяются высокоомные породы омчакской свиты нижней подсвиты, слагающие ядро запрокинутой на юго-восток антиклинальной складки. Крылья складки сложены более проводящими породами омчакской свиты средней и верхней подсвиты. Приведенные на геоэлектрическом разрезе границы стратиграфических подразделений являются предполагаемыми и базируются на предоставленной геологической информации. Следует отметить, что повсеместно в пределах интервалов распространения пород средней подсвиты омчакской свиты наблюдается высокоомный (сотни-тысячи Ом•м) «покров» мощностью от 100 до 500 м. «Покров» залегает практически горизонтально на более проводящих (десятки-первые сотни Ом•м) основании.

На геоэлектрическом разрезе по профилю 2-2 (рис. 51) в интервале ПК 0-9000 контрастно проявлена антиклинальная складка, в ядре которой залегают проводящие породы атканской свиты первой подсвиты. Крылья складки сложены более высокоомными (первые сотни Ом•м) диамиктитами атканской свиты второй подсвиты, высокоомными (сотни – тысячи Ом•м) песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами второй – четвертой подсвит атканской свиты и омчакской свиты нижней подсвиты. Углы падения крыльев складки в указанном интервале достаточно пологие и составляют около 15 град. Ядро складки по данным АМТ расположено в районе ПК 4000.

В северо-восточном крыле складки с ПК 7500 наблюдается изменение углов падения на более крутые (около 40-50°). В интервале ПК 9000-10000 наблюдаются проводящие углеродистые аргиллиты средней подсвиты омчакской свиты (удельное сопротивление десятки Ом•м). Далее по профилю выделяется высокоомная (сотни-тысячи Ом•м) толща пород омчакской и старательской свит пермского возраста и песчаников и алевролитов триаса.

На профиле 2-1 наблюдается двухслойный разрез с высокоомными породами в верхней части и более проводящими породами в нижней части разреза. В районе ПК 3000 наблюдается аномальная зона на глубине около 500 м повышенной проводимости. Подобная аномалия также наблюдалась на профиле 1-2 и была проинтерпретирована как связанная с породами омчакской свиты средней подсвиты, которые по данным АМТЗ выделяются областями повышенной проводимости. Как уже отмечалось выше, по данным АМТЗ граница между породами нижней и средней подсвиты омчакской свиты отмечена проводящими областями повсеместно (ПР 1-3 ПК 500-1500, ПР 2-2 ПК 9000-11000). Но по имеющимся геологическим данным, профиль пересекает юго-западное крыло антиклинальной складки, представленное отложениями средней и верхней подсвиты омчакской свиты и старательской свиты.

Вероятно, отложения омчакской свиты являются весьма изменчивыми по латерали. Таким образом, не удастся выделить по данным АМТЗ литологические границы в пределах омчакской свиты и проследить элементы залегания пород.

На изученной территории широко развиты разрывные нарушения преимущественно северо-западной ориентировки. На полученных геоэлектрических разрезах можно выделить несколько разрывных нарушений, проявленных перерывами в распространении высокоомных толщ (Профиль 1-2 ПК 2000, 3000, Профиль 1-3 ПК 1750, Профиль 2-2 ПК 1000, 6000, 7750). Следует отметить, что другие разрывные нарушения, вероятно, не проявились вследствие их слабой контрастности, а также выбранной детальности работ (шаг между точками зондирования составлял 250 м).

Изученные профили пересекли два известных месторождения – Олботское (профиля 1-2 и 1-3) и Петух (профиля 2-1 и 2-2). Данные месторождения приурочены к отложениям первой подсвиты атканской свиты, представленные диамиктитами и углеродистыми сланцами. Эти породы характеризуются резко пониженными значениями удельного сопротивления и хорошо картируются по данным АМТЗ.

#### ***4.3. Оценка возможностей метода АМТЗ при поисках золоторудных месторождений в черносланцевых толщах.***

Применение метода аудомагнитотеллурического зондирования в различных районах позволяет определить особенности локализации золоторудных месторождений в черносланцевых толщах.

Анализ первичных данных показывает, что на каждом из изученных участков наблюдается значительный контраст геофизических свойств. Значения кажущегося сопротивления изменяются в широких пределах, от единиц до десятков тысяч Ом\*м.

Наблюдается аномальное поведение кривых фазы импеданса, проявленное в выходах за пределы первой четверти. Этот эффект объясняется трехмерным строением среды и совокупностью влияния двумерных неоднородностей (вертикальных проводящих объектов) и рельефа.

Также хорошо проявлено не выдержанное по горизонтали поведение геоэлектрического разреза.

Выполненные работы методом АМТЗ показывают, что, опираясь на прослеживание морфологии проводящих толщ углеродистых пород, можно картировать структурные особенности территории вдоль исследованных профилей. На геоэлектрических разрезах уверенно отражаются элементы залегания слоев, направление и углы падения углеродистых толщ. Разрывные нарушения картируются на контактах блоков с различными значениями удельного сопротивления. Для более надежного картирования разрывных нарушений необходимо выполнять работы с более частым шагом.

АМТ зондирования проводятся в диапазоне достаточно высоких частот, что накладывает ограничения на глубинность исследования до 2 км. Для получения данных на больших глубинах следует использовать более низкочастотные варианты магнитотеллурики.

## Заклучение

В выпускной магистерской работе рассмотрено геологическое строение Урхского, Сухоложского и Олбот-Верхне-Хатыннахского золоторудных полей, комплекс аппаратно-программных средств метода АМТЗ, используемых при проведении работ и последующей обработке полученных данных.

Выполнена обработка данных АМТЗ по районам Сухоложского, Урхского и Олбот-Верхне-Хатыннахского рудных полей. В результате анализа полученных данных выявлено аномальное поведение кривых фазы импеданса. Для объяснения возникновения этих аномалий при помощи 3Д математического моделирования в программе WinGLink были построены две модели. В результате было показано, что данные аномалии наблюдаются при сочетании факторов наклона рельефа, значительном контрасте по удельному сопротивлению проводящих зон относительно вмещающих пород и неортогональном пересечении проводящих зон профилями зондирований. Для устранения влияния аномальных точек при обработке целесообразно использовать способ расчета главных значений тензора импеданса по методу Ла Торраки-Маддена-Корринги.

На основе данных, полученных в Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской металлогенических провинциях, показана высокая эффективность метода АМТЗ при картировании структурных особенностей территории вдоль изученных профилей. Полученные данные позволили выделить низкоомные области, связанные с вмещающими золоторудное оруденение черносланцевыми толщами и оценить элементы залегания Сухоложского и Аян-Юрхского антиклинориев. Таким образом, исследования методом АМТ зондирований по опорным профилям позволяют надежно выделять участки, перспективные для обнаружения золоторудных объектов.

Интерпретация геоэлектрических разрезов в сопоставлении их с имеющей геологической информацией позволила выделить признаки локализации золоторудных месторождений в данных АМТЗ на примере месторождений Петух и Олбот (Верхне-Хатыннахское рудное поле) и Сухой Лог (Сухоложское рудное поле).

Основным признаком локализации известных месторождений Олботское и Петух является выход к поверхности проводящих пород, представляющий собой ядро антиклинальной складки, сложенное породами атканской свиты первой подсвиты (диамиктитов и углистоглинистых сланцев). Месторождение Сухой Лог в данных АМТЗ

выделяется по наличию наклонной проводящей толщи, представляющей собой ядро опрокинутой антиклинальной складки, сложенной породами хомолхинской свиты.

Приведенные в работе результаты инверсии показывают на значительные перспективы использования метода АМТЗ при изучении месторождений золота в черносланцевых толщах.

## Список литературы

Опубликованная:

- 1) Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.:Недра, 1967. 255 с.
- 2) Иванов А.И., Агеев Ю.Л. Геологическое строение и золотоносность Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. №2. Выпуск 35, 2009 г.
- 3) Иванов А.И., Лифшиц В.И., Первалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья// М.: Недра, 1995. – 352 стр.
- 4) Ингеров О.И. Современные тенденции в развитии аппаратного комплекса для электроразведочных работ на суше и на море // Материалы пятой всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли - ЭМЗ-2011. В двух книгах. Книга 1.- СПб.: СПбГУ, 2011, с. 86-102.
- 5) Ковтун А.А., Успенский Н.И. Геоэлектрика: Поля естественных источников. Учеб.пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2009. – 172 с..
- 6) Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Структурно-динамические режимы образования золото-сульфидно-кварцевой минерализации в Сьюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). Ч. 2. Уряхское рудное поле. //Известия Томского политехнического университета. - 2012- Т. 320. - №1
- 7) Михалицына Т.И. Роль литолого-стратиграфического пермского уровня в формировании большеобъемного золотого оруденения Аян-Юряхского антиклинория: автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геолого-минералогических наук(25.00.11)/ Михалицына Татьяна Ивановна; Дальневосточный фед.университет. –Владивосток, 2011- 28 с.
- 8) Сараев А.К., Головенко В.Б., Ларионов К.А., Смирнова Т.Е., Аппаратура аудиоманнитотеллурических зондирований АКФ-4М // Индустрия. 2003. №3. 100 с.
- 9) Сараев А.К., Антащук К.М., Пертель М.И., Еремин И.С., Головенко В.Б., Ларионов К.А. Аппаратурно-программный комплекс аудиоманнитотеллурических зондирований АКФ-4М // Материалы пятой всероссийской школы-семинара имени М.Н.



Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли - ЭМЗ-2011. В двух книгах. Книга 2.- СПб.: СПбГУ, 2011, с. 475-478.

- 10) Хмелевской В.К. Электроразведка. Пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. – М.:2005.-311с.
- 11) [www.zond-geo.ru](http://www.zond-geo.ru)
- 12) Constable S.C., Parker R.L., and Constable C.G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // Geophysics, Vol. 52, No 3, 1987. P. 289-300.
- 13) Chave A.D., Jones A.G. (Eds.) The Magnetotelluric Method: Theory and Practice. Cambridge: Cambridge University Press, 2012, 570 p.
- 14) Sims W.E., Bostick F.X., H.W., Smith J.R. and Smith H.W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data // Geophysics, Vol. 36, No.5, 1971. P. 938-942.
- 15) Vozoff K. The magnetotelluric method. Electromagnetic methods in applied // V.2 - Applications. Series: Investigations in geophysics, No 3, 1991. P. 641-711.

Фондовая:

1ф) Корж В.В., Аникин В.А., Большедворский К.А., Ильин А.И. Результаты поисковых работ на рудное золото на Уряхском рудном поле (Отчет Усть-Уряхской поисковой партии по работам 1975-74 г.г.). Иркутск, 1976 г.