



Российская Академия наук  
Уральское отделение  
Институт геофизики УрО РАН  
Горный институт УрО РАН  
Институт горного дела УрО РАН  
Институт геологии и геохимии  
УрО РАН  
Уральский государственный  
горный университет  
Пермский государственный  
университет  
Российский фонд  
фундаментальных исследований  
Уральское отделение  
Евро-Азиатского геофизического  
общества (ЕАГО)

## **ХІІІ УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

**Сборник докладов**

**Екатеринбург  
2012**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**  
**Уральское отделение**  
**Институт геофизики УрО РАН**  
**Горный институт УрО РАН**  
**Институт горного дела УрО РАН**  
**Институт геологии и геохимии УрО РАН**  
**Уральский государственный горный университет**  
**Пермский государственный университет**  
**Российский фонд фундаментальных исследований**  
**Уральское отделение**  
**Евро-Азиатского геофизического общества (ЕАГО)**

**ХIII УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ  
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

**Сборник докладов**

**Екатеринбург**  
**2012**

УДК 550.083

**ББК 26.2**

Г76

**ХІІІ Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов.** - Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2012, -252 с.

Уральская молодежная школа была организована в связи с необходимостью привлечения молодежи в геофизику, расширения кругозора молодых специалистов, создания сообщества молодых геофизиков будущего нашей науки. Школа проводится попеременно в г. Екатеринбурге (на базе Института геофизики УрО РАН) и в г. Перми (на базе Горного института УрО РАН). В сборнике приведены доклады, представленные на Тринадцатой Уральской молодежной научной школе по геофизике, состоявшейся в г.Екатеринбурге с 23 по 27 апреля 2012 г.

Представленные материалы посвящены рассмотрению широкого круга вопросов современной геофизики, таких как: глубинное строение земной коры, сейсмометрические исследования, интерпретация геофизических полей, геодинамика, тепловое поле земли, магнитометрические исследования, электрометрические исследования, экологические исследования, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся геофизическими и геологическими исследованиями природных и природно-техногенных объектов.

***Редакционная коллегия:***

**П.С. Мартышко** – Ответственный редактор

**А.Л. Рублев**

©ИГф УрО РАН, 2012

## ОРГКОМИТЕТ

### **Председатель Оргкомитета:**

*Мартышко П.С.* – член-корреспондент РАН, профессор, директор Института геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

### **Сопредседатель Оргкомитета:**

*Уткин В.И.* – Советник РАН, член-корреспондент РАН, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

### **Члены Оргкомитета:**

*Энов М.И.* – академик РАН, директор Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск.

*Леонов Ю.Г.* – академик РАН, директор Государственного института геологии, г. Москва.

*Маловичко А.А.* – член-корреспондент РАН, Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

*Беликов В.Т.* – д.ф.-м.н., зам.директора по науке, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Юрков А.К.* – к.г.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, председатель Уральского отделения ЕАГО, г. Екатеринбург.

*Иголкина Г.В.* – д.г.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Федорова Н.В.* – д.ф.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

*Рублев А.Л.* – к.ф.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Дягилев Р.А.* – к.г.-м.н., Горный Институт УрО РАН, г. Пермь.

*Долгаль А.С.* – д.ф.-м.н., Горный институт УрО РАН, г. Пермь.

*Костицын В.И.* – профессор, д.т.н., Пермский госуниверситет, г. Пермь.

*Гершанок В.А.* – профессор, д.т.н., Пермский госуниверситет, г. Пермь

### **Секретарь Оргкомитета:**

*Козлова Ирина Анатольевна* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

### **Молодежное бюро:**

*Осипова А.Ю.* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Рыбаков Е.Н.* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Климшин А.В.* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Муравьев Л.А.* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Осипов В.Ю.* – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Варлашова Ю.В.* – Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г. Пермь.

*Пугин А.В.* – Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г. Пермь.

*Верхоланцев А.В.* – Пермский Госуниверситет, г. Пермь.

*Замятин А.Л.* – Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург.

*Антоновская Г.Н.* – Институт экологических проблем Севера АрхНЦ УрО РАН, г. Архангельск.

### **Адрес Оргкомитета:**

Институт геофизики УрО РАН

Ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

Е-mail: [uralschool2012@mail.ru](mailto:uralschool2012@mail.ru)

### **Редакционная коллегия:**

П.С. Мартышко (Ответственный редактор)

А.Л. Рублев

## Трёхмерные геолого-геофизические модели продуктивных комплексов Тимано-Печорской провинции

Абдиманапова Ардак Бахытовна, студентка  
Томский политехнический университет, Томск  
ustinovavn@tpu.ru  
научный руководитель – д.г.-м.н. Устинова В.Н.

**Аннотация.** Построение трёхмерной модели геолого-геофизического строения осадочного бассейна является важной практической задачей в нефтегазоносной провинции, позволяет получить представление о вертикальной и латеральной зональности нефтегазоносных комплексов, выявить черты подобия и различия, установить критерии максимального нефтегазонгакопления. Для Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПНП) характерны многопластовые залежи и латеральное дополнение высокопродуктивных отложений, сложный изгиб пластов, позволяющих на некоторых месторождениях вести добычу нефти и газа шахтным способом.

**Алгоритмы.** Структура трёхмерного геолого-геофизического моделирования предполагает систематизацию представлений о разновозрастных отложениях, начиная с самых древних. С учётом установления закономерностей пространственной и возрастной приуроченности продуктивных коллекторов, геолого-тектонических и физико-геологических условий формирования нефтегазоносных отложений автором оценивается также математическая модель наиболее вероятного расположения высокоёмких, близповерхностных залежей углеводородов (УВ) и возможность их добычи шахтным способом. Для определения (индикации) наличия перспективных объектов с заданными характеристиками в ТПНП воспользуемся законом распределения Бернулли

$$M(X) = 0 \cdot q + 1 \cdot p = p$$

Индикаторная случайная величина принимает значения: 1 – «успех» или 0 – «неудача» с вероятностями  $p$  и соответственно  $q=1-p$ , а  $M$  – математическое ожидание случайной величины  $X$ . Определим вероятность наличия перспективных объектов.

В ТПНП устанавливается тесная связь нефтегазоносности с системами рифтов, корреляция нефтегазового потенциала молодых рифтовых структур с их заложением внутри и унаследованно по отношению к более древним рифт-авлакогенам [4]. В Уральской складчатой зоне (в её основании) картируется система авлакогенов рифея, протягивающихся вдоль западной и вдоль восточной части Урала с мощными осадками рифея и венда [2, 3]. Основание рифт-авлакогенов (рифейд), зачастую, представлено сиалическими раннеархейскими комплексами [2]. Сиалические образования перекрыты базальтоидами. Мощность рифейских образований ( $\Delta h$ ) в авлакогенах значительна, на отдельных участках достигает 10–11 (до 14–16) км. Зональное увеличение мощности ( $\Delta h$ ) связывается с формированием их в условиях активной континентальной окраины [1, 2]. Отложения в рифт-авлакогенах подверглись предпалеозойской складчатости, зеленосланцевому метаморфизму, орогенная фаза завершилась гранитоидным магматизмом – в позднем венде [3]. Наличие и мощность рифейских подстилающих комплексов является одним из критериев положительного решения относительно возможности обнаружения близповерхностных залежей УВ (добыча которых возможна шахтным способом) с вероятностью порядка 0,95.

В дорифейском комплексе предположительно преобладают карелиды [3]. Дорифейские блоки являются фрагментами древних кратонов. Рифейский тафрогенный режим осадконакопления завершился формированием коллизионных и аккреционных орогенов [3]. Картирование дорифейских комплексов позволяет установить участки их максимальной мощности и задать второй значимый критерий (наличие и мощность дорифейских отложений) с надёжностью 0,8. Рифейские слюдяные сланцы, гнейсы вскрыты скважинами на северо-западе и в восточной части исследованной территории. Этим участкам модели соответствуют критерии прогноза со значимостью 0,85. На рифейские отложения

дискордантно наложены байкальские и каледонско-герцинские складчатые системы. Мощность рифейских отложений в Приуральской зоне ЗСП составляет 3–14 км. Рифейские комплексы имеют значительное погружение (до 16 км). Синклиории фундамента Приуральской зоны соответствуют древним рифейским депрессиям. Наиболее продуктивные отложения чехла пространственно связаны с участками повышенных мощностей  $\Delta h$  рифейских отложений и высоких градиентов  $\Delta H(x,y)$  прогибания (в краевых частях рифейских впадин). Оценить пространственное положение рифейских комплексов Уральского орогена и величины оптимальных градиентов (с приращением порядка 2 м/м – со значимостью 0,95) в структурах обрамления позволяют профили ГСЗ [1], которые дают представления об изменчивости мощности рифейских и др. комплексов.

Рифейский комплекс отложений претерпел некоторые изменения в ходе байкальской складчатости. Рифейские авлакогены отмечаются высокими горизонтальными градиентами потенциального поля (существенно в краевых частях авлакогенов). Это позволяет включить в прогноз критерии, рассчитанные по магнитному полю, например, по величине его дисперсии (со значимостью 0,8). Рифейские авлакогены, формировавшиеся как внутриплитные депрессии, состоят из множества мелких трогов, объединяющихся в достаточно протяжённый пояс. Отложения рифея претерпели изменения в условиях раннекембрийского и кембрий-ордовикского орогенеза, наложенных деструктивно на рифей-вендские комплексы, и последующие изменения во время каледонско-герцинского осадконакопления и орогенеза. При наличии сведений об их структуре, в прогнозную схему вносится дополнительный критерий: коэффициент автокорреляции (со значимостью 0,8) по геологическому или геофизическому изображению (сочетание слоёв для продуктивного комплекса с  $r_0=0,981$  – для нефтяного разреза, и со значением  $r_0=0,932$  – для газового).

**Примеры.** ТПНП находится в пределах Коми АССР и Ненецкого автономного округа Архангельской области. Включает Хорейвер-Мореюскую, Ижма-Печорскую, Печоро-Колвинскую, Северно-Предуральскую нефтегазоносные области и Ухта-Ижемский нефтегазоносный район. Крупные месторождения этой территории: Ярегское, Пашнинское, Лаявожское, Усинское, Южно-Шапкинское, Харьягинское, Варандейское. ТПНП в тектоническом отношении приурочена к северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и расположенному к востоку от неё Предуральскому и Предпайхойскому краевым прогибам. Провинция на западе и юго-западе ограничена поднятиями Тимана, на востоке и северо-востоке Уралом и Пай-Хоем, на севере открывается в Баренцево море. В платформенной части провинции опоискованы и характеризуются как нефтегазоносные следующие структуры: Ижма-Печорская и Хорейверская впадины, Печоро-Колвинский авлакоген, Варандей-Адзьвинская структурная зона и Восточно-Тиманский мегавал; в области наиболее нефтегазоперспективных передовых прогибов: Верхнепечорская, Большесынинская, Косью-Роговская, Коротайхинская впадины, передовые складки западного склона Урала. Верхнепротерозойский фундамент перекрыт осадочными комплексами палеозойских и мезозойских отложений, с максимальной мощностью от нескольких сотен метров (Тиман) до 6–8 км (платформенные прогибы) и до 10–12 км (Предуральский прогиб) (с максимальной прогнозируемой вероятностью). Сложная структура замещения, выклинивания, вертикального сочетания разновозрастных комплексов породила широкий спектр нефтегазоносности. Установлено восемь нефтегазоносных комплексов. Нефтегазовый потенциал их, кроме региональной приуроченности к рифейским авлакогенам, определяется мощностью осадков чехла, близостью рифтовых структур разной генерации и мощностью рифтогенных комплексов. Нефтегазоносные комплексы представлены: терригенным красноцветным вендско-ордовикским (мощность свыше 1 км), карбонатным силурийско-нижнедевонским (до 2 км), терригенным среднедевонско-нижнефранкским (до 2 км), карбонатным верхнедевонским (2 км), терригенным нижнекаменноугольным (до 0,9 км), карбонатным верхневизейско-нижнепермским (1,3 км), терригенно-карбонатно-галогенным нижневерхнепермским (0,2–2,6 км), терригенным триасовым (до 1,8 км). Максимальное число залежей (82) при возрастном

ранжировании устанавливается в среднедевонско-нижнефранкском комплексе (максимальная величина вероятности по коэффициенту автокорреляции). Залежи УВ преимущественно сводовые (пластовые или массивные), часто с литологическим или стратиграфическим, реже тектоническим экранированием. В южной части Ижма-Печорской впадины, на Колвинском мегавале, в Хорейверской впадине и в пределах Варандейского вала при некотором сокращении мощностей осадочных комплексов выявлены существенно нефтяные месторождения; в Верхнепечорской впадине, при возрастании мощностей продуктивных и нефтематеринских комплексов, залежи УВ – газовые и газоконденсатные.

Пример добычи шахтным способом – Ярегское месторождение нефти. Ярегское месторождение одно из наиболее крупных в ТПНП. Месторождение приурочено к широкой пологой асимметричной антиклинальной складке в северо-западной части Ухта-Ижемского вала на северо-восточном склоне Тиманской антеклизы. В присводовой части антиклинали картируются Ярегское, Южно-Ярегское, Лыаельское и Вежавожское локальные поднятия. Промышленно нефтеносны отложения верхнего и среднего девона. Коллекторы трещинно-порового типа, представлены кварцевыми песчаниками (мощность 26 м) с пористостью 26%, проницаемостью 3,17 Д. Основная залежь УВ месторождения пластовая сводовая, залегает на глубине 140–200 м, осложнена многочисленными дизъюнктивными нарушениями, которыми разбита на малые блоки. ВНК этой залежи находится в интервале от –56 до –67 м. До 1945 года месторождение разрабатывалось скважинным методом по треугольной сетке с расстоянием между скважинами 50–100 м. На месторождении до 1946 года было добыто порядка 38 тысяч т нефти, при нефтеотдаче не более 3%. Уже в 1939 году началась пробная разработка месторождения шахтным способом (3 шахты). Из рабочей галереи в надпластовом горизонте, расположенном на 20–35 м выше кровли продуктивного пласта, разбуривали залежь по плотной сетке скважин через 10–25 м. С 1954 года отработка шахтных полей ведётся по уклонно-скважинной системе из рабочей галереи внутри продуктивного пласта. Длина скважин 50–290 м, расстояние между забоями 10–25 м. К 1972 году добыто порядка 8 млн т нефти, при нефтеотдаче 4–6%. С 1972 на месторождении начата термошахтная эксплуатация с закачкой в продуктивный пласт теплоносителя через нагнетательные скважины, которые забуривались через надпластовые галереи. Отбор нефти производился из эксплуатационных скважин рабочей галереи продуктивного пласта. Для Ярегского месторождения расчётная надёжность по вышеуказанным критериям составила 0,89. Проведены расчёты доверительной вероятности для сводов ТПНП. Выявлены 5 перспективных площадей с величиной  $p > 0,7$ . Для ТПНП установлено 5 перспективных объектов.

**Заключение.** Вероятностно-статистический анализ трёхмерной модели ТПНП на предмет наличия перспектив обнаружения крупных месторождений нефти и газа по заданным критериям значимости: мощность рифейских комплексов, наличие фрагментов дорифейских выступов в авлакогенах, градиент склоновой части близрасположенных к сводам первого порядка рифтовых впадин, мощность дорифейских отложений, рисунок сочетания слоёв продуктивных отложений, и структура магнитного поля – позволили с расчётной доверительной вероятностью 0,7–0,9 обнаружить на территории ТПНП 5 перспективных объектов в пределах Варандейского вала (2), Предуральского прогиба (3).

### **Литература:**

1. Берзин Р.Г., Аккуратова Л.Л., Керимова И.К. Предварительные результаты анализа геолого-геофизических данных по международному геотраверсу «Уралсейс-95» // Геофизика, 2000, № 6. С. 25–29.
2. Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 1994. 163 с.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Северного Урала. Уфа: Даурья, 2000. 145 с.
4. Устинова В.Н., Устинова И.Г. Некоторые особенности строения фундамента Западно-Сибирской плиты в связи с нефтегазоносностью // Вестник ТГУ, 2003, № 3 (II). С. 371–373.

## Численное моделирование динамики слоя расплава во внутренних областях на стадии аккумуляции Земли

Антипин Александр Николаевич, инженер  
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург  
anantipin@rambler.ru

Научный руководитель – д.ф.-м.н. Хачай Юрий Васильевич

Внутреннее строение Земли, распределение в ее внутренних областях давления и температуры, а также развитие в ней тектонических, магматических и метаморфических процессов решающим образом зависят от способа ее формирования как планеты. При соприкосновении с проблемой ранней эволюции Земли неизбежно приходится затрагивать вопросы аккумуляции допланетных тел, родительских тел метеоритов, самой Солнечной системы.

Согласно результатам, полученным в работе [1], уже на раннем этапе процесса аккумуляции Земли, выделения тепла короткоживущими естественно радиоактивными элементами и прежде всего  $^{26}\text{Al}$  оказывается достаточно для того, чтобы в протопланетном зародыше превышающем размеры (50-100) км могла сформироваться расплавленная центральная область и сравнительно тонкая твердая верхняя оболочка. Скорости соударения тел на этом этапе еще малы, поэтому при соударении тел таких и близких размеров жидкие, преимущественно железные по составу части сливаются, но массы зародыша еще не достаточно для гравитационного удержания холодных, преимущественно силикатного состава обломков холодной твердой оболочки. На этом этапе они сохраняются в зоне питания протопланеты. Реализуется, предложенный в [1], механизм дифференциации вещества в процессе аккумуляции планеты на резервуар будущего ядра и резервуар мантии. Процесс идет еще в малых телах и успевает завершиться за время менее 10 млн. лет. Тогда как последующее формирование структуры ядра и мантии продолжается, как и по всем имеющимся оценкам, около 100 млн. лет. Поскольку объединение жидких внутренних частей соударяющихся тел происходило в результате неупругого соударения, большая часть потенциальной гравитационной энергии через кинетическую энергию соударения преобразуется в тепло [2]. Это продолжается до тех пор, пока ядро не достигнет большей части современной массы. На завершающей стадии роста ядра масса зародыша оказывается уже достаточной для того, чтобы удерживать все возрастающую долю силикатной оболочки выпадающих тел. И состав растущей области все более обогащается примесью силикатов. Процесс соударения аккумуляруемых тел от механизма полностью неупругого слияния с высокой степенью сохранения потенциальной энергии гравитационного взаимодействия и преобразования ее в тепловую, постепенно переходит в механизм твердотельного соударения, при котором только небольшая часть кинетической энергии преобразуется в поглощаемое зародышем планеты тепло.

Математическое моделирование динамики слоя расплава во внутренних областях на стадии аккумуляции Земли опирается на изложенную выше схему процесса. Для скорости роста зародыша планеты используется модель Сафронова в варианте [3],

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1+2\theta)r^2\omega\left(1-\frac{m}{M}\right)\sigma \quad (1)$$

где:  $\omega$  - угловая скорость орбитального движения,  $\sigma$  - поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты,  $M$  - современная масса планеты,  $r$  - радиус растущего зародыша,  $\theta$  - статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания».

Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из численного решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве [4]:



$$c_{эф} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda_{эф} \nabla T) + Q \quad (2)$$

где:  $c_{эф}$ ,  $\lambda_{эф}$  - эффективные значения теплоемкости, и теплопроводности, которые учитывают теплоту плавления в задаче Стефана и наличие конвективного теплопереноса;  $T$  - искомая температура в точке в момент времени  $t$ ,  $Q$  - объемная мощность внутренних источников тепла.

На поверхности растущего тела заданы условия. Обеспечивающие баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затраты тепла на нагревание поступившего вещества и переизлучаемый в пространство тепловой поток с учетом прозрачности внешней среды [2,5]:

$$k \rho \frac{\gamma M}{r} \frac{dr}{dt} = \varepsilon \sigma [T^4 - T_1^4] + \rho c_p [T - T_1] \frac{dr}{dt} \quad (3)$$

где:  $\rho$  - плотность вещества,  $G$  - гравитационная постоянная,  $M$  - масса растущей планеты  $r$  - ее радиус.  $T$  и  $T_1$  - соответственно, температура тела на границе и внешней среды,  $\varepsilon$  - коэффициент прозрачности среды,  $c_p$  - удельная теплоемкость,  $k$  - доля преобразованной в тепло потенциальной энергии.

В уравнениях (1), (2), (3) шаг по временной и пространственной сеткам используется один и тот же. Размерный шаг по пространственной сетке постоянный и составляет 250м. Шаг по временной сетке переменный и вычисляется из уравнения (1). Из уравнения (3) находим температуру на поверхности растущей планеты. Для каждого значения достигнутого размера растущей планеты вычисляется распределение литостатического давления, а затем температуры плавления. В ядре зависимость температуры плавления в основном железного состава вычисляется по [6]. В области формирующейся преимущественно силикатной мантии используется зависимость температуры плавления от давления по [7]. Динамика слоя расплава определялась для каждого временного слоя по сопоставлению вычисленного распределения температуры с распределением температуры плавления.

На рисунке 1 показаны графики вычисленного распределения температуры и температуры плавления для разных стадий роста планеты. Начальный радиус зародыша планеты 1000 метров; шаг роста планеты 250 метров; плотность в ядре 5600 кг/м<sup>3</sup>, в мантии 3300 кг/м<sup>3</sup>. Доля преобразованной в тепло потенциальной энергии в ядре 0,4 в мантии 0,04; коэффициент прозрачности атмосферы при росте ядра  $1 \cdot 10^{-5}$ , а при росте мантии  $2 \cdot 10^{-5}$ .

Основное отличие полученных распределений температуры на раннем этапе аккумуляции состоит в наличии высоких значений, превышающих температуру плавления в области (50-30) км для различных условий и минимума на значениях  $r = (400-500)$ км. К этому времени значительно снижается содержание короткоживущего <sup>26</sup>Al. Затем, по мере увеличения массы увеличивается роль выделения кинетической энергии тел и частиц. На этапе роста ядра большая часть крупных выпадающих тел еще имеет расплавленную центральную область, поэтому соударение массивных расплавленных тел происходит по типу преимущественно неупругого удара и значительная часть потенциальной энергии переходит в тепловую. На завершающем этапе аккумуляции ядра учитывается снижение доли преобразуемой в тепло энергии, обусловленное увеличением доли силикатной составляющей соударяющихся тел, что приводит к значительному уменьшению температуры формируемых слоев. Формирование мантии моделируется выпадением уже преимущественно твердых силикатных остатков исходных планетезималей прошедших первичную дифференциацию. Соударение рассматривается как почти упругое и только небольшая часть кинетической энергии переходит в тепловую.

Возможное влияние очень плотной первичной атмосферы на температуру поверхности растущей планеты отмечалось еще в работе [8].

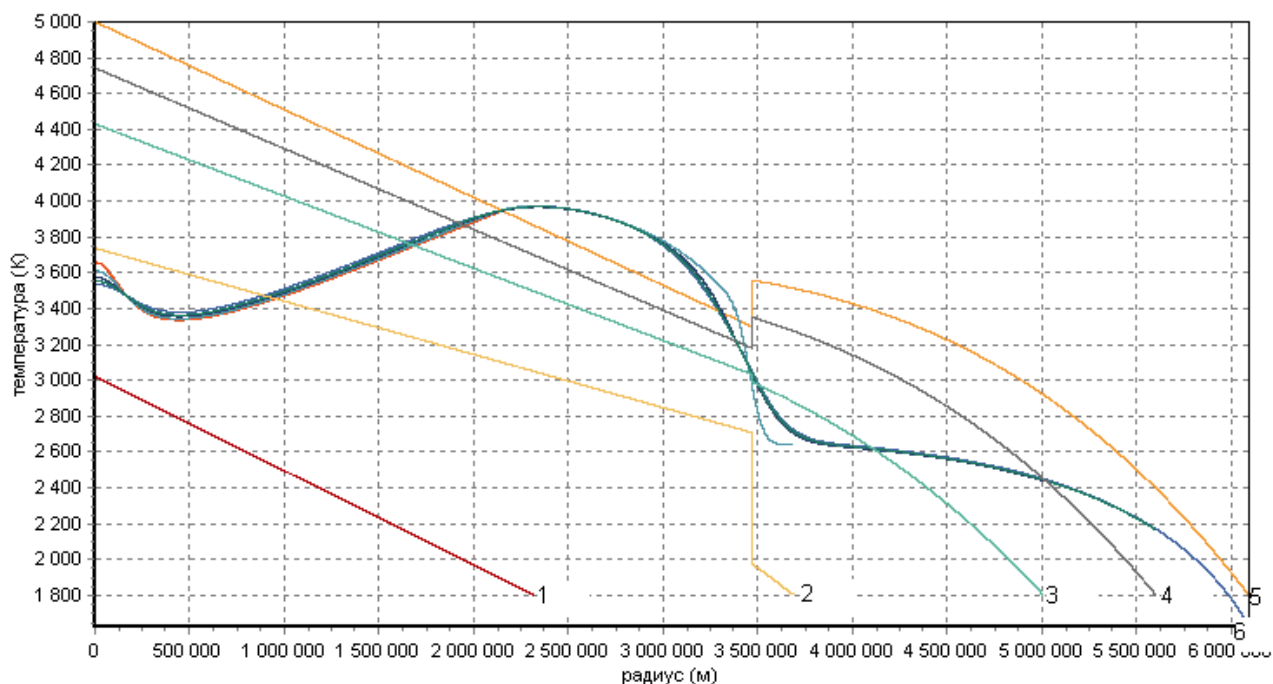


Рис. 1. Варианти распределение температуры в оболочках Земли в процессе ее аккумуляции. Кривые 1-5 – варианты распределения температуры плавления, вычисленные по [6,7] для различных значений относительной массы планеты ( в процентах массы современной Земли  $\mu$ ). Кривая 1 при  $\mu= 5\%$ ; кривая 2 при  $\mu= 20\%$ ; 3 при  $\mu= 50\%$ ; 4 при  $\mu= 70\%$ ; 5 при  $\mu= 90\%$ . Соответствующие распределения температуры в оболочках к этим моментам визуально совпадают и представлены кривой 6.

Для выбранного значения коэффициента прозрачности атмосферы по результатам, представленным на рис.1 прослеживается возникновение и перемещение вслед за растущей поверхностью слоя расплава, который затухает к концу аккумуляции на глубине около 300 км. Полученные результаты являются предварительными количественными оценками, которые будут уточняться в том числе за счет привлечения изотопно-геохимических данных.

Автор благодарен научному руководителю д.ф.-м.н., проф. Ю.В.Хачай за постановку задачи и внимание к работе.

### Литература:

1. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли. // ДАН – 2005. Т – 403. №6 , стр. 803-806
2. Khachay Yu. , Anfilogov V. Variants of temperature distributions in the Earth on its accumulation. // Kiev. - The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy, and astronomy. – 2009.
3. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. // М. : Наука, 1969. – стр. 244.
4. Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета многомерной задачи Стефана // Ж. вычислит. Мат. и мат. физики. 1965. Т.5 С. 816-827.
5. Хачай Ю. В., Анфилогов В. Н., Антипин А. Н. О возможном влиянии первичной атмосферы на распределение температуры в Земле при её аккумуляции. – Физика земли. Труды 41-й международной студенческой научной конференции. // Екатеринбург: Изд.-во Уральского университета, 2012 – стр. 177 – 185.
6. Стейси Ф. Д. Физика Земли. М.: Мир. 1972.- 342 с.
7. Kaula W. H. Thermal evolution of Earth and Moon growing by planetesimal impacts // J. Geophys. Res. – 1979 – Vol. 84 - p. 999 – 1008.
8. Hayashi C., Nakazawa K., Mizuno H. Earth's melting due to the blanketing effect of primordial dense atmosphere. //earth and Planetary Science letters. 1979 v. 43? 22 – 28.

## Сейсмичность районов водохранилищ Южного Узбекистана

Артиков Фархад Рустамович, младший научный сотрудник  
Ядигаров Элдор Махмадиёрович, аспирант  
Джумабаев Икром Мухамедович, аспирант  
Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент  
hamidov\_1@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Зияудинов Ф.Ф.

В работе рассмотрены вопросы выделения сейсмических проявлений в районах нескольких водохранилищ Южного Узбекистана. Показаны основные аспекты проблемы выявления связей сейсмичности с внутренними силовыми полями в объектах эксплуатируемых водохранилищ.

Изучение сейсмичности района расположения Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ проведены на площади исследований с координатами углов трапеции:  $\varphi N=38^{\circ},3 \div 39^{\circ},5$  и  $\lambda E=66^{\circ},5 \div 68^{\circ},5$ . Из каталогов землетрясений Института сейсмологии АН РУз, для этой площади, составлены карты эпицентров землетрясений за большой период (1955÷2007гг) с энергетическим классом  $K \geq 9.0$  и карта эпицентров за последние годы - (1996 ÷ 2007гг) с  $K \geq 8.0$ , каталог землетрясений с  $K \geq 8$  за период 1990÷2008гг. По полученным данным можно заметить следующие особенности проявления сейсмичности территории по годам [1,2]:

- Количество землетрясений  $N$  (в 1 год) с  $K \geq 8$  за период наблюдений 1990÷2007гг по годам различно. Наибольшие значения ( $N=23$  и  $24$ ) приходятся на 2001 и 2000гг соответственно. Наименьшие значения  $\{N=0,5,6,7,8\}$  приходятся на 1996-1999гг и 2002-2007гг. Следует заметить, что эти периоды характеризуются более стабильными значениями  $N=5 \div 8$  и наблюдается для периодов 1996÷1999гг, 2002г и 2004÷2006гг.

- Количество эпицентров и густота их распределения на этой площади в разные годы отличаются между собой. Однако, контур скопления и густота эпицентров и их приуроченность к отдельным геоструктурным элементам, в целом, остаются подобными. Так, скопление эпицентров землетрясений в районе Гиссаракского и Тупалангского водохранилищах за 1955÷2000гг с  $K \geq 9,0$  и Пачкамарского и Чимкурганского водохранилищ отображающей густоту эпицентров за 1996÷2000гг с  $K \geq 9.0$  показало, что концентрация эпицентров значительно меньше, такая же ситуация наблюдалась и в 2000÷2010гг.

Сейсмические параметры изучены как для всего Южного Узбекистана, так и для района водохранилищ в последующие периоды эксплуатации. Сейсмическая станция регионального типа, которая была открыта в 1995г (с увеличением  $V=10\,000$  раз) Институтом сейсмологии АН РУз на территории Гиссаракского водохранилища для дополнения региональной сети сеймостанций и для повышения информативности и точности определения координаты местных землетрясений, работает и по ныне. Полученные сейсмографические материалы обрабатываются и используются для изучения сейсмичности территории гидросооружения. Эта станция расположена вне зоны влияния водохранилища, что позволяет исключить сейсмические помехи, исходящие от плотины. Эта станция в течение 2002÷2008гг работала с большим перебоем и качество сейсмографических материалов низкое. В настоящее время установлена в районах Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ цифровые региональные сейсмические станции и они начали функционировать с 15 июня 2009 года в рамках ГНТП контракта ФА-№Т-032 [1,2,3].

Выявлено, что за 2002, 2004, 2005 и 2006гг, количество происшедших землетрясений -  $N$  близки между собой, и составляют соответственно;  $N\{7,5,5,8\}$ . Землетрясения с  $K \geq 8$ , в 2003г вовсе нет. Количество землетрясений в 2007г составляет  $N\{1\}$ , а по октябрю 2008г не произошло ни одного землетрясения с  $K \geq 8$ . Это возможно связано с продолжением сейсмического затишья. Детальные сейсмогеологические и геодинамические исследования свидетельствуют о современных тектонических движениях этой зоны. В зоне разломов нами

отмечены сейсмические события до двенадцатого энергетического класса. По данным экспериментов выбраны модуль Юнга и коэффициент Пуассона осредненная по все площади. По всем элементам введено значения смещений согласно данным современного движений и геодезических измерений проведенных в районе водохранилища (на каждого элемента одно осредненное значение). Для каждого разрыва рассчитаны коэффициенты трения покоя  $k_{sj}$ , всего 30 значений. В конце расчета определены компоненты напряжений в виде четырех угольной матрицы и матрицы столбца, где находятся значения смещений узлов  $W_i^{TP}$  и внутренних точек  $W_i^{BH}$ . Используя формулу Коши и геометрическую связь между деформацией и напряжением определено поле напряжений без снятия сейсмических сбросов. Далее постепенно снимая сейсмические сбросы построены силовые поля от события к событию. При изучении района Южного Узбекистана в районах расположения Пачкамарского, Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ проведены соответствующие объемы работ, связанных со сбором натурального материала, на пример для Гиссарака. Определено главное направление напряжений с падением на северо-восток, под углом  $65^0-85^0$ . В зоне разлома с нескольких точек сняты и произведены замеры основных параметров мелкой трещиноватости. По наиболее четко фиксируемым визуально зонам разломов составлены мелкие геологические разрезы с измерением параметров мелкой трещиноватости (10 точек -50 измерений) и зеркал скольжения (6 точки - 6 замера). Такие же работы проведены и в зоне влияния Тупалангского водохранилища [2].

Изучено состояние напряжений и виды деформации в обследованных местах, причем деформации определены путем обследования целевых участков и считывания нивелирных данных по материалам КИА управления эксплуатации Пачкамарского, Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ. При проверке точности расчетных данных принимались во внимание следующие признаки: интенсивность движения вдоль разломов в современную эпоху; уровень изменения значений максимального главного напряжения в узловых участках в ближних зонах водохранилищ, определенное на основании механизма, и других геологических условий включая усредненность физико-механических свойств.

В табл.1 показано сравнение расчетных значений напряжений с инструментальными и эмпирическими данными [1].

Таблица 1.

Сравнение расчетных значений напряжений и их направлений с инструментальными и эмпирическими данными.

№	Название Зон водохранилищ	Модельно расчетные значения в МПа	Осреднение по эмпирическим формулам и по разлому в МПа	Средние механизмы очагов по простиранию	Направление главных напряжений
1	СВ Гиссаракского водохранилища	68	53	Сбросо-сдвиг : → С	северо-запад (СЗ)
2	Левый борт Гиссаракского вдхр.	76	59	Сброс.-сдвиг: → СЗ	северо-запад (СЗ)
3	Правый борт Тупалангского вдхр.	106	87	Надвиг: → ЮВ	юг (Ю)
4	СЗ Тупаланг сая	61	52	Надвиг: → С	северо-запад (СЗ)
5	с/с Пачкамар (вдхр)	68	56	взбросы: → СЗ	северо-запад (СЗ)
6	Пос.Фархад (Тупаланг)	63	42	Надвиг: → СЗ	Север (С)

Эти же расчеты проведены для центральной части Южного Узбекистана. На основании указанного выше сравнения данных видно, что когда ориентация действующих напряжений в регионе получается под определенным углом к северо-западу, тогда в

большинстве случаев наблюдается совпадение измеренных данных с расчетными и поэтому только ориентация движения в северном направлении видимо является недостаточной. Анализ тенденции изменения направления главных напряжений показывает, что когда суперпозируется ориентация главного напряжения (которая направлено на север) по каждому обнажению, то можно оценить более точные расчетные значения основного направления. В этом случае ориентация напряжений, влияющие на район расположения Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ, является север-северо- западным. В результате выполненных этой работы получены данные о региональных полях напряжений разных рангов. Так, мегарегиональное поле напряжений низшего (первого для данного уровня) ранга имеет субмеридиональную, с небольшим отклонением к северо-западу направлению. Это так же подтверждается данными сейсмогеодинамических исследований [2]. Определены распределение дополнительных касательных напряжений для общей части Южного Узбекистана. Вблизи зоны расположения водохранилищ наблюдается большие вариации значений касательного напряжения. Они отличаются проявлением большой амплитуды изменения расчетных параметров перемещений с нечетко выраженной закономерностью. Здесь можно выделить участки существенной вариации касательных напряжений которые совпадают с участками концентрации эпицентров землетрясений с  $K \geq 8$ .

Ориентации максимального касательного напряжения в зоне деформационного влияния Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ почти северное, в районе к западу от Тупаланга по съемкам в обнажениях в участке Шаргун - северо-западное и даже частично почти западное. Можно считать, что в этих районах преобладающей ориентацией главного напряжения является северо-западное. Поэтому напряженно-деформированное состояние в различных местах зон влияния этих водохранилищ на общее поле не всегда совпадает и наблюдаются определенные разницы. Когда происходит изменение ориентации главных напряжений в регионе, тогда наблюдается неодинаковая тенденция изменения величины среднего значения касательных напряжений, а также их амплитуды изменения по разным направлениям от зоны деформационного влияния водохранилищ. Среднее значение напряжения сдвига показывает частное, полученное делением на число дискретных значений суммы нескольких рассчитанных значений напряжения сдвига [1,2].

Необходимо отметить, что проведенный выше анализ является предварительным и недостаточным для получения полного представления о том, как изменяется локальный сейсмический режим районов водохранилищ. Поэтому, в районах этих водохранилищ наращена система сейсмометрических наблюдения с переходом к современным цифровым регистрациям и GPS-измерениям. В последующие годы нами будет производиться набор соответствующих данных о последующих землетрясениях и расчет сейсмических параметров для данной площади, их изменение во времени с учетом характера протекания сейсмических событий за периоды наблюдений - в различный период эксплуатации водохранилища.

#### **Литература:**

1. Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф., Артиков Ф.Р., Джумабаев И.М., Шукуров М.А. Деформации массивов горных пород в ближней зоне водохранилищ Узбекистана и их жесткостные характеристики.// Межд. Науч. Конф. «Геодинамика, сейсмическая опасность, сейсмостойкость сооружений» - 15-20 мая 2011 года г.Алушта. 2011.-Киев: Науково Думка.- 2011.- С.27-34.

2. Зияудинов Ф.Ф., Хамидов Л.А., Шукуров М.А., Зиявитдинов К.Ф. Внутренние напряжения в районах размещений объектов водохранилищ Южного Узбекистана // Проблемы сейсмологии в Узбекистане.- Ташкент; Институт сейсмологии АН РУз.- 2010- №7.-т.2.-С.22-27.

3. Артиков Ф.Р., Зияудинов Ф.Ф., Джумабаев И.М., Шукуров М.А., Хамидов Л.А. Гидрогеологические условия и сейсмичность зоны Гиссаракского водохранилища.// 12- Уральская молодежная научная школа по геофизике- Пермь, Россия: 21-25 марта 2011. - Пермь:УЦГИ УО РАН.- 2011. - С.78-83.

## Опыт применения аппаратуры гидродинамического каротажа и опробования пластов на кабеле в боковых стволах нефтегазовых скважин.

Ахметзянов Винер Айратович  
Судничникова Елена Витальевна  
ОАО НПП "ВНИИГИС"  
vniigis@bashnet.ru

Бурение боковых стволов из старого фонда эксплуатационных скважин нефтегазовых месторождений, является одним из широко применяемых способов повышения извлечения остаточных запасов нефти, месторождений находящихся на поздней стадии разработки. Диаметры боковых стволов составляют 124 мм, при забурировании стволов из эксплуатационных скважин с обсадной колонной диаметром 146 мм (5 дюймов) и 144 мм, при забурировании скважин с эксплуатационной колонной 168 мм (6 дюймов). Угол наклона боковых стволов скважин изменяется от  $40^{\circ}$  до  $90^{\circ}$ . При угле наклона скважин до  $60^{\circ}$ , доставка приборов в интервал исследования производится на геофизическом кабеле, При углах наклона более  $60^{\circ}$  доставку осуществляют на «жестком кабеле», либо комплексом «Латераль».

В ОАО НПП «ВНИИГИС» были проведены работы по сопряжению аппаратуры ГДК+ОПК с системами доставки приборов при угле наклона скважины более  $60^{\circ}$ .

Аппаратура АГИС-Б (рис.1), специально предназначенная для исследования скважин малого диаметра, имеет диаметр 100 мм, работает при температуре  $120^{\circ}$  и давлении до 250 атм., была опробована в условиях нефтегазовых скважин Пермского края и показала свою работоспособность.

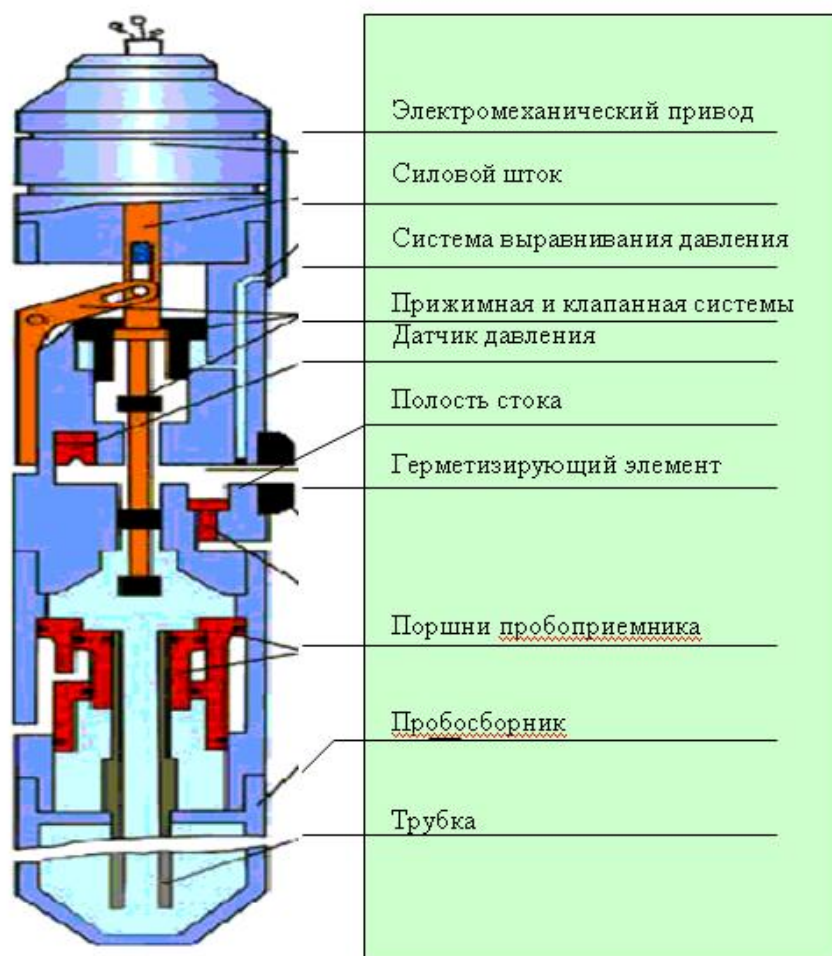


Рис. 1. Функциональная схема скважинного прибора АГИС-Б

Основными элементами прибора являются: электромеханический привод, силовой шток, прижимная система с рычагом (лапой), клапанная система из 3-х клапанов, соединенная с силовым штоком и с электродвигателем, секторный герметизирующий резиновый элемент (башмак), полость стока, датчик давления, модуль (узел) испытания с дифференциальным поршнем измерительной камеры, модуль накопителя проб (пробосборник).

По результатам работ были уточнены коллектора и определен характер насыщения. В условиях низкопроницаемых терригенных пород выделены нефтегазоносные интервалы, добыча нефти из которых проблематична из-за образования в них газовых пробок в прискважинной зоне вследствие высокой подвижности газа.

Для месторождений, находящихся на поздней стадии разработки, характерна низкая информативность применяемого комплекса ГИС. Основными причинами являются сложный состав закачиваемых вод для поддержания пластового давления, техногенные процессы, происходящие в нефтегазовых коллекторах, приводящие к изменению геофизических свойств коллекторов по сравнению со свойствами на период разведки месторождения, наличием, особенно в карбонатных разрезах, трещиноватых интервалов.

Некоторые нефтегазоносные трещиноватые карбонатные коллектора по электрическим методам ИК, БК определяются как водоносные и не рекомендуются к перфорации. Объективная диагностика характера насыщения этих коллекторов возможна только по ОПК. Величина пластового давления, определенная по ГДК, характеризует анизотропию пластового давления по вертикали. В результате исследований определяются линзовидные нефтегазоносные коллектора, не имеющие гидродинамической связи с основным объектом разработки и, как следствие, не включенные в процесс разработки. По результатам ГДК они выделяются давлением, которое было по данным коллекторам на момент начала разработки или выше. Информация по ГДК необходима при построении гидродинамических моделей пластов нефтегазовых месторождений. Отбор проб пластовых флюидов снимает вопрос по определению характера насыщения.

Аппаратура АГИС-Б успешно прошла сравнительные испытания с аппаратурой MDT фирмы Шлюмберже.

#### **Вывод:**

- По результатам исследования скважин методом ГДК-ОПК, разработанная аппаратура АГИС-Б подтверждает свою традиционную геологическую информативность.
- Успешно решаются задачи выделения трещиноватых и низкопроницаемых коллекторов, определения их характера насыщения.
- Выделяются низкопроницаемые коллектора, подверженные образованию газовых пробок, препятствующих фильтрации нефти.

## Изменение петрофизических и петрохимических свойств карбонатных пород Русской платформы, на примере Дворищенского и Храповицкого месторождений.

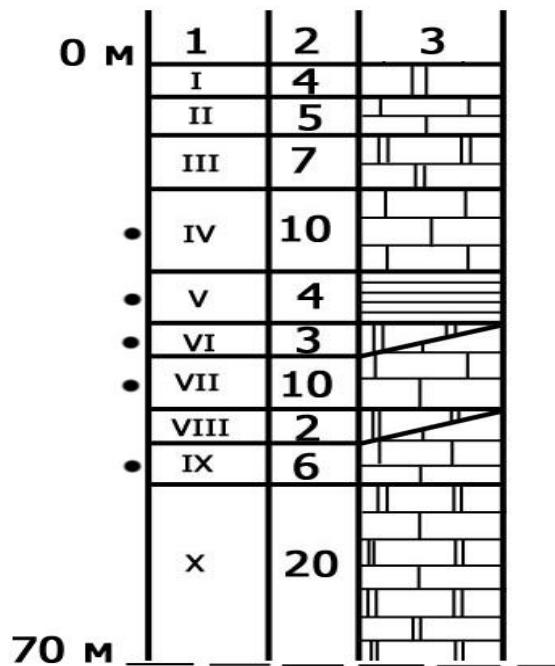
Белоусов П.Е., Абрамов В.Ю., Колосова Г.Н.

РУДН

pitbl@mail.ru

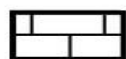
Научный руководитель: Дьяконов В.В.

Данная работа написана по результатам научно-исследовательских работ во Владимирской (Храповицкое м-е) и Новгородской (Дворищенское м-е) областях. Дворищенское месторождение находится в Хвойнинском районе Новгородской области. Участок работ располагается в пределах северо-западного крыла Московской синеклизы (несколько севернее погружения ее оси), примыкающей к юго-восточному склону Балтийского щита [2]. В его строении принимают участие архейские, протерозойские, кембрийские, ордовикские, девонские, каменноугольные и четвертичные отложения[5]. Данное месторождение карбонатного сырья Дворищенского участка – пластового типа. Залегает почти горизонтально (максимальный наклон пластов до 10°). В стратиграфическом плане, породы залегают в пределах каширского горизонта, московского яруса, среднего карбона. Средняя мощность 28 м. Толща представлена известняками с прослоями глиноподобных известняков, доломитизированных известняков, а также окремнелых известняков.

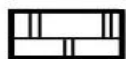


### Условные обозначения:

1. Номер пачек. 2. Мощность; 3. Разрез;



**Известняки**



**Доломиты**



**Глины, мергели**



**Места отбора проб**

Рис. 1. Стратиграфическая колонка разреза Храповицкого месторождения.



Храповицкое месторождение находится в Судогодском районе Владимирской области. В структурном отношении Храповицкое месторождение карбонатных пород располагается в Волго-Уральской антеклизе, в осевой части Непейцинского поднятия, являющегося структурой I порядка Окско-Цнинского вала. Оно имеет северо - северо-западное, близкое к меридианальному простирание. В его строении принимают участие сильно метаморфизованные архейские образования кристаллического фундамента и отложения верхнего протерозоя, кембрийской, девонской, каменноугольной, пермской, юрской, меловой и четвертичной систем [6]. Продуктивная толща месторождения сложена карбонатными породами дорогомилковского (C<sub>3</sub>dr) и клязьминского (C<sub>3</sub>kl) надгоризонтов, соответственно, касимовского и гжельского ярусов верхнего карбона (C<sub>3</sub>) (Рис. 1). По литологическим разностям и химизму слагающих ее пород выделено 10 пачек, пронумерованных сверху вниз [3].

С целью определения генетических типов карбонатных пород и их текстурно-структурных особенностей были сфотографированы и тщательно изучены шлифы, сделанные из образцов продуктивных толщ Храповицкого и Дворищенского месторождений. В структурно-текстурном плане двух месторождений известняки схожи. Они имеют массивные текстуры и скрыто-мелкокристаллические структуры. Основные типы известняков в Дворищенском месторождении: биоморфные, биохеогенные, оолитовые, шламовые (Рис. 2). В Храповицком: детритово-биоморфные и биохеогенные (Рис. 3).

Комплексный водно-ситовой анализ образцов показал, что в известняках Дворищенского месторождения преобладает кварц двух генераций (в основном неокатанный и плохо окатанный) и комплексные пелитоморфные агрегаты, состоящие из мелких обломочных зерен кварца.

Известняки Храповицкого месторождения намного чище и имеют намного меньше нерастворимого остатка. В основном это кварц и единичные зерна ставролита, граната альмандин, роговой обманки, глаукониты и пирит.

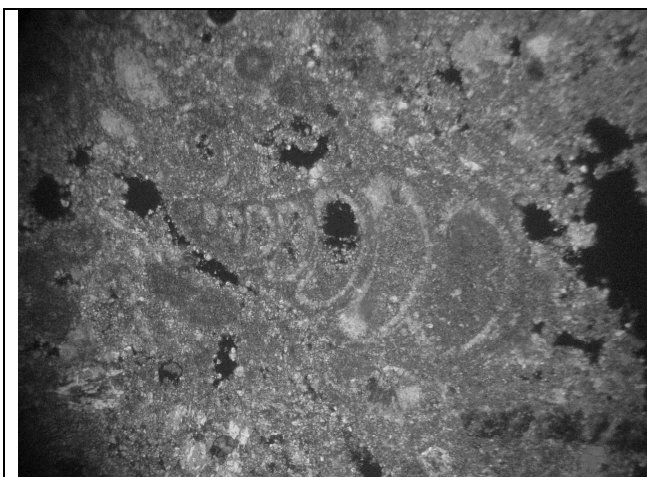


Рис. 2 Микрофотография шлифа № 4/14 (глубина 9,6 м). Известняк биоморфный, темно серого цвета. Сложен крупными органическими остатками (0.1- 1 мм): оолиты, криноидеи, мшанки, створки брахиопод, багряные водоросли. Присутствует кварц, биотит (0.1-0.2 мм). Цементируется микритом. Ув.

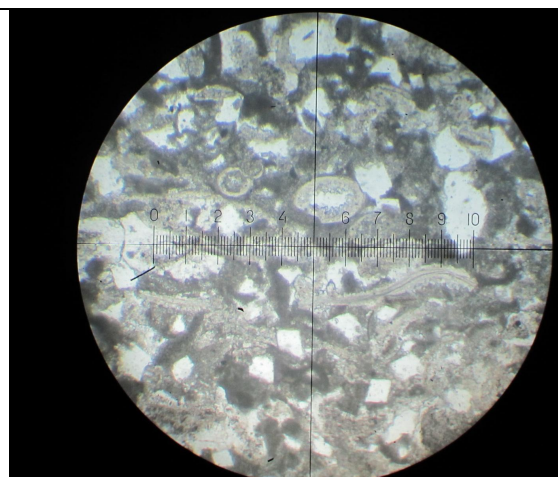


Рис. 3. Микрофотография шлифа №4.1. Известняк детритово-биоморфный, доломитизированный темно серого цвета. Сложен целыми и раздробленными органическими остатками (0.1- 1 мм): раковины фораминифер (фузулиниды, створки брахиопод). Присутствуют кристаллы кальцита и достаточно большое количество кристаллов доломита. Цементируется микритом. Ув

Была измерена магнитная восприимчивость образцов обоих месторождений. По полученным результатам в Дворищенском месторождении можно выделить 3 повышенных значения на глубинах: 28 м ( $109 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ), 31.5 м ( $91 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) и 35.6 м ( $43 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) связанные с присутствием зерен полевого шпата с тонкодисперсным глинисто-рудным веществом, замеченных в шлифе, а также точечными включениями пирита и повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ .

Исследование радиоактивности образцов Дворищенского месторождения не выявило аномалий. Все полученные значения находятся в пределах нормы и составляют 10 – 13 мр/час [4]. Карбонатные породы Храповицкого месторождения показали небольшие повышенные значения в толщах №6 и №9. Они не превышают 16-18 мкр/ч и обусловлены присутствием органики.

В результате проведения ряда аналитических исследований карбонатных пород Дворищенского и Храповицкого месторождений были изучены прозрачные шлифы, определены генетические типы и текстурно-структурные особенности известняков, гранулометрический и минералогический состав нерастворимого остатка, проведены химический, спектральный, термический анализы и электронная микроскопия, измерена магнитная восприимчивость и радиоактивный фон пород.

Проведя все исследования, были выделены основные сходства и различия пород. По происхождению и в текстурно-структурном плане породы схожи. Различия состоят в стратиграфическом плане (Дворищенское месторождение находится в среднем карбоне ( $C_2$ ), а Храповицкое – в нижнем карбоне ( $C_3$ )). Так же в Храповицком месторождении намного меньше нерастворимого остатка. Проведенные исследования не выявили содержания вредных примесей, а так же повышенного радиоактивного фона. Определены стратиграфические горизонты с повышенными величинами магнитной восприимчивости, лежащие в сходных по литолого-фациальных условиям осадконакопления отложениях, что может быть использовано при палеогеографических реконструкциях и региональном картировании отложений каменноугольного возраста Русской платформы, при последующем уточнении возраста этих отложений.

## Литература:

1. Безбородов Р.С. Краткий курс литологии, М., изд-во РУДН, 1996.
2. Герасимов И.П. Рихтер Г.Д., и др. Север Европейской части СССР. Природные условия и естественные ресурсы СССР, изд-во Наука, М. 1966.
3. Гребенщикова П.Ф., Гребенщиков В.С. Отчет, том 1, Киржач, 1985.
4. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород, Гостоптехиздат, М., 1962.
5. Сидоренко А. В. Геология СССР, том 1 Ленинградская, Псковская и Новгородская области, изд-во Недра, 1974.
6. Сидоренко А. В. Геология СССР, том 4 Центр Европейской части СССР, министерство геологии СССР, изд-во Недра, 1971.
7. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы, изд-во АН СССР, 1958.
8. Швецов М.С. Петрография осадочных пород, Госгеолтехиздат, М., 1958.

## Морозобойные сотрясения в Западно-Уральском регионе

Варлашова Юлия Викторовна, м.н.с.  
Горный институт УрО РАН, г. Пермь  
614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78а  
ivanova@mi-perm.ru

В литературе, начиная с XIX века, упоминается, и выделяется особая группа сейсмических сигналов – «морозобойные сотрясения» связанные с растрескиванием ледяного покрова водоемов и с промерзанием влагонасыщенных грунтов [1, 4, 9, 10]. В инструментальный период фиксируются подобные отдельные единичные события сейсмостанциями Фенноскандии, Аляски, на севере Канады, в г. Петрозаводске [7, 8, 11, 12]. Подобные инструментальные записи немногочисленные и мало опубликованы. Нами впервые проведено подробное детальное инструментальное изучение морозобойных сотрясений на территории Западного Урала, Россия.

В последние годы отдельные сейсмостанции «Романово» и «Добрянка», находящихся в 200 – 400 метрах от береговой линии, входящие в сейсмологическую сеть Уральского региона, в «холодные» месяцы года довольно часто фиксируют локальную аномальную сейсмическую активность, которая не характеризуется каким либо четко выраженным циклом. Сейсмические события, формирующие данную активность, трудно связать как с тектонической активностью района, так и техногенными факторами.

Для изучения природы локальных явлений в районе распространения таких явлений с ноября 2007 года проводятся специальные наблюдения локальной группой сейсмоприемников. Совместный анализ данных локальной группы и станций региональной сети позволил установить следующие особенности [2, 3]:

- События проявляются роями;
- Частотный состав сигналов имеет диапазон от 1 до 10 Гц;
- Нет возможности выделить четкие вступления Р и S;
- Длительность сигналов составляет от первых секунд до первых десятков секунд;
- Амплитуда на горизонтальных компонентах больше чем, на вертикальной;
- Кажущаяся скорость распространения волн – от 300 до 700 м/с;
- Локальная магнитуда варьируется в диапазоне от -2,5 до -1;
- Эпицентры ложатся вдоль береговой линии на лед;
- Всплеск сейсмической активности совпадает с началом резкого понижения температуры.

Полученные результаты позволили предположить, что наблюдались так называемые морозобойные удары (растрескивание ледяного покрова), которые обычно отмечаются на крупных внутриматериковых водоемах и в северных морях [4, 5, 6, 7].

Проведен сравнительный анализ сейсмических записей таких событий для сейсмических станций «Романово» и «Добрянка». Так за один зимний сезон с ноября 2007 по апрель 2008 г. на сейсмостанции «Добрянка» таких событий было насчитано более 43 тысяч. Для сейсмостанции «Романово» за период с ноября 2010 по апрель 2011 г. 762 события. Такая колоссальная разница в количестве происходящих событий объясняется разной площадью ледяного покрова. Так вблизи с/с «Романово» протекает р. Яйва с шириной русла 150м. С/с «Добрянка» расположена на берегу Камского водохранилища, общая площадь которого в нормальных условиях составляет 1910 км<sup>2</sup>, а ширина залива около 9 км.

Лепестковые диаграммы распределения количества событий по времени суток показывают, что подавляющее большинство событий фиксировалось в ночное время суток и совпадает по времени с резким понижением температуры.

Сопоставление графиков температуры с гистограммами количества событий позволило выделить три стадии ледостава: перволедье, матерый лед, последний лед (рис.1). В перволедье фиксируется всплеск сейсмической активности, который совпадает с началом резких понижений температуры. Период второй стадии ледостава «матерого льда»

начинается в декабре и длится до марта. В это время отмечается наибольшее количество морозобойных ударов, которые отмечаются самыми высокими значениями магнитуды. Стадия «последнего льда» отмечается с середины марта, когда в дневные часы отмечается положительная температура, в ночные часы наступают резкие заморозки. Морозобойные удары прекращаются с началом ледохода.

Наблюдаемая картина сейсмичности в районе сейсмостанций «Добрянка» и «Романово» в изучаемые периоды в целом соответствует отмеченному выше характеру морозобойных ударов. Это подтверждает и время, когда они начали наблюдаться (начало зимы и установление отрицательных температур), и роевой характер, и близость места наблюдения к водоему, откуда пришли сейсмические сигналы, и небольшая глубина очагов. То есть налицо явное преобладание признаков, которые опровергают тектоническую природу событий, предполагаемую изначально.

#### *Литература*

1. Ассиновская Б.А. Загадочные явления на Ладожском озере / Ассиновская Б.А., Никонов А.А. // Природа, № 5, 1998.- С. 49-53.
2. Варлашова Ю.В. (Иванова Ю.В.) Изучение аномальной сейсмической активности в окрестностях г. Добрянка // Современные проблемы геофизики. Девятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник материалов. - Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 38-41 (264).
3. Варлашова Ю.В. Морозобойные удары // Современные проблемы геофизики. Одиннадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник материалов. - Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – С. 43-45 (274)
4. Никонов А.А. Нетектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы // Природа, 1995, № 10. – С. 26–38.
5. Никонов А.А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке ее сейсмической опасности. Недра Поволжья и Прикаспия, спец. выпуск, N 13, 1996, с. 42-49.
6. Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам восточно-европейской платформы) // Физика Земли, 2010, №3. с.79-96.
7. Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г. Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове оз. Байкал // Геология и геофизика. – Т. 50. – № 3. – 2009. – С. 289-299.
8. Шаров Н. В., Никонов А.А., Французова В.И., Шукин Ю.К., Сыстра Ю.Й. Нетектонические землетрясения 2003-2004 годов в Северной Карелии и Онежской губе Архангельской области.// Матер. 11 межд. научной конф. “Строение, динамика и минерагенические процессы в литосфере”. Сыктывкар, Геопринт, 2005. С. 390-392.
9. Cary A. P. A brief study of ice tremors // Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 45, №1, 1955. - pp. 1-9.
10. Milne A.R. Resonances in seismic noise under Arctic sea-ice // Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 54, №6, 1964. - pp. 1797-1809.
11. Hecht J. Glacial earthquakes rock Greenland ice sheet // Science. – 2006. – V.311.- P.1756,1747,1751
12. Haru Matsumoto, R. P. Dziak, D. R. Bohnenstiehl, M. Park, J.H. Haxel, W. Lee, and T-K. Lau Ambient noise in the Bransfield Strait and the Drake Passage, Antarctica: Temporal and spatial variations// Pacific Rim Underwater Acoustics Conference 2007. // [Электронный ресурс] Режим доступа: <http://pruac.apl.washington.edu/abstracts/Matsumoto.pdf>, свободный. Загл. с экрана.

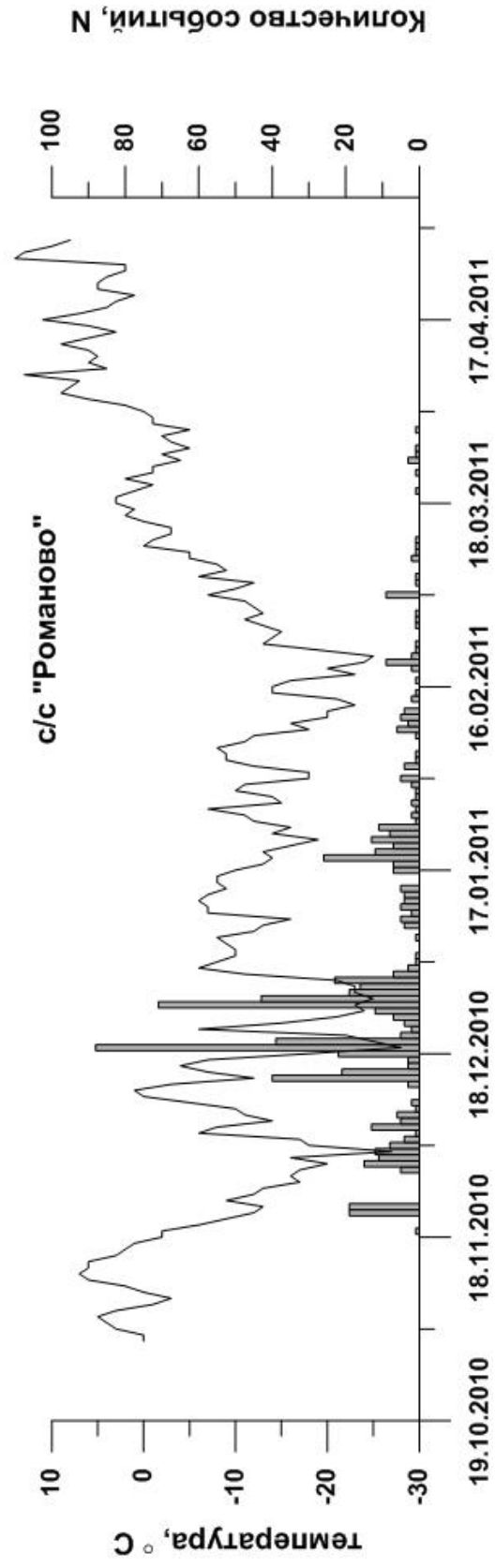
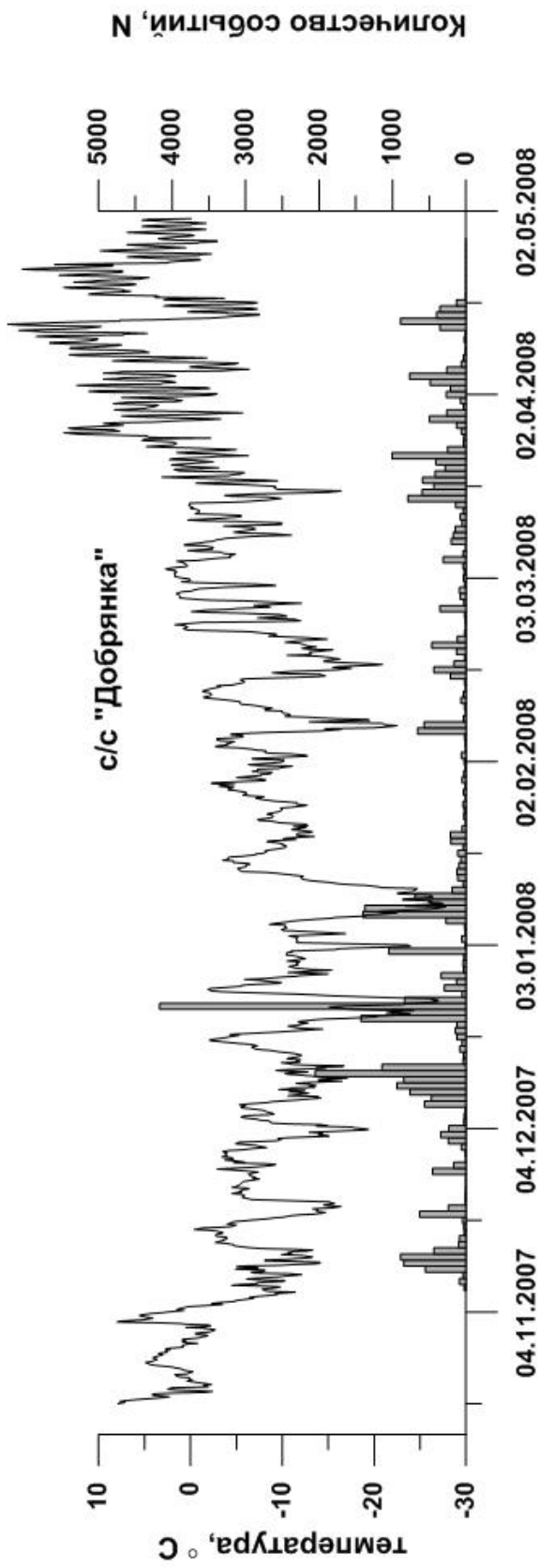


Рис.1. Сопоставление количества морозобойных ударов с графиком температуры для с/с «Добрянка» и с/с «Романово»

## **О модуляции сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения низкочастотными деформационными процессами по наблюдениям в скважинах**

Вдовин Алексей Геннадьевич, аспирант  
Баженова Евгения Анатольевна, аспирантка  
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург  
e-mail: legkavd@mail.ru

Научные руководители: Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К.

Характерной особенностью спектрального состава низкочастотных шумов Земли является наличие двух максимумов в диапазоне периодов 4 – 10 с и 12 – 20 с [1]. Микросейсм, относящиеся к первому и второму спектральным максимумам, называют соответственно микросейсмami первого и второго рода. В вопросе о причине микросейсм большинство исследователей придерживаются единой точки зрения, считая, что микросейсм первого и второго рода возникают преимущественно в результате передачи энергии морских волн в земную кору.

Периоды морских волн не определяют полностью периодов микросейсм, а являются лишь одним из многих факторов, влияющих на спектр микросейсм. Отношение периодов морских волн к периодам микросейсм фактически варьируют в весьма широких пределах. Форма спектра микросейсм определяется главным образом строением земной коры на пути распространения и в пункте наблюдения микросейсмических волн, спектром морского волнения и глубиной воды в зоне образования микросейсм.

Проблема исследования явления модуляции сейсмоакустической эмиссии (САЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ) горных пород низкочастотными деформационными процессами, обусловленными штормовыми микросейсмami первого и второго рода представляется актуальным.

Известно, что процесс трещинообразования сопровождается сейсмоакустической эмиссией, а при возникновении электрических зарядов на границе разрыва берегов трещины – электромагнитным излучением. Однако наличие сейсмоакустического излучения не означает, что оно должно обязательно сопровождаться интенсивным электромагнитным излучением, поскольку в разных условиях релаксация электрических зарядов происходит с учетом свойств, характеризующих электропроводность среды. С другой стороны, электромагнитное излучение более чувствительно к деформациям пород, потому что, прежде чем произойдет хрупкий разрыв, идет разделение электрических зарядов расходящихся берегов трещины. В объеме геосреды это создает интегральный сигнал, который и является характеристикой ЭМИ, поэтому электромагнитное излучение не всегда сопровождается регистрируемой сейсмоакустической эмиссией.

САЭ и ЭМИ горных пород изменяются во времени. Это фиксируется по контрольным измерениям в течение суток, недель, через месяцы и годы [2]. Выявление скрытой периодичности во временных вариациях дает представление о характере деформационных процессов и их физической природе.

На рис.1а приведен пример временных непрерывных измерений САЭ и ЭМИ в скважине Родыгино (Камчатский геодинамический полигон), на рис.1б - фрагменты совмещенных по периодам амплитудно-частотных спектров САЭ и ЭМИ в точках 1-6, полученных при обработке непрерывных измерений сигналов в течении 7 минут. В диапазонах выделенных фрагментов спектров САЭ и ЭМИ наблюдается их согласованное изменение на периодах, тождественных периодам штормовых микросейсм. А это означает, что деформационные процессы в выделенных периодах наглядно отражаются в полях различной физической природы. Частотный состав сигналов меняется, что свидетельствует о динамике изменения механических свойств геосреды.

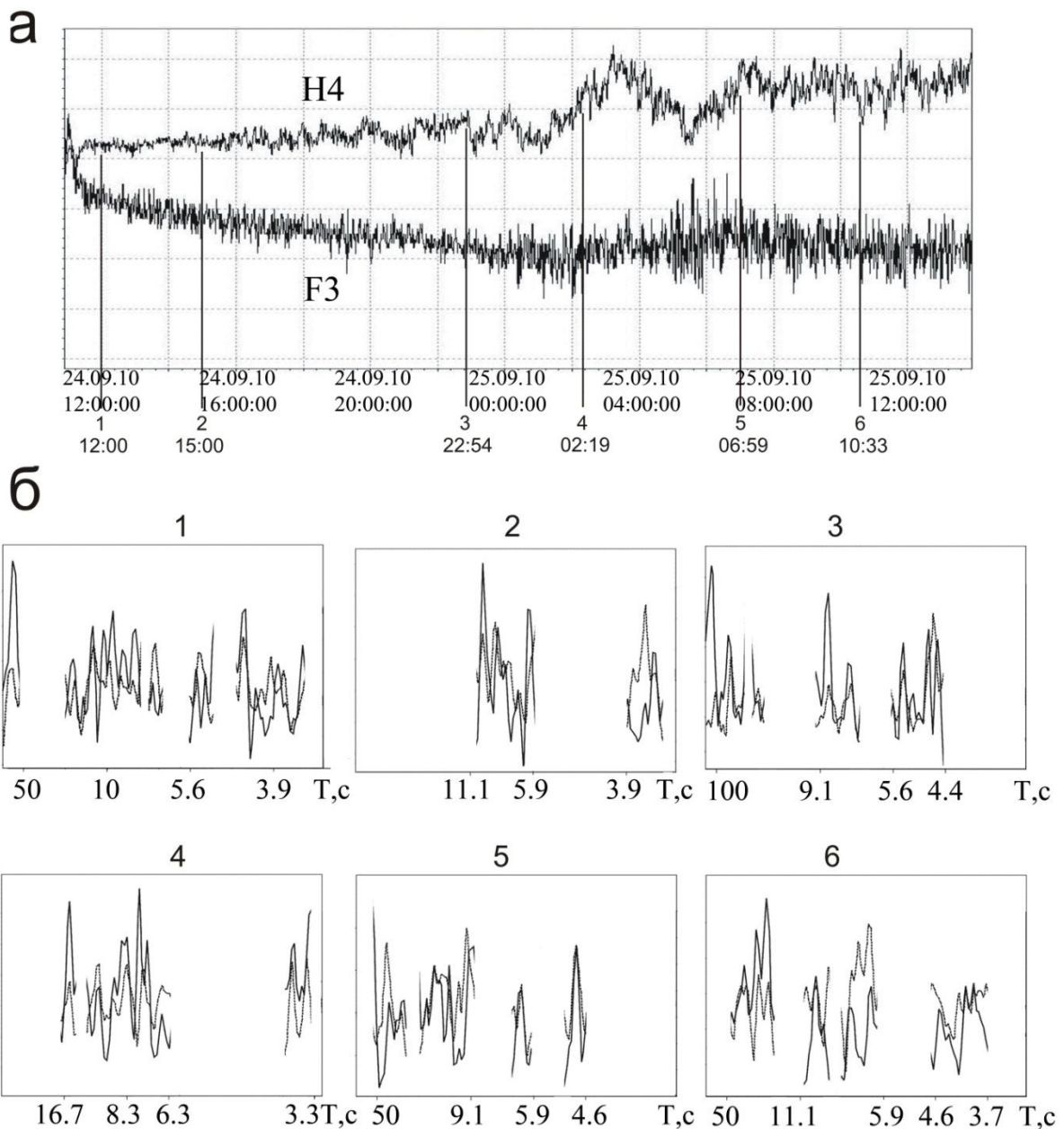


Рис.1 а) Пример временных непрерывных измерений сейсмоакустической эмиссии (Н4) и электромагнитного излучения (F3) в скважине Родыгино, на глубине 794м (Камчатский геодинамический полигон, 2010г.); б) фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов САЭ и ЭМИ

Форма спектра микросейсм определяется главным образом строением земной коры на пути распространения и в пункте наблюдения микросейсмических волн, спектром морского волнения и глубиной воды в зоне образования микросейсм.

На основе полученных данных был проведен спектрально-временной анализа сигналов САЭ и ЭМИ в скважинах Камчатского геодинамического полигона (рис.2). В результате анализа временных вариации амплитудного уровня в скважинах выделены периоды колебательных движений геосреды тождественные штормовым микросейсам I и II рода (4-10 сек., 10-20 сек. и более), т.е. наблюдается модуляция САЭ и ЭМИ штормовыми микросейсами.

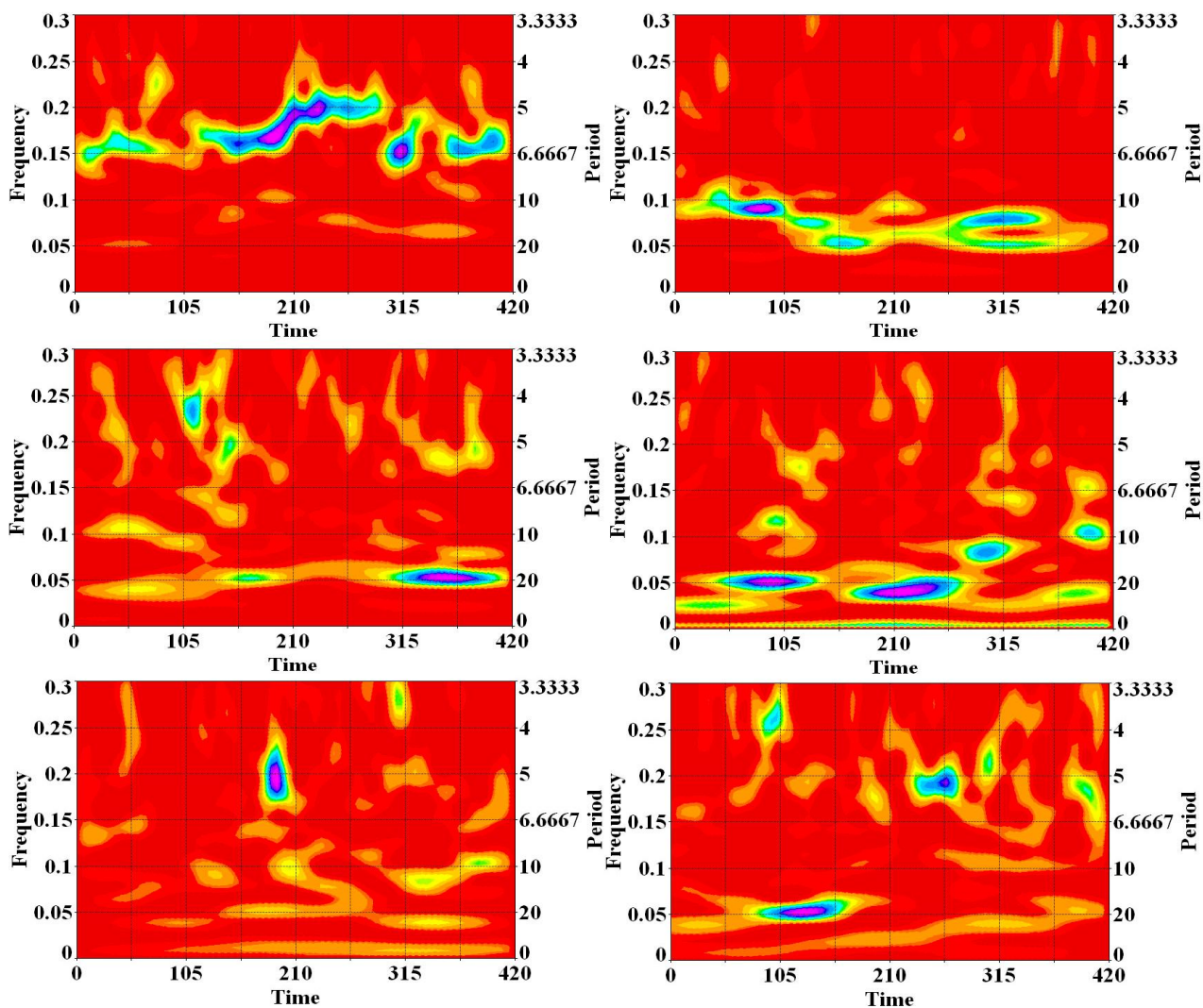


Рис.2. Диаграммы спектрально-временного анализа по данным измерений в скважинах Родыгинская и Термальная (Камчатский геодинамический полигон).

Показано, что эффект модуляции САЭ и ЭМИ в скважинах природными деформационными процессами позволяет получать информацию о их влиянии на геосреду. Регистрация сигналов САЭ и ЭМИ способствует выделению в скважинах зон высокой тензочувствительности, благоприятных для обнаружения эффектов модуляции сейсмоакустической и электромагнитной эмиссии, в частности, обусловленные штормовыми микросейсами с периодами 4 – 20 с и более, которые проявляются в полях различной физической природы. Актуальность полученных результатов заключается в возможности создания на их базе нового метода контроля и оценки современного динамического состояния объема геосреды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли. Открытия в СССР в 1983. М., ВНИЦПИ, 1984, с. 14-18.
2. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Лунно-солнечные приливные деформационные процессы и сейсмоакустическая эмиссия в объеме геосреды. Доклады академии наук, 2011, том 439, № 1, с. 1-4.



## Геофизические исследования на участке строительства временного моста через реку Сосьву на дороге между поселками Сосьва и Гари.

Ведерников Андрей Сергеевич, младший научный сотрудник  
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург  
научный руководитель – д.т.н. Сашурин А.Д.

На севере Свердловской области, как и во многих других регионах, большое количество различных рек. И очень часто встает проблема с организацией автомобильного сообщения между населенными пунктами, расположенными на разных берегах. Зимой намораживаются ледовые переправы, летом используются паромы, а весной и поздней осенью передвижение автотранспорта практически прекращается, так как слабый тающий лед не может быть надежной опорой для, например, пассажирского автобуса. Аналогичная проблема есть и для рабочих поселков Сосьва и Гари на территории Гаринского городского округа Серовского района. Администрацией было принято решение о строительстве временного моста через реку Сосьву. Для изучения строения массива горных пород под будущим строительством был применен комплекс геофизических методов, состоящий из электроразведки, спектрального сейсмопрофилирования и георадарного зондирования.

В результате проведенных исследований получено структурно-тектоническое и геомеханическое строение массива горных пород на участке строительства временного моста через реку Сосьва на глубину зондирования 100 м; построены инженерно-геофизические разрезы участка строительства моста.

Результаты полевых исследований прошли камеральную обработку, на основании которой построены геоэлектрическая модель массива горных пород исследуемого участка, георадарные разрезы, спектральные сейсморазрезы и обобщенная схема инженерно-геологического строения участка строительства.

На момент проведения инженерно-геофизических изысканий (октябрь 2011 г.) на исследуемом участке были проведено инженерно-геологическое бурение двух скважин на обоих берегах реки. По результатам буровых работ выявлено, что разрез до глубины 15 метров представлен аллювиальными суглинками от твердой до текучепластичной консистенции с прослоями супеси и песка. Глубина залегания уровня подземных вод 1 м от поверхности земли в точках бурения.

В геоморфологическом отношении район приурочен к области Западно-Сибирской низменности, имеющий равнинный характер. Рельеф площадки относительно спокойный, с общим понижением с запада на восток и от водоразделов к руслу реки. Участок работ расположен на высокой пойме и частично на I надпойменной террасе р. Сосьва. В районе повсюду распространены горные породы третичного возраста, представленные палеогеновыми морскими отложениями. Они состоят из глин разнообразной окраски, опоковидных песчаников, песков, конгломератов, опок, диатомитов и трепела. Осадки третичного моря во многих местах по долинам больших рек выступают на поверхность из-под четвертичного покрова. Третичные горные породы перекрыты главным образом озерно-болотными, озерно-аллювиальными и аллювиальными четвертичными отложениями. Среди четвертичных отложений на севере района незначительную территорию занимают делювий, приуроченный к склонам долин, и ледниковые отложения.

**Электроразведочные работы** на исследуемом участке производились методами вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) для изучения глубинного строения массива и срединного градиента (МСГ) для изучения площадного тектонического строения.

В основу интерпретации геоэлектрических параметров для построения геологического разреза положены многочисленные параметрические наблюдения, материалы предыдущих электроразведочных работ, данные разведочного бурения и справочные данные.

Судя по полученным геоэлектрическим разрезам, основание проектируемого временного моста до глубины 50 метров представлено относительно однородными

суглинистыми грунтами с величиной удельного электрического сопротивления в пределах 10-30 Ом·м. Скальных грунтов до глубины 50 метров не обнаружено. Соответственно, основанием сооружения будут служить рыхлые грунты, отличающиеся друг от друга плотностью, консистенцией и влажностью. Данное заключение подтверждают также результаты разведочного бурения.

Для определения структурно-тектонического строения территории были проведены площадные исследования методом срединного градиента. Исследования проводились на левом и правом берегу, параллельно и перпендикулярно предполагаемой оси моста. Некоторые полученные геоэлектрические модели участка приведены на рисунке 1.

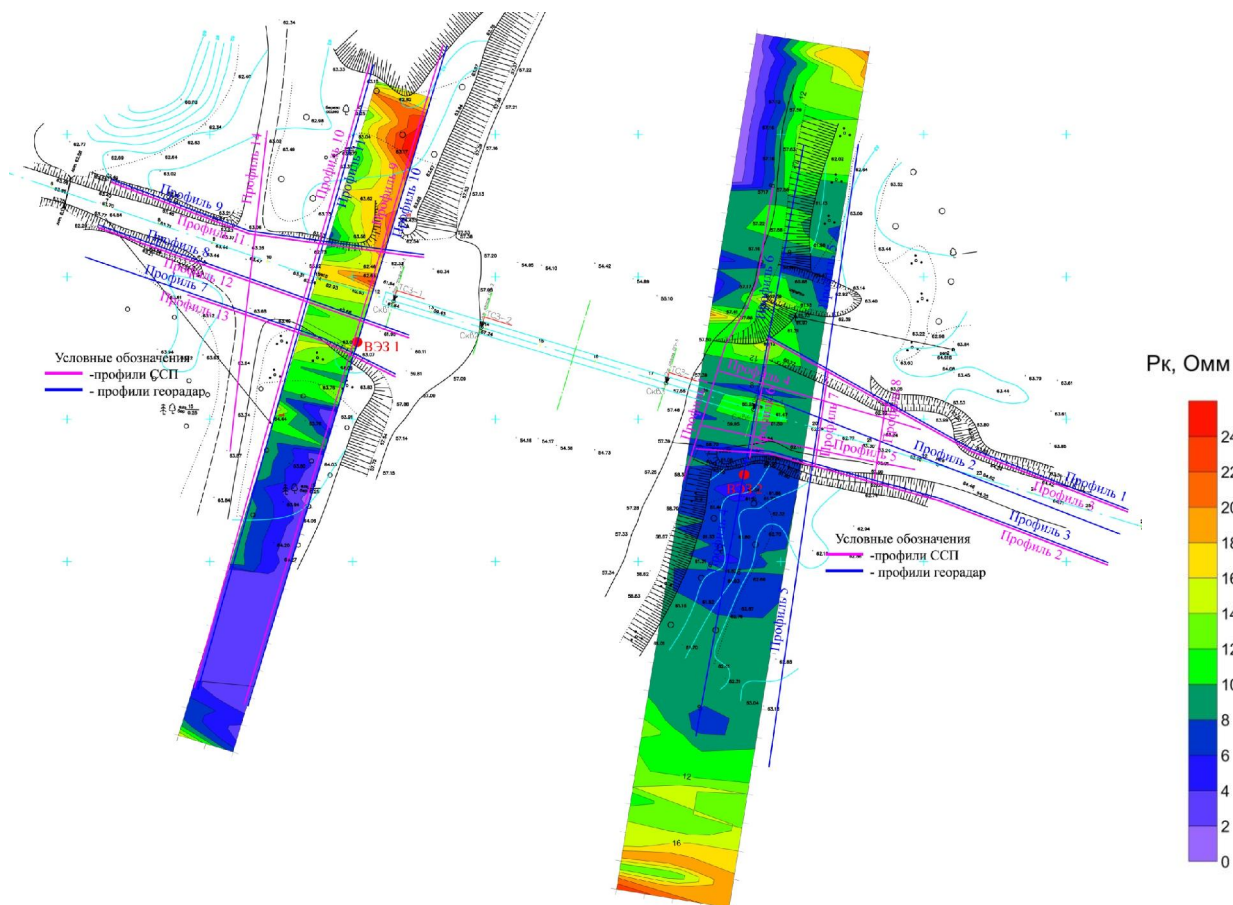


Рисунок 1 – Геоэлектрическая модель участка с расположением профилей перпендикулярно оси моста

Участок, выбранный для строительства временного моста, представлен однородными грунтами, с уровнем сопротивлений не ниже 12-14 Ом·м, что должно благоприятно сказаться на условиях строительства, а также его безопасной эксплуатации. Наименее надежные участки расположены в стороне от оси проектируемого моста, которая приходится на благоприятный для строительства моста, наиболее однородный массив.

**Метод георадарного зондирования** был использован для исследования приповерхностной части массива горных пород с высокой детальностью исследований. Глубина зондирования составляла 30 метров. Из рассмотрения полученных георадарных разрезов можно отметить, что основание проектируемого моста по его оси является наиболее однородным с точки зрения структурного строения.

Основными объектами, выявляемыми **методом спектрального сейсмопрофилирования** (ССП), являются поверхности скольжения, а также сомкнутые трещины и их совокупности, то есть зоны микро- и макротрещиноватости. Зоны повышенной трещиноватости формируются в результате разного рода подвижек. ССП-разрез представляет собой совокупность спектральных изображений непосредственно

сейсмосигналов, то есть является изображением первичной информации, неискаженной какой бы то ни было интерпретацией. Следствием этого момента является тот факт, что результат ССП не может быть изменен под влиянием любой априорной информации, в том числе, полученной при помощи разведочного бурения. И это также коренным образом отличает метод ССП от других геофизических методов.

На данном объекте исследования методом ССП проводились с целью выявления структурно-тектонического строения массива горных пород на глубину до 100 метров. По результатам спектрального сейсмопрофилирования хорошо проявляются различные границы, выявленные другими методами. На профиле, максимально приближенном к руслу реки, хорошо просматривается воронкообразные неоднородности, как правило связанные с тектонической деятельностью. Эти неоднородности выявлены также по результатам электроразведочных работ, расположены по обеим сторонам от оси проектируемого моста и не затрагивают его основания.

В целом результаты исследований методом спектрального сейсмопрофилирования показали, что участок работ имеет достаточно однородное структурное строение, отмеченные неоднородности не затрагивают участок непосредственного строительства временного моста и не должны оказывать влияния на устойчивость сооружения.

Выполненный комплекс инженерно-геофизических исследований позволил построить обобщенную схему структурно-тектонического строения участка строительства мостового перехода (рисунок 2) и сделать следующий вывод - створ моста в окружении сложной тектонической обстановки оказался в благоприятном для строительства положении. Выявленные тектонические нарушения, расположенные выше по течению и к западу от проектируемого моста, не представляют опасности для строительства и эксплуатации.

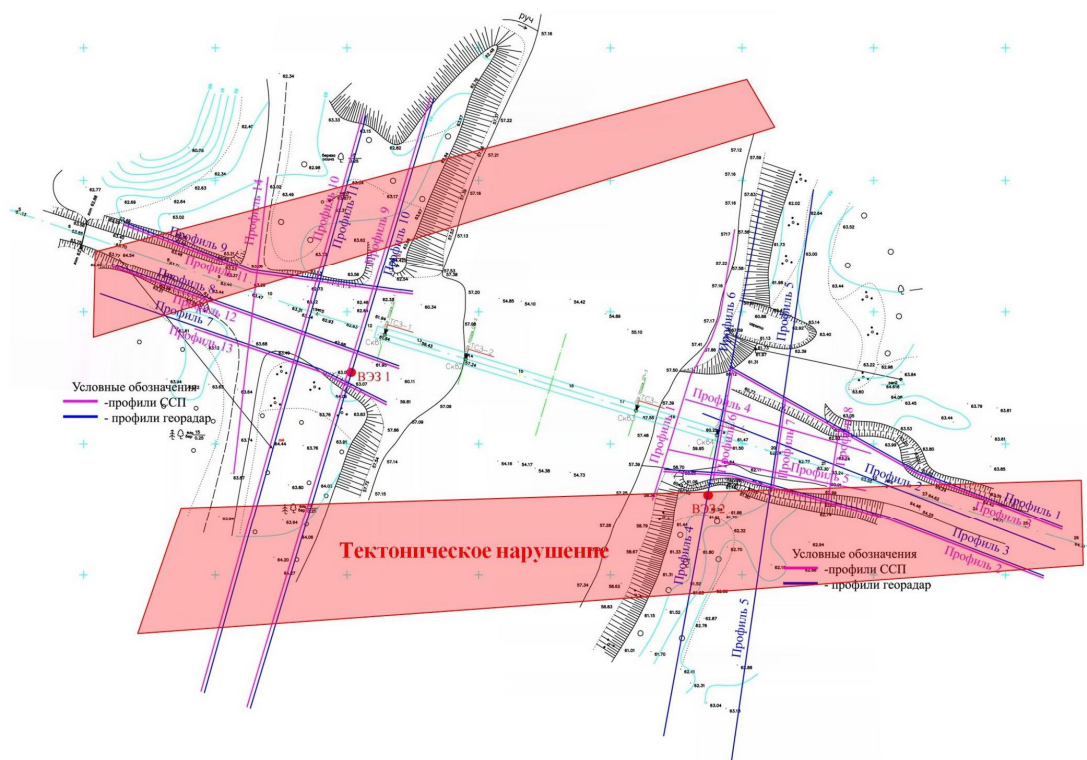


Рисунок 2 – Обобщенная структурно-тектоническая схема участка

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельник В. В., Замятин А.Л. Исследование и создание геолого-структурной и геомеханической модели участка недропользования [Текст] // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2005. – №4 – С. 226-230.

## Использование данных сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств грунтов

Вековшинин Виталий Викторович, аспирант  
Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь  
vekovshinin@yandex.ru  
научный руководитель – д.г.-м.н. Спасский Б.А.

**Аннотация.** Приводится пример использования данных сейсмической разведки для определения некоторых физико-механических свойств грунтов. Исходными данными для расчетов являются скорости волн сжатия  $V_s$  волн сдвига  $V_p$ .

Основными физико-механическими характеристиками грунтов, для оценки которых может использоваться сейсморазведка, являются:

- 1) плотность ( $\rho$ );
- 2) модуль деформации ( $E_{\text{деф}}$ );
- 3) удельное сцепление ( $C$ );
- 4) влажность ( $W$ );
- 5) модуль Юнга ( $E$ );
- 6) модуль сдвига ( $G$ );
- 7) коэффициент Пуассона ( $\mu$ );
- 8) модуль всестороннего сжатия ( $K$ );
- 9) акустическая (сейсмическая) жесткость ( $\rho V_p$  и  $\rho V_s$ );
- 10) отношение поперечных и продольных волн  $V_s/V_p$  [3].

Экспериментальными и теоретическими исследованиями установлено, что скорости распространения и характеристики поглощения упругих волн в горных породах зависят от их состава, плотности, влажности, пористости, прочности структурных связей, глубины залегания, возраста и других факторов [1].

Если геофизическими методами скорости продольных  $V_p$  и поперечных волн  $V_s$  определены для конкретного слоя, то можно получить следующие модули: сдвига  $G$ , упругости  $E$  (модуль Юнга), модуль всестороннего сжатия  $K$ , а также коэффициент Пуассона  $\mu$ . Модуль  $G$  связан со скоростями  $V_p$  и  $V_s$  следующими равенствами соответственно [2]:

$$G = \rho V_s^2 \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность грунта.

Из теории упругости известно, что

$$E = 2(1 + \mu)G. \quad (2)$$

Коэффициент Пуассона может быть рассчитан по формуле:

$$\mu = \frac{(V_p / V_s)^2 - 2}{2[(V_p / V_s)^2 - 1]}. \quad (3)$$

Модуль всестороннего сжатия:

$$K = \rho V_s^2 \left[ \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]. \quad (4)$$

Сейсморазведочные работы с целью определения физико-механических свойств грунтов были проведены на одном из участков под строительство на территории г. Перми. Регистрировались продольные ( $P$ ) и поперечные ( $S$ ) волны. Результаты расчета физико-механических свойств грунтов приведены в таблице 1.

## Пределы изменения физико-механических свойств геосейсмических слоев

№ слоя	$V_p/V_s$ , усл. ед.		Модуль Юнга, $кгс/см^2$		Модуль сдвига, $кгс/см^2$		Коэффициент Пуассона, усл. ед.		Модуль всестороннего сжатия, $кгс/см^2$	
	мин	макс	мин	макс	мин	макс	мин	макс	мин	макс
1	4.67	7.47	566	903	190.4	303.9	0.477	0.491	6212	10384
2	4.96	8.41	1820	4897	609.9	1654.5	0.479	0.493	38567	42340
3	3.73	4.44	11467	14258	3901.9	4862.1	0.461	0.473	61132	71782

**Выводы**

1. Сейсморазведочные работы позволили построить геосейсмическую модель исследуемой территории – выделить слои, сложенные грунтами с различными физико-механическими свойствами.

2. Совместное использование продольных и поперечных волн позволило выполнить оценки физико-механических свойств грунтов – вычислить отношение  $V_p/V_s$ , модули Юнга, сдвига, всестороннего сжатия и коэффициент Пуассона.

3. Значительный объем полученных данных позволяет подробно судить о состоянии грунтов исследуемой территории. Скорости волн сжатия  $V_s$  и сдвига  $V_p$  – наиболее существенные параметры, характеризующие геотехнические свойства грунтов. После измерения  $V_s$  и  $V_p$  можно быстро и экономично, используя простые теоретические и эмпирические зависимости, определить физико-механические свойства пород, слагающих исследуемый участок.

**Литература:**

1. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики: Учеб. для вузов / Под редакцией В.А. Богословского. – М.: Недра, 1990.
2. Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей. – М.: Госстрой РСФСР, 1974.
3. РСН 66-87. Инженерные изыскания для строительства. Технические требования к производству геофизических работ. Сейсморазведка. – М.: МосЦТИСИЗ Госстроя РСФСР, 1987.

## Изучение глубинного строения Западного Урала с использованием метода функции приема

Верхоланцев Александр Викторович, младший научный сотрудник  
Горный институт УрО РАН, Пермь  
vercholancev@gmail.com  
научный руководитель – к.ф.-м.н. Дягилев Р.А.

Западно-Уральский регион располагается в пределах трех геоструктур земной коры: восточной окраины Восточно-Европейской платформы, Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской складчатой зоны. Эта особенность обуславливает сложность определения местоположения гипоцентров сейсмических событий региона, что в свою очередь подталкивает нас к более детальному изучению глубинного скоростного строения Западного Урала.

Первые данные о глубинном скоростном строении Урала были получены в 1978 г. Ломакиным В.С. [3] в виде регионального годографа, опирающегося на записи специальных взрывов. Годограф позволял аппроксимировать земную кору двумя слоями, границей между которыми служила поверхность Мохо. Изучение скоростного строения земной коры с помощью стационарной сети сейсмических станций в пределах Урала ведется с 2004 года. Новые экспериментальные данные, включающие записи взрывов и землетрясений, послужили основой для построения уточненной трехслойной одномерной скоростной модели, характеризующей преимущественно территорию Западного Урала [1]. Данная модель позволила повысить точность определения местоположения очагов в регионе в среднем в 1.5-2 раза. Однако мониторинг такой обширной и разнородной территории как Урал требует более точных знаний о глубинном строении.

Простым и малозатратным способом перехода от одномерных представлений к трехмерным видится накопление числа одномерных оценок в различных пунктах на всей контролируемой территории. В настоящее время это доступно для всех пунктов, где установлены стационарные станции. В дальнейшем подробность модели можно будет повышать за счет установки новых станций или временных пунктов сейсмических наблюдений. В каждом отдельном пункте одномерную скоростную модель (с произвольным количеством слоев) позволяет получить метод функций приема, которым стали пользоваться сейсмологи всего мира сравнительно недавно. За рубежом одним из первых суть метода, основанный на итеративной деконволюции во временной области, был сформулирован Langston С.А. в 1979 году. Далее этот подход был программно реализован в пакете R. Herrmann “Computer Programs in Seismology” авторами Ligorria J.P. и Ammon С.J. [9,10]. В России подход для получения функции приемника разработан в Институте физики Земли РАН Л. Винником и Г. Косаревым и базируется на алгоритме одноканальной обратной фильтрации [6].

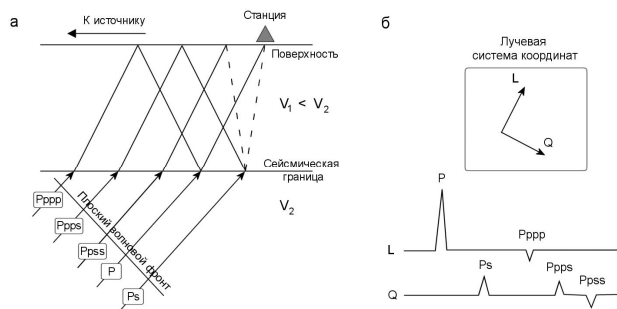
Метод функции приема (*receiver function*) основан на изучении обменных поперечных волн в коде Р-волны от удаленных землетрясений для получения информации о скоростном строении среды непосредственно под сейсмической станцией. Метод ориентирован на восстановление информации о свойствах среды (мощность слоя(ев), скорости волн) по динамическим и кинематическим характеристикам данных фаз (рис.1).

Реализация метода включает этапы:

- отбор трехкомпонентных сейсмических записей удаленных землетрясений;
- преобразование отобранных записей в лучевую или цилиндрическую (относительно источника) систему координат;
- построение, так называемых, функций приема;
- подбор модели среды, соответствующей построенным функциям приема.

Ранее метод был опробован для записей станции лишь одной станции – PR1R-«Романово» [4], при этом были получены первые данные о скоростном строении до глубины

20 км. Сейчас функции приема построены для 5 станций (PR1R, SOKR, PR2, PR4, KIZ) до глубины 50 км.



**Рис. 1.** Структура волнового поля, исследуемая в методе «Receiver Function» [9]

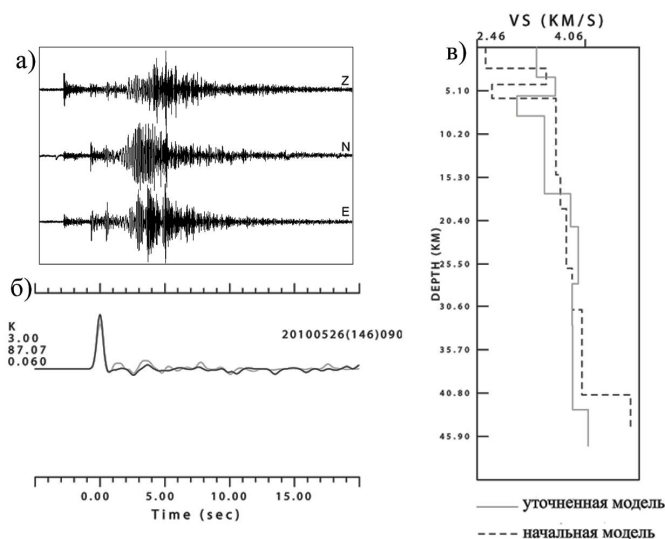
Исходными данными послужили записи более 200 землетрясений, зарегистрированных в не менее чем тремя сейсмостанциями региона в период с 2010 по 2011 гг. Функция приема, по определению, представляет собой временной ряд  $H(t)$ , который при свертке (конволюции) с сейсмической записью на вертикальной компоненте  $Z(t)$  воспроизводит сеймотрассу в пункте приема по радиальной компоненте  $R(t)$ :

$$R(t) = Z(t) * H(t).$$

Для построения функций приема нами был использован подход, основанный на итеративной деконволюции во временной области [9]. Пример применения реализованного подхода к отобранным записям сейсмостанции «Соликамск» показаны на рис.2.

Анализ функций приема выявил достаточно сложный вид каждой – почти на всех можно выделить несколько максимумов и минимумов. Благодаря использованию широкополосных сейсмоприемников, отмечается наличие «классического» максимума 4-6 сек (обменная волна от границы Мохоровичича) на функциях приема для сейсмостанции «Соликамск», тогда как иногда на функциях приема остальных сейсмостанций с короткопериодными сейсмометрами этот максимум прослеживается не так четко и не всегда.

Инверсия функций приема (подбор скоростной модели) как и расчет собственно функций приема осуществлялся с помощью алгоритма, реализованного в пакете “Computer Programs in Seismology” Р.Херрманна [10]. Используемая при расчетах начальная модель была построена по геолого-геофизическим данным [2, 5]. Скорости поперечных волн в слоях пересчитывались из скоростей продольных волн по соотношению  $V_s = V_p / \sqrt{3}$ . На примере, представленном на рис. 2, функция приема, соответствующая начальной модели, показана сплошной черной кривой.



**Рис. 2.** Трехкомпонентная запись удаленного землетрясения (а), функция приема для сейсмостанции «Соликамск» (б) и результаты восстановления скоростного разреза (в)

Обобщенная трехмерная скоростная модель Урала учитывает все доступные в настоящее время данные, полученные различными методами. Центральная часть контролируемой территории имеет наиболее подробные сведения о среде, полученные методом функций приема. На участках, где станции отсутствуют, она представлена скоростными разрезами, построенными на базе трехслойной модели со средними интервальными скоростями. Положение границ верхнего слоя (осадочного чехла) принято из работ [7]. Вторая граница – граница Мохо – описывается согласно современным представлениям о ней, изложенным в [11].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верховланцев А.В. Уточнение параметров двумерной скоростной модели Западного Урала // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Сборник научных трудов. Вып. 9. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. – С. 199-201 (282).
2. Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // ДАН СССР, т.315, №5, 1990. – С. 1086-1089.
3. Ломакин В.С. Годографы сейсмических волн для Урала / В.С. Ломакин, В.В. Колмогорова, Г.И. Парыгин // Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. – С. 14-19.
4. Маловичко Д.А. Опробование метода обменных волн удаленных землетрясений для изучения скоростного строения земной коры по материалам Западно-Уральской сейсмологической сети // Шестая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Учебно-научные материалы. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С. 119-124.
5. Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. - 132 с.
6. Петерсен Н.В., Винник Л.П. Выделение коровых обменных волн как задача многоканальной фильтрации // Физика Земли, № 4, 1991. – С. 37-44.
7. Проворов В.М. Основные черты тектоники нижнепермских отложений и ее связь с глубинным строением среднего Приуралья. // Нижнепермские отложения Камского Приуралья. – Пермь, 1973. – С. 28-48.
8. Li X., Bock., G., Vafidis A., Kind R., Harjes H.-P., Hanka W., Wylegalla K., Van der Meijde M., Yuan X. Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere // Geophys. J. Int., 2003. - P. 733-748.
9. Ligorria J.P., Ammon C.J. Iterative deconvolution of teleseismic seismograms and receiver function estimation // Bull. Seism. Soc. Am., v.89, 1999. - P. 1395-1400.
10. Computer programs in seismology [электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
11. Grad M., Tiira T. Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions / Journal of Seismology, V.16, №2, 2012. P.95-105



## Спектральный анализ геомагнитного поля и результаты расчета $S_q$ -вариации

Воронцова Екатерина Валерьевна, младший научный сотрудник  
Научная станция РАН, Бишкек  
vorontsova@gdirc.ru  
научный руководитель – к.ф.-м.н. Брагин В. Д.

Полный вектор магнитного поля  $T_T$  [1], наблюдаемый на земной поверхности, является суммой глобальной компоненты  $T_{glob}$  и локальной компоненты  $T_{loc}$ , где  $T_{glob}=T_0 + (T_e+\delta T_i)_{glob}$ ,  $T_{loc}= T_a + (T_e+\delta T_i)_{loc}$ .  $T_{glob}$  несет информацию об общепланетарных процессах: долгопериодных вариациях главного поля  $T_0$ , вариациях  $S$ ,  $L$  и общепланетарных магнитных возмущениях  $T_{st}$ .  $T_{loc}$  представляет собой сумму локального поля  $T_a$ , связанного с намагниченностью верхних частей земной коры и поля  $(T_e+\delta T_i)_{loc}$ , связанного с локальными магнитными возмущениями и локальным откликом в проводящих слоях литосферы и в разломных зонах.

После удаления векового тренда спектральный анализ оставшейся части геомагнитного поля позволяет выделить «солнечные» периоды: 6; 8; 12; 24; часа, 13.8; 27.8; 93; 128; 195; 350 дней, 11 лет и «лунные» периоды: 6.103; 8.185; 12.421; 25.744 часа и период 29.53 суток, равный лунному месяцу. Полученные периоды хорошо согласуются с общеизвестными периодами (годовые, сезонные, суточные и 27-дневным квазипериодом солнечной активности). Более детальный спектральный анализ полного вектора  $T$  с высоким разрешением по частотам показывает расщепление солнечных  $S$  и лунных  $L$  гармоник из-за годовой модуляции и квазимодуляции периодом  $\sim 27$ -28 дней. На спектре видны серии боковых пиков  $S_n$  и  $L_n$  с периодами  $f_n \pm k/365.25$  и серии  $R_n$  с частотами  $f_n \pm k/27.5$ , где  $n$  - номер компоненты,  $f_n$  – соответствующая ей частота в циклах в день (срд). Показанный квазипериод 27-28 дней связан с солнечной активностью [2].

Для выделения суточных магнитных вариаций  $S_q$ -вариаций классическим методом является гармонический анализ Чепмена-Миллера. В работе параметры  $S_q$ - вариация определялись 3-мя способами (что позволило сравнить эффективность использования данных методов): методом Чепмена-Миллера (гармонический анализ) [3]; фильтрацией и восстановлением по Фурье-спектру; методом SSA-анализа. Солнечная компонента  $S_q$  представляется в виде суммы  $k$  гармонических компонент:

$S_q = \sum S_n(\sin(nt + \sigma_n))$ , где  $t$  – солнечное время от полуночи,  $S_n$  и  $\sigma_n$  – амплитуда и фаза  $n$ -ой гармоники,  $n=1 \dots k$ , обычно для анализа рассчитывают  $k=4$  или  $k=6$  гармоник.

Амплитуда  $S_q$ -вариации имеет выраженную зависимость от широты (рис. 1). Наиболее это заметно для компоненты  $X$ , которая при переходе через  $\sim 30^\circ$  с.ш. меняет знак и изменяется на 30%. Амплитуда и форма компоненты  $Z$  тоже меняются: с удалением от экватора её величина уменьшается в 4 раза (для исследуемых станций). Компонента  $Y$  наименее зависима от широты – форма сохраняется, амплитуда изменяется в пределах 20%. Кроме того, существует и долготный эффект, который хорошо виден на примере станций Какиока (КАК) и Ланжоу (LZH). Значения  $S_n$  и  $\sigma_n$ , по которым рассчитаны  $S_q$ -вариации на рис. 1, приведены в таблице 1.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по выполнению федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт № 02.740.11.0730).

Автор приносит свою благодарность научному руководителю Брагину Виталию Дмитриевичу.

Таблица 1. Амплитуды и фазы компонент  $S_q$ -вариации (указаны код, широта, долгота).

Код		$S_1$ (нТл)	$\sigma_1$ (°)	$S_2$ (нТл)	$\sigma_2$ (°)	$S_3$ (нТл)	$\sigma_3$ (°)	$S_4$ (нТл)	$\sigma_4$ (°)
EBR 40.817 0.500	X	4.639	108.913	3.585	46.723	4.582	-116.641	1.835	83.99
	Y	16.641	35.564	12.394	-126.598	5.319	84.596	0.459	21.046
	Z	7.84	100.58	4.477	-79.474	0.944	115.804	1.273	132.045
	T	8.932	105.158	2.966	-41.659	2.267	-131.473	1.899	108.66
TFS 42.080 44.700	X	6.936	165.749	6.015	99.024	5.114	-13.314	1.279	-107.62
	Y	17.429	78.746	11.747	-36.059	5.368	-143.703	0.4	159.075
	Z	6.421	131.077	4.106	-0.625	1.558	-98.329	0.406	-99.726
	T	8.959	139.495	4.37	35.919	2.91	-45.191	0.977	-105.925
KSH 39.500 76.000	X	6.31	-156.185	6.646	156.067	5.502	66.939	1.592	-0.253
	Y	18.012	109.453	12.969	33.508	5.926	-43.349	0.898	-32.613
	Z	5.32	164.051	4.448	75.405	2.175	4.747	0.5	22.852
	T	7.579	176.398	5.625	109.263	4.096	40.495	1.257	6.628
UJJ 23.183 75.783	X	9.379	-1.897	6.244	-113.887	2.457	144.423	0.371	68.341
	Y	12.693	109.812	10.84	44.6	6.875	-34.429	1.261	-77.279
	Z	6.114	173.691	5.006	100.986	3.407	23.421	0.842	-25.763
	T	4.384	1.214	3.318	-142.901	1.954	87.649	0.545	8.834
ABG 18.617 72.867	X	14.361	4.187	7.089	-104.477	1.992	165.99	0.182	134.647
	Y	11.783	106.99	10.529	41.732	7.073	-42.01	1.368	-99.518
	Z	6.842	166.277	6.19	100.484	4.886	18.16	1.08	-42.199
	T	10.218	8.813	4.213	-120.532	1.146	79.166	0.297	-38.611
NVS 55.033 82.900	X	13.321	-156.11	7.289	136.659	3.59	61.412	0.718	61.929
	Y	19.363	113.463	12.474	41.586	3.709	-46.069	0.719	90.785
	Z	3.873	-146.178	3.84	88.685	1.155	-55.569	1.025	157.481
	T	7.429	-157.737	5.554	100.484	1.235	-6.23	1.002	144.082
IRT 52.167 104.450	X	13.634	-137.047	8.059	-177.221	3.778	128.727	0.61	133.649
	Y	18.784	132.876	12.886	83.994	3.646	16.869	0.876	123.566
	Z	4.582	-133.966	3.388	146.944	0.759	70.827	0.331	-154.685
	T	8.671	-134.045	5.465	164.303	1.696	109.081	0.411	-179.668
LZH 36.090 103.850	X	4.744	-124.101	6.199	-145.519	4.235	144.592	0.656	78.447
	Y	17.253	124.597	13.957	85.805	6.826	36.446	1.283	53.33
	Z	6.834	-160.907	5.074	144.703	2.761	98.505	0.638	96.898
	T	7.923	-146.818	6.368	179.149	4.342	124.251	0.877	89.753
LNP 25.000 121.170	X	5.973	50.7	4.012	-43.754	1.709	-115.257	0.36	-78.885
	Y	15.339	151.411	14.47	132.769	8.355	98.104	2.185	113
	Z	10.131	-139.14	4.976	-171.114	2.177	175.301	0.529	-163.302
	T	0.943	-149.546	3.181	-91.577	2.366	-139.878	0.509	-113.676
KAK 36.232 140.186	X	3.371	-104.057	4.622	-72.688	3.25	-94.138	0.888	-60.259
	Y	17.025	177.787	14.221	165.787	6.22	139.729	1.101	171.246
	Z	7.01	-106.075	4.521	-84.004	3.499	-83.002	0.908	-71.281
	T	7.307	-95.198	6.942	-70.368	5.079	-83.827	1.307	-63.151
MMB 43.910 144.189	X	9.319	-109.173	6.207	-90.938	4.397	-94.049	1.246	-75.368
	Y	18.374	179.917	14.206	172.216	5.216	146.889	0.782	-168.306
	Z	5.182	-101.246	2.742	-107.083	1.488	-101.227	0.321	-89.356
	T	8.979	-96.239	5.65	-85.907	3.772	-90.841	0.922	-75.589

**Литература:**

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. Университета. 1978. 592 с.
2. Frans De Meyer. A modulation model for the solar and lunar daily geomagnetic variations // Earth Planets Space. 2003. № 55. P. 405–418.
3. R.S. Lindzen and S. Chapman. Atmospheric tides. L.: Gordon & Breach Science Publishers. 1969. 200 p.

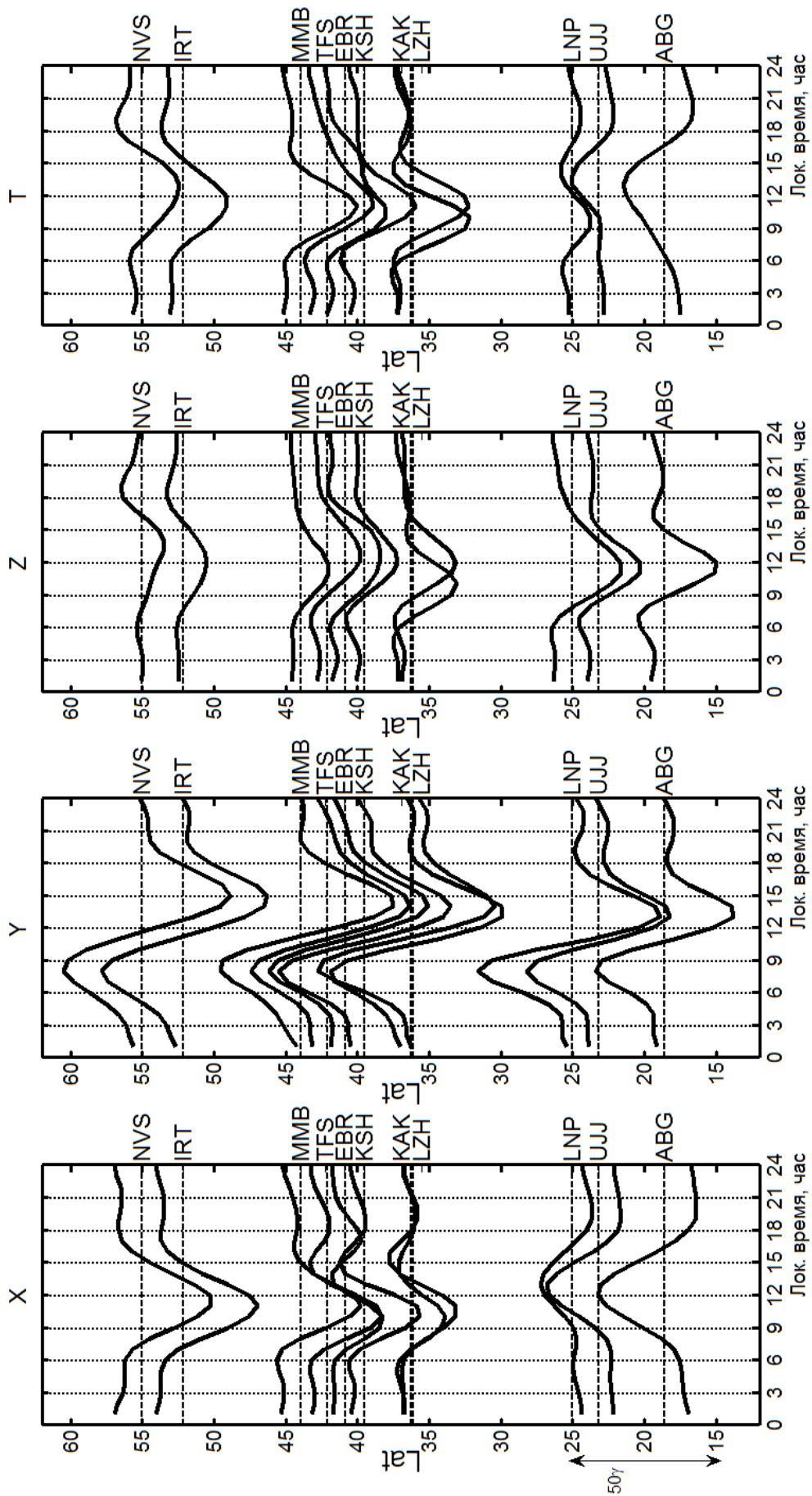


Рис. 1.  $S_q$ -вариация для компонент X, Y, Z, T геомагнитного поля.

## Исследование технического состояния скважин ПХГ в отложениях эвапоритовой формации радиоактивными методами каротажа

Габбасова Алёна Олеговна, Габбасов Шамиль Валерьевич  
ВНИИГИС  
vniigis@bashnet.ru

Преимуществом подземных хранилищ газа (ПХГ) в специально созданных соляных кавернах является возможность их эксплуатации с большим количеством циклов в пиковом режиме с производительностью отбора, на порядок превышающей производительность отбора из ПХГ в пористых структурах. В результате чего скважины испытывают многолетние циклические термобарические нагрузки, обусловленные эксплуатацией (отбор и закачка газа), что накладывает дополнительные требования к безопасной эксплуатации скважин и требуется постоянный мониторинг их технического состояния.

Герметичность газовой скважины обеспечивается удовлетворительным техническим состоянием труб помещённых в скважину, качественным цементированием обсадной колонны, целостностью насосно-компрессорной трубы (НКТ), исправностью оборудования и элементов конструкции скважины. Для решения этих задач применяются методы дефектоскопии и цементометрии. В отличие от дефектоскопии которая осуществляется в действующей скважине, для выполнения цементометрии требуется глушение скважины и извлечение НКТ.

Вышеизложенные факторы обусловили необходимость разработки и внедрения технологий и комплекса диагностической аппаратуры для продления срока безопасной эксплуатации газовых скважин ПХГ различного назначения. С целью оптимизации материальных и временных затрат на определение технического состояния скважин в ЗАО НПФ «ГИТАС» совместно с ОАО НПП «ВНИИГИС» разработаны технологии и геофизическая аппаратура и для диагностики в газовой среде, без глушения скважин, а именно:

- магнитоимпульсный дефектоскоп-толщиномер МИД–Газпром в модификациях МИД-К, Сканер –Газпром для определения остаточной толщины обсадной трубы и НКТ и выявления в них дефектов;
- технология и аппаратура зондирования комплексом нейтронных методов прискважинной зоны (спектрометрического нейтронного гамма каротажа в модификациях широкополосного СНГК-Ш и хлорного СНГК-СЛ) для определения качества цементирования, выявления зон разрушения цемента, наличия пустот за колонной, выявления интервалов техногенного скопления газа за колонной.

Технология определения качества цементного камня в заколонном и межколонном пространстве в условиях работающей скважины впервые опробована ЗАО НПФ «ГИТАС» в 2001 г. на Северо-Ставропольском ПХГ и в последующем обрабатывалась на других ПХГ в различных геолого-технических условиях.

Осуществление исследований без остановки скважины означает выполнение измерений в газовой среде и через газозапорное оборудование. Условия измерений определяют комплекс методов геофизических исследований скважин (ГИС) для решения этой задачи, включающий основные методы: двойного нейтрон-нейтронного каротажа (2ННК) по тепловым нейтронам, СНГК-Ш и СНГК-СЛ, и сопровождающие: импульсный нейтронный каротаж (2ИННК или ИНГК), спектрометрический гамма-каротаж (СГК), МИД и методы ГИС-контроля. Решение задачи базируется на различии ядерно-физических свойств газа, цемента и пластовых вод [1-3]. Использование многозондовой аппаратуры и методов, характеризующихся различной глубиной измерений, позволяет выполнять радиальное зондирование околоскважинной зоны и на этой основе с учетом

информации о литологии исследуемых пластов, получаемой по данным СГК и СНГК, оценивать качество цементирования за колонного и межколонного пространства.

При этом нейтронные методы позволяют оценить степень заполнения межколонного и за колонного пространства цементным камнем. Но в отличие от акустического цементомера (АКЦ) не определяют сцепление цемента с колонной или горной породой, а качество цементирования, в отличие от сканирующего гамма-гамма дефектомера-толщиномера (СГДТ), определяют в интегральном варианте – как среднее для конкретной глубины. Таким образом, с одной стороны, по получаемой информации они уступают специализированным методам, но с другой – позволяют оценить цементирование в разных радиальных зонах – через 2-3 колонны и выявить зоны разрушения цемента, наличие пустот за колонной, выявить интервалы техногенного скопления газа за колонной.

В случае скважин ПХГ, пройденных в отложениях эвапоритовой формации, задача определения качества цементного камня существенно усложняется, поскольку на показания нейтронных методов начинают влиять высокие концентрации хлора (Cl), характеризующегося аномальными ядерными свойствами. При этом хлор содержится не только в горной породе, но и в цементном камне, как в пустотах, заполненных остатками бурового раствора, так и в виде отложения солей в самом цементе. Наличие этого радиационно-активного элемента приводит не только к уменьшению плотности потока тепловых нейтронов, но и к изменению спектра гамма-излучения радиационного захвата (ГИРЗ). В связи с этим алгоритмы определения степени заполнения цементом межколонного и за колонного пространства на основе кальций-кремниевых и водородных отношений в осолоненных средах не всегда работают корректно. Более устойчивые результаты получаются при использовании в качестве основной информации аналитических параметров минералогической плотности, определенных по малому и большому зондам СНГК-Ш, а также времени жизни тепловых нейтронов (2ИННК) и общему времени жизни нейтронов (2ННК) с учетом определяемой по СНГК-СL массы хлора (Mcl).

Еще одной особенностью скважин ПХГ в отложениях эвапоритовой формации, влияющей на цементометрию, выполняемую нейтронными методами, является их конструкция. Скважины, построенные для специально намытых в солевой толще каверн, имеют большие диаметры и усложненную конструкцию, включающую пакеры, клапаны, центраторы и пр., а также часто переменный диаметр и толщину НКТ. Поскольку все конструктивные элементы скважины стальные (железосодержащие) с аномально высокой плотностью, то это также затрудняет интерпретацию результатов измерений, которую приходится осуществлять поинтервально для конкретных условий измерений.

Интерпретация данных ядерных методов осуществляется беспалеточным способом, что, с одной стороны, делает способ адаптивным, с другой – требует сопоставления данных на интервале мощностью не менее 10-20 м для определения фоновой составляющей параметров. Поэтому в интервалах конструктивных элементов, составляющих 1-2 метра, обычно состояние цементного камня оценить не удается.

На рис.1 показано влияние элементов конструкции скважины на показания нейтронных методов (2ННК(mz, bz), 2НГК – центрированного скважинного прибора (NGK), НГК (ngk) не центрированного прибора, 2НГГК (NGGK) центрированного прибора) в геометрии сферических слоев. Очевидно, что игнорирование конструкции скважины приведет к ошибкам решения задачи. Очевидно также и то, что радиальное расположение и особенности конструктивного элемента по-разному влияют на показания разных зондов и методов. Кроме того, на рисунке показано влияние характера заполнения за колонного пространства. Уровень ингибитора за НКТ отмечается на глубине 7 м. Выше ингибитора пространство заполнено газом, что приводит к изменению уровня регистрируемых интегральных интенсивностей.

Помимо оценки степени заполнения межколонного и за колонного пространства цементным камнем нейтронные методы позволяют выявить интервалы техногенного скопления газа за колонной. За колонные перетоки газа достаточно уверенно

идентифицируются по данным термометрии, в то время как небольшие скопления газа в пустотах цементного камня обычно на термограммах не видны. Информация о наличии скоплений газа за колонной оказывается особенно ценной, если такие скопления обнаруживаются в интервале проницаемого пласта. При превышении давления газа над пластовым давлением возникает возможность проникновения газа в водоносный пласт. В случае приустьевой зоны скважины заход газа в пласт может привести к выходу газа на поверхность, образованию грифона и экологической аварии.

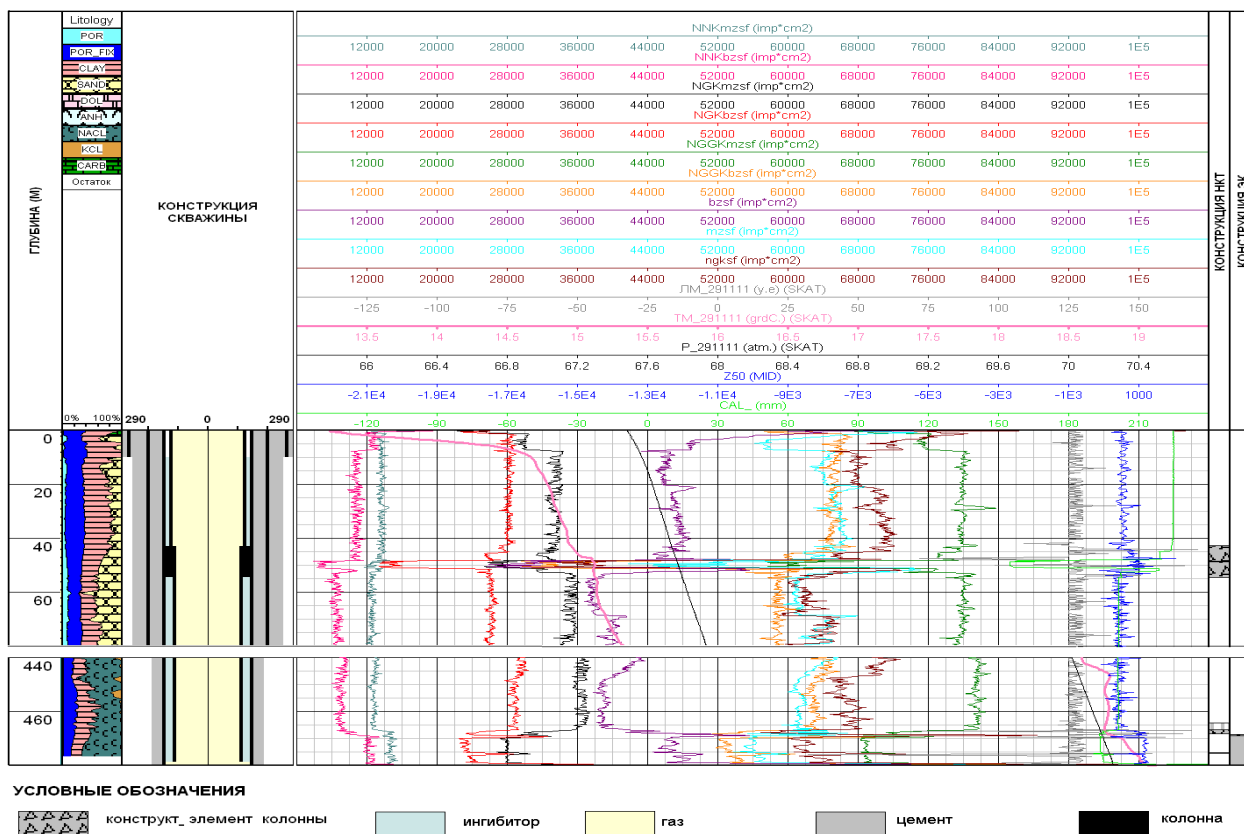


Рис.1. Влияние конструктивных элементов скважины на показания нейтронных методов.

Оценить качество получаемой нейтронными методами информации при исследовании скважин ПХГ в отложениях эвапоритовой формации достаточно сложно в связи с тем, что:

- нейтронные исследования должны быть проведены непосредственно перед постановкой скважины в ремонт, т.е. для Заказчика они представляют дополнительные расходы на полный комплекс каротажа;
- сопоставления обычно выполняются с данными АКЦ и СГДТ, имеющими разную физическую основу и потому часто не согласующимися между собой.

Поэтому обычно результаты определений при разновременных сопоставлениях считаются качественными, если полученные разными способами данные не противоречат друг другу. Пример сопоставления данных радиоактивного каротажа с данными АКЦ, полученными в 2008 г. фирмой Schlumberger, приведен на рис.2.

Из рисунка видно, что интервалы скопления газа за эксплуатационной колонной совпадают достаточно хорошо выше 340 м. Ниже 340 м в 2008 г газ по данным АКЦ не отмечался. По истечении трех лет эксплуатации слабая газонасыщенность пустот цементного камня стала наблюдаться и ниже 340 м. Аналогично состояние сцепления цементного камня с колонной в 2008 г ниже 340 м оценивалось как частичное и хорошее до сплошного, а в 2011 г по данным нейтронных методов заполнение заколонного пространства цементным камнем определяется как сплошное, местами частичное. Следовательно, результаты сопоставления данных не противоречат друг другу.

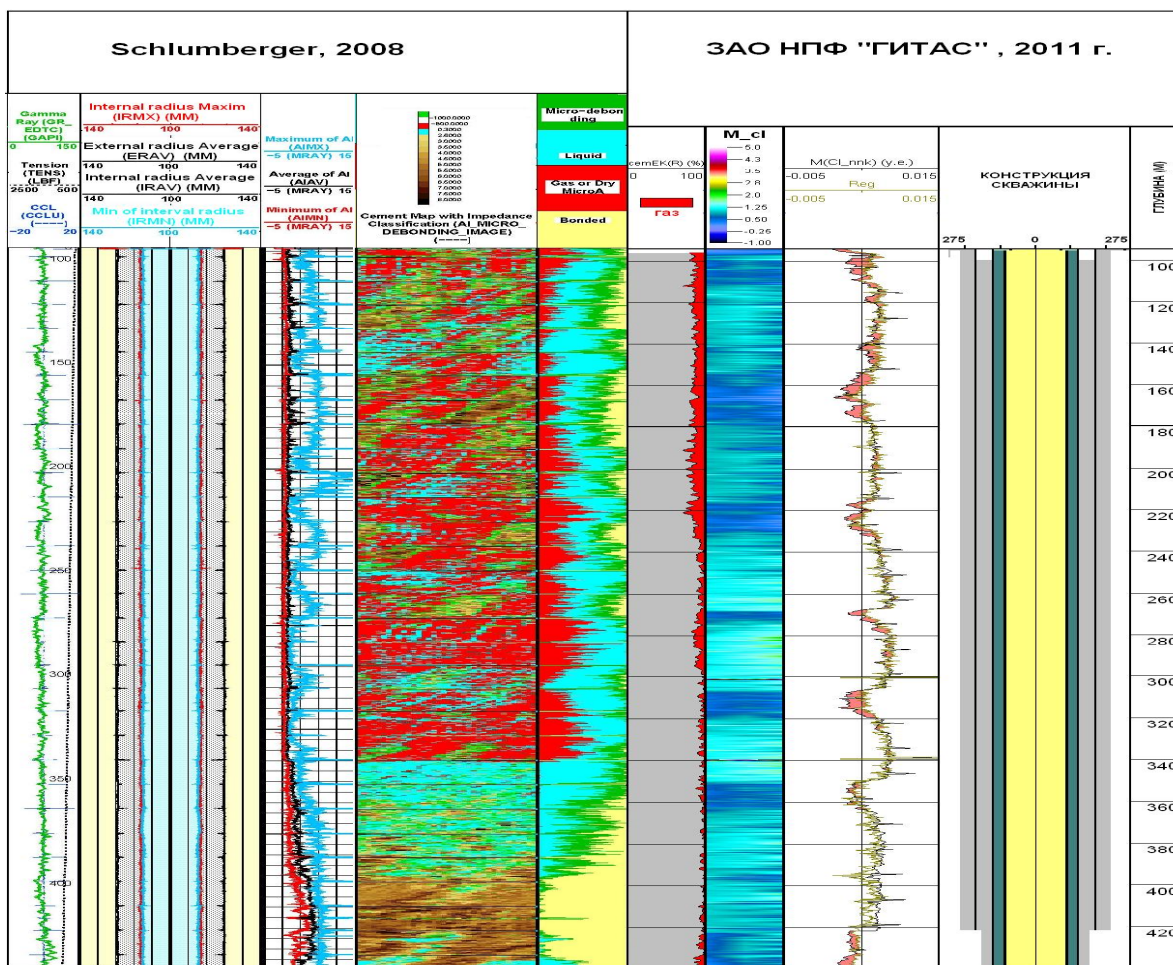


Рис.2. Сопоставление результатов нейтронной цементометрии и АКЦ.

Таким образом, нейтронная цементометрия может использоваться для мониторинга технического состояния скважин ПХГ в отложениях эвапоритовой формации.

Несмотря на то, что из-за малого диаметра скважинных приборов, низкой гамма-активности отложений эвапоритовой формации и поглощения излучения ингибитором максимальная скорость спектрометрических измерений не превышает 60 м/ч, применение нейтронметрии в качестве экспресс-технологии оценки заполнения пространства цементным камнем оправдано, т.к. этот технологический недостаток по затратам времени и средств не идет ни в какое сравнение с требованиями остановки и глушения скважины при осуществлении цементометрии стандартными методами АКЦ и СГДТ.

#### Литература.

1. Филиппов Е.М. Ядерная геофизика, Новосибирск, 1973, с.516.
2. Борисова Л.К., Борисов В.И., Крысов А.А. и др. Комплексная спектрометрическая аппаратура для исследования нефтегазовых скважин..- Тверь.: АИС НТВ "Каротажник", №1 (114)-2004, 1.76-83.
3. Развитие радиоактивных методов для решения геологических задач при добыче нефти и газа. / А.И. Лысенков, В.А. Лысенков, Ш.В. Габбасов, Л.К. Борисова, В.Н. Даниленко, // НТВ «Каротажник». - Тверь: Изд. АИС, 2006. -Вып.6 (171). -С.3-15.

## Анализ волновых полей различных техногенных источников на территории Пермского края

Голубева Инга Викторовна, ведущий инженер  
Горный институт УрО РАН, Пермь  
Gol@hotbox.ru  
научный руководитель – к.ф.-м.н. Дягилев Р.А.

### Аннотация

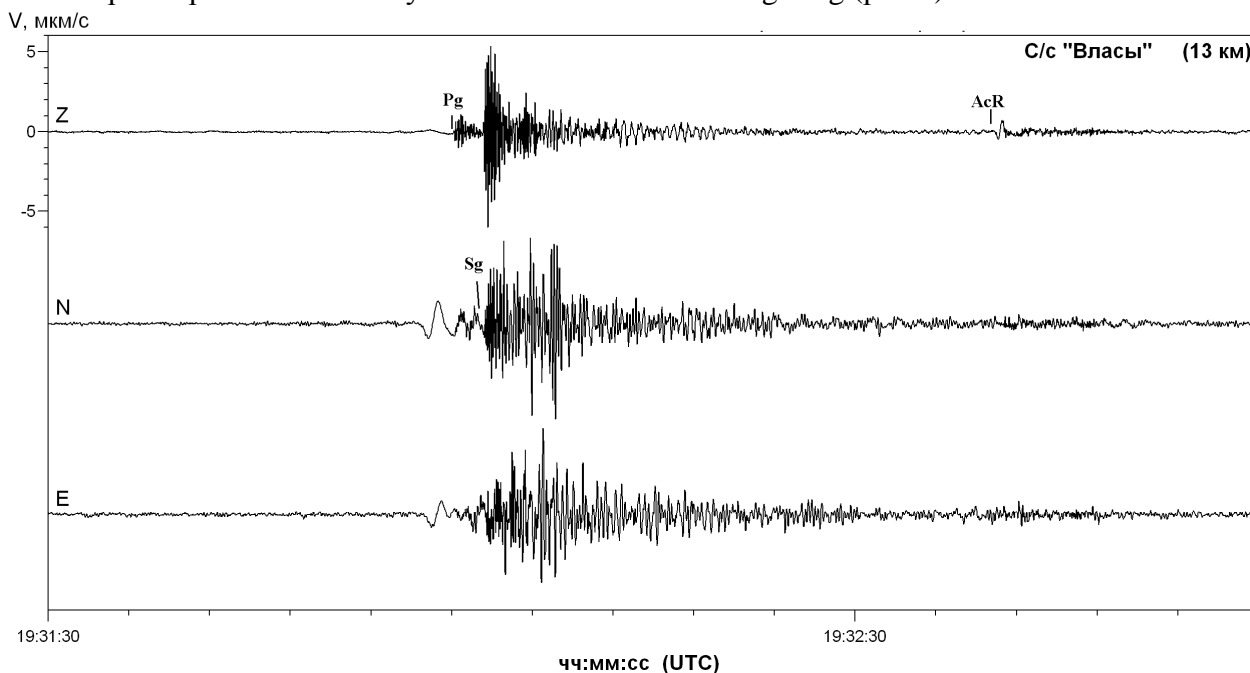
Территория Западно-Уральского региона обладает огромным природно-ресурсным потенциалом. На территории региона эксплуатируются крупные горнодобывающие предприятия, разрабатываются многочисленные нефтяные месторождения и месторождения строительных материалов. Чтобы следить за развитием природно-техногенных сейсмических процессов и явлений, на территории региона была развернута современная сейсмологическая сеть, которая фиксирует широкий спектр сейсмических событий [1]. Основная группа событий представлена удаленными землетрясениями, вторая группа состоит из технологических и массовых взрывов, а так же в группу входят различные взрывы не всегда понятной природы, а так же вследствие аварий на различных ответственных объектах. В третью группу входят местные землетрясения, имеющие тектоническую природу или вызванные ведением горных работ.

В данной работе внимание уделено событиям второй группе - взрывам от различных типов техногенных источников и не связанных с горнодобывающей деятельностью. Рассмотрим волновые поля, зарегистрированные станциями региона в Пределах Пермского края на разных удалениях.

#### Взрывы в ближней зоне (до 100 км)

##### Взрыв на пороховом заводе

11 августа 2010 года 19:31:57 (UTC) на предприятии ФКП «Пермский пороховой завод» произошел сильный взрыв с последующим возгоранием. Событие было зафиксировано только ближайшей сеймостанцией «Власы» на расстоянии 13 км. Запись имеет хорошо различимые вступления объемных волн Pg и Sg (рис.1).



**Рис. 1. Сейсмограмма взрыва 11 августа 2010 г. на пороховом заводе**

Через 40 с на вертикальной (Z) составляющей наблюдается отчетливое вступление ударной воздушной волны AcR (рэлеевской волны, генерированной ударно-воздушной

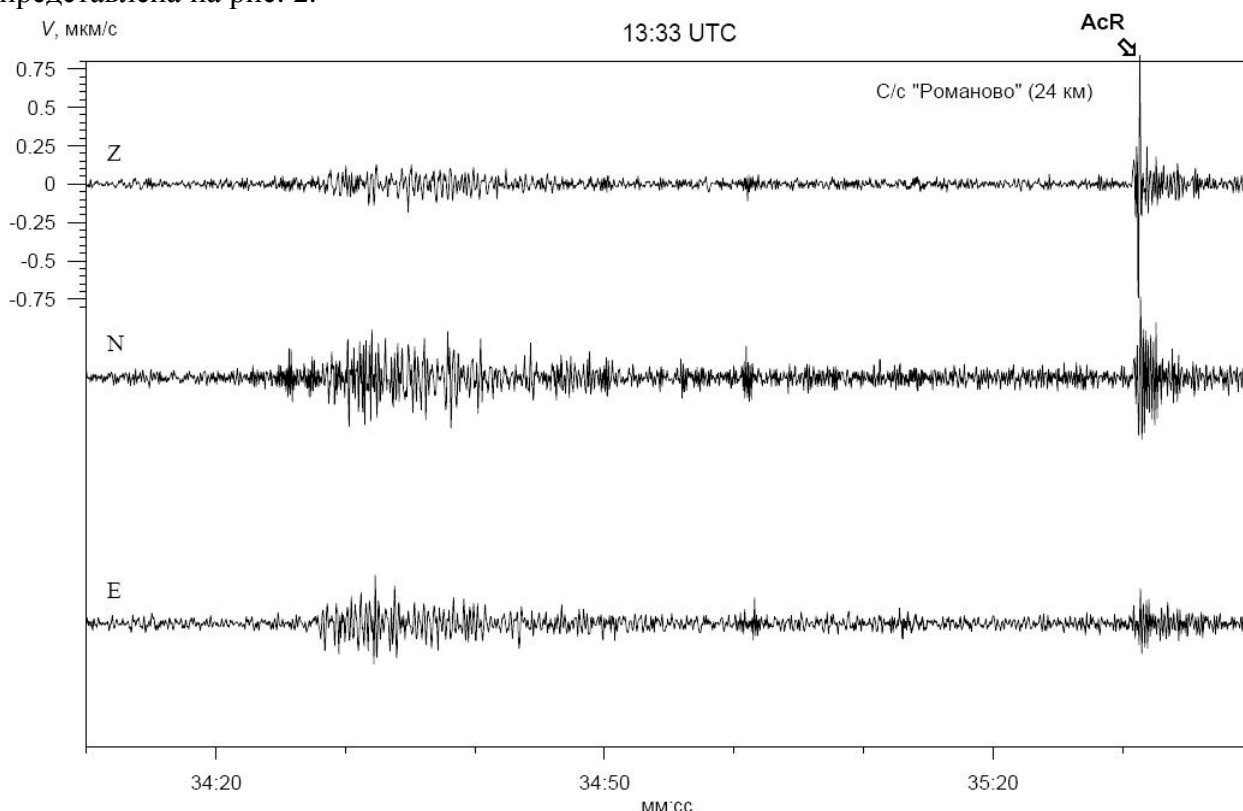


волной). Амплитуда волны AcR по интенсивности очень сильно уступает амплитудам объемных волн.

Общий вид записи характерен для близких событий со сложной волновой картиной и максимальными амплитудами в поперечной волне Sg. Локальная магнитуда, рассчитанная по Sg-волне, составила  $M_L=1.3$ .

#### **Взрыв на химическом комбинате ОАО «Азот»**

4 октября 2002 г. в 13:33:04 на территории химического комбината ОАО «Азот» (г. Березники) при пуске колонны синтеза произошел разрыв трубопровода с последующим мощным выбросом азотно-водородной смеси. В результате аварии в радиусе до 1 км от взрыва были повреждены производственные здания и сооружения. Ближайшей сеймостанцией «Романово», удаленной на 24 км от эпицентра взрыва, были зафиксированы слабо выраженные сейсмические волны и через 1 мин 5 с четкое вступление ударно-воздушной волны с максимальной амплитудой на Z-компоненте. Сейсмограмма взрыва представлена на рис. 2.

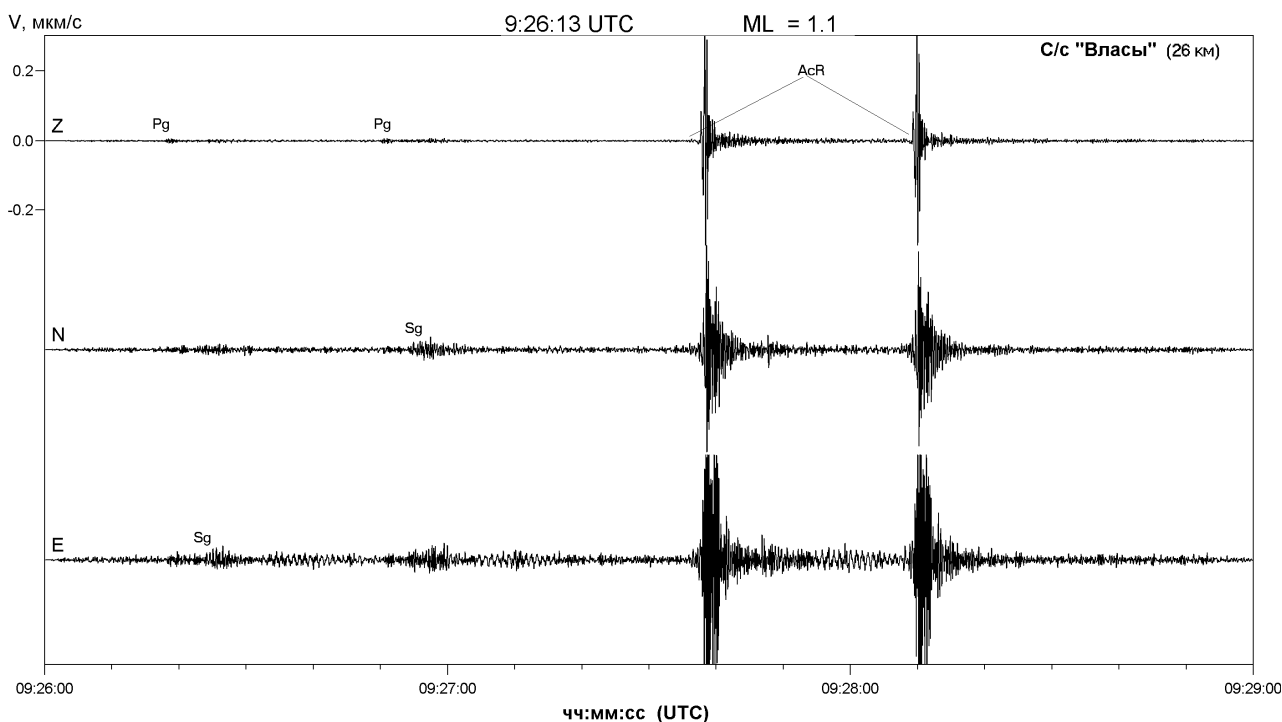


**Рис.2. Сейсмограмма взрыва на химическом комбинате ОАО «Азот» 4 октября 2002 г.**

#### **Взрывы боеприпасов на полигоне «Бершеть»**

С октября 2010 г. по март 2011 г. на военном полигоне в районе п. Бершеть была проведена серия поверхностных взрывов, связанных с утилизацией боеприпасов. Всего с октября по декабрь 2010 г. было зарегистрировано более 50 взрывов, а г. с января по март 2011 г. - более 70. Около 50 записей удалось достаточно точно идентифицировать - были выделены объемные (Pg и Sg) волны и рассчитаны магнитуды, которые изменялись в диапазоне  $M_L=(0.5-1.4)$ . У остальных взрывов оказалось возможным выделить только фазы ударно-воздушных волн.

От военного полигона до ближайшей сеймостанции «Власы» 26 км. На рис. 3 представлена запись двух взрывов, произведенных 6 декабря 2010 г. с интервалом в 34 с (соответственно в 9:26:13 и 9:26:47 UTC). Оба взрыва имели примерно одинаковую магнитуду  $M_L= 1.1$



**Рис. 3. Сейсмограммы взрывов 6 декабря 2010 г. на военном полигоне «Бершеть»**

На сейсмограмме наблюдаются слабые вступления объемных Pg и Sg волн (через 4-5 с после моментов взрыва), за которыми через 1 мин и 16 с регистрируются очень сильные ударно-воздушные волны AcR. Именно они неоднократно ощущались многими жителями г. Перми (на расстояниях более 25 км). Имеются свидетельства, что на меньших расстояниях, в других населенных пунктах, таких как пос. Юг (8 км), эти волны, имевшие значительно большую интенсивность, вызвали повреждения зданий и сооружений.

#### **Взрывы в дальней зоне (более 100 км)**

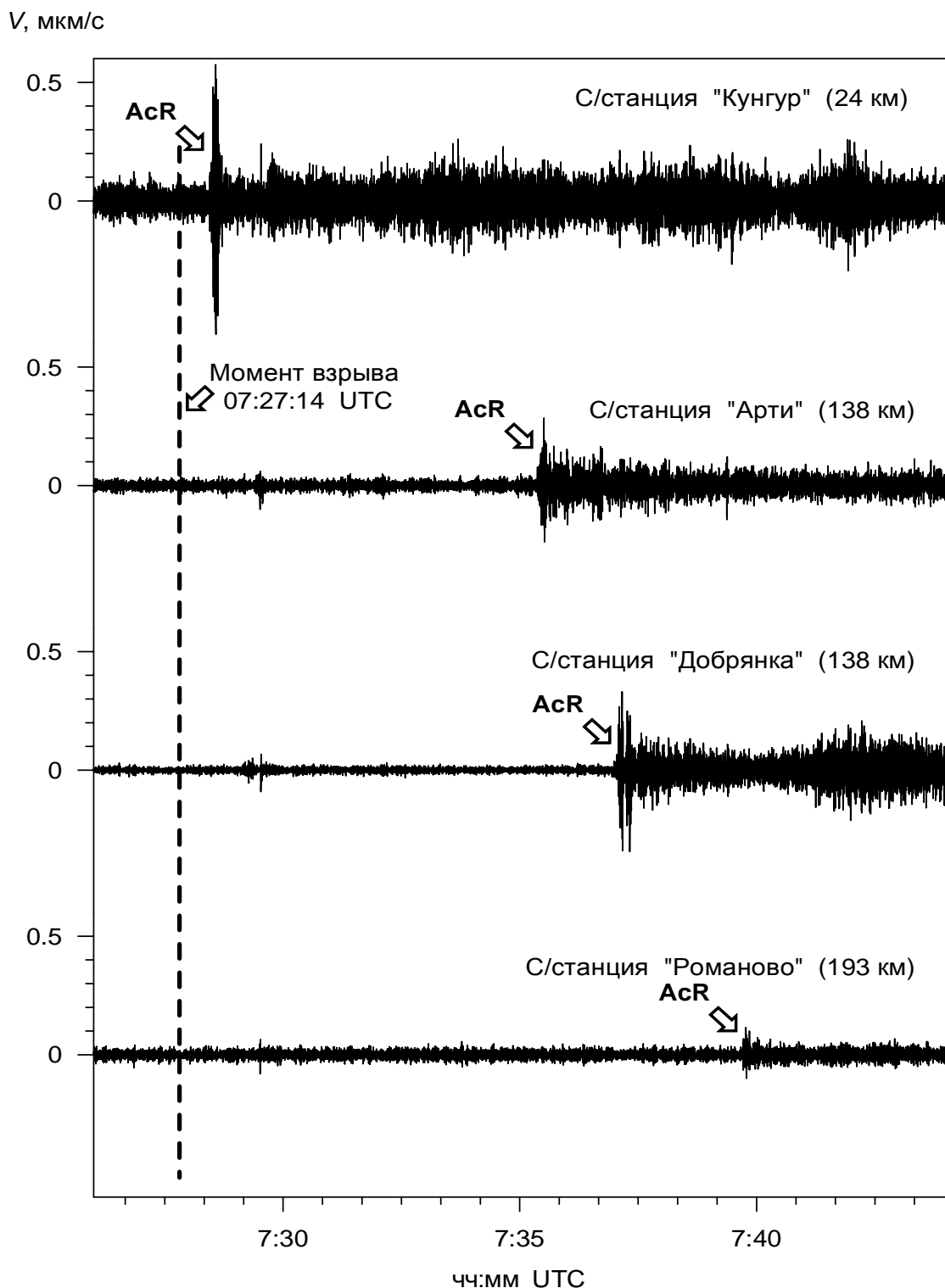
##### Взрыв на магистральном газопроводе

За десятилетний период инструментальных наблюдений региональной сетью зафиксировано несколько аварийных случаев разрушения магистральных газопроводов (МГ) с выбросом газа. Так, например, 12 января 2004 г. в 12:30 в Березовском районе Пермского края произошел разрыв МГ «Уренгой–Петровск» с последующим взрывом и возгоранием. Эпицентр взрыва находился в 3 км от компрессорной станции. По данным РИА «Новости» объем взорвавшегося газа составил 1 млн 853 тыс. м<sup>3</sup>. Сейсмограммы взрыва в Березовском районе, записанные станциями «Кунгур», «Арти», «Добрянка» и «Романово», представлены на рис. 4.

Несмотря на то, что сейсмостанции, за исключением станции «Кунгур» удалены от места аварии на значительное расстояние (до 200 км), были зафиксированы четкие вступления ударно-воздушной волны AcR. В результате обработки данных о временах вступления волн AcR оценено точное время взрыва на газопроводе – 07:27:14. Анализ сейсмических сигналов на вертикальной (Z) компоненте показывает, что после прихода волны AcR уровень микросейсмических шумов значительно вырос, что свидетельствует об интенсивном горении газа и, соответственно, генерации звуковых волн (гул от языков пламени) [2].

В результате проведения многолетних мониторинговых наблюдений накоплен большой объем информации по особенностям проявления техногенных сейсмических процессов на территории Западно-Уральского региона. Сформирована и постоянно пополняется база сейсмологических данных для различных техногенных источников, что позволяет производить уточнения характера распространения различных типов сейсмических волн.

Автор приносит свою благодарность руководителю к.ф.-м.н. Дягилеву Р.А.



**Рис. 4. Сейсмограммы взрыва 12 января 2004 г. на магистральном газопроводе**

#### **Литература:**

1. Голубева И.В., Верхоланцев Ф.Г., Белевская М.А. Обзор сейсмичности Уральского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 41–43.
2. Koper K.D., Wallace T.C., Aster R.C. Seismic recordings of the Carlsbad, New Mexico, pipeline explosion of 19 August 2000 // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2003. – V. 93, N 4. – P. 1472–1432.

## Математическое моделирование вторичного магнитного поля локального проводящего объекта, возбуждаемого вертикальным магнитным диполем в однородной среде

Горшков Виталий Юрьевич, ст. инженер  
ИГФ УрО РАН

vitalaa@yandex.ru

научный руководитель – д.ф.-м.н. Шестаков А.Ф.

Применение индуктивных методов наземной электроразведки для решения задач геоэлектрического картирования базируется в большинстве случаев на модели плоскостного полупространства, для определения параметров которой разработаны различные методики при частотных и индукционных зондированиях [1].

Наличие локальных неоднородностей, отличающихся по электропроводности от зондируемой области геосреды, может оказывать значительное помехообразующее влияние на результаты одномерной интерпретации из-за искажений, вносимых в измеряемые составляющие магнитного поля при использовании вертикального магнитного диполя (ВМД) в качестве источника.

Известно, что для модели горизонтально-слоистой среды, возбуждаемой ВМД, азимутальная компонента  $H_\varphi$  нормального магнитного поля равна нулю. Поэтому любое отклонение от такой модели, вызванное горизонтальными неоднородностями среды (либо локальным объектом, контрастным по электропроводности с вмещающей средой), неизбежно проявится в аномальном эффекте  $H_\varphi$ .

В качестве количественной характеристики влияния горизонтальных неоднородностей среды, в работе [2] предложено использовать параметр  $\delta = |H_\varphi| / |H_r| * 100\%$ , учёт которого необходим при картировании зон аномальной электропроводности. Как будет показано ниже, для случая малых размеров аномалиеобразующего объекта эта величина имеет максимум на некотором удалении от его проекции на поверхность земли.

Изучение основных особенностей проявления аномального эффекта (в различных составляющих поля) от локальных неоднородностей среды, возбуждаемых ВМД, является важным как для проработки методических вопросов проведения наблюдений при экспериментальных работах, так и для оценки характерных размеров и ориентировочной глубины залегания самого аномалиеобразующего объекта.

В теории электромагнитного поля, возбуждаемого в однородной среде контролируруемыми источниками при гармоническом характере зависимости поля от времени  $e^{-i\omega t}$ , нередко используются векторные электродинамические потенциалы электрического  $\vec{A}$  и магнитного  $\vec{A}^*$  типов, с помощью которых вектора напряжённостей электрического  $\vec{E}$  и магнитного  $\vec{H}$  полей выражаются известным образом [3]:

$$\Delta \vec{A} + k^2 \vec{A} = 0, \quad \vec{H} = \text{rot } \vec{A}, \quad \vec{E} = \text{rot}(\text{rot } \vec{A}) / (\sigma - i\omega \varepsilon), \quad (1)$$

$$\Delta \vec{A}^* + k^2 \vec{A}^* = 0, \quad \vec{E} = \text{rot } \vec{A}^*, \quad \vec{H} = \text{rot}(\text{rot } \vec{A}^*) / (\mu i\omega), \quad (2)$$

где  $k^2 = \mu \omega(\omega \varepsilon + i\sigma)$ ,  $\omega$  - круговая частота колебаний электромагнитного (ЭМ) поля,  $\sigma$  - электропроводность,  $\varepsilon$  и  $\mu$  - диэлектрическая и магнитная проницаемости среды соответственно.

В случае вертикально-ориентированного переменного магнитного диполя, расположенного в начале координат, вектор-потенциал магнитного типа принимает значение

$$A_x^* = 0, \quad A_y^* = 0, \quad A_z^* = i\omega \mu M e^{ikr} / (4\pi r),$$

где  $r$  - расстояние от диполя до точки измерения,  $M$  - модуль магнитного момента диполя.

В этом же случае напряжённость электрического поля  $\vec{E}_0$  имеет только азимутальную компоненту, равную  $E_\varphi = i\omega \mu M e^{ikr} (1 - ikr) \rho / (4\pi r^3)$ ,

где  $\rho$  - расстояние от точки измерения до оси диполя.

Во многих случаях для изучения характера аномального эффекта от локальных неоднородностей, достаточно бывает ограничиться первым приближением для рассеянного

поля, когда внутреннее ЭМ поле объекта аппроксимируется нормальным полем источника [4].

При математическом моделировании это даёт возможность рассматривать внешнее ЭМ поле, рассеянное неоднородностью в виде суперпозиции полей от элементарных объёмов (составляющих неоднородность при дискретизации) без учёта их взаимного влияния.

Считая, что проникающее в тело электрическое поле возбуждает в нём избыточные по сравнению с вмещающей средой токи с плотностью  $\vec{j} = \sigma_a \vec{E}_0$ , рассмотрим линейный участок тела длиной  $l_i$  (все точки которого расположены на одном расстоянии  $r_i$  от источника ЭМ поля и на одном расстоянии  $\rho_i$  от его оси), который можно условно считать электрическим диполем. Определим поле, распространяющееся от этого переменного диполя. Для этого нужно рассмотреть задачу в локальной системе координат: начало координат  $O_i$  в середине диполя, ось  $x_i$  по линии, соединяющей концы участка, ось  $z_i$  – вертикально вверх, ось  $y_i$  – перпендикулярно осям  $x_i$  и  $z_i$ . В такой системе координат вектор-потенциал электрического типа рассматриваемого диполя будет иметь лишь x-составляющую:

$$A_x = p_i e^{ikr_i} / r_i,$$

где соответствующий момент диполя  $p_i = \frac{I l_i}{4\pi}$ ,  $I$  – сила тока в участке, а напряжённости электрического и магнитного полей будут определяться через него по формулам (1).

Переходя к элементарному объёму  $V_i$ , (с сечением  $S_i$ , рис. 1), натянутому на линейный участок  $l_i$ , находим, что:  $p_i = \frac{I l_i}{4\pi} = \frac{j S_i l_i}{4\pi} = \frac{\sigma_a E_\phi V_i}{4\pi} = \frac{i \omega \mu M e^{ikr_i}}{16 \pi^2 r_i^3} (1 - ik r_i) \rho_i \sigma_a V_i$

После вычисления магнитного поля в заданной точке пространства и перехода к начальной системе координат получаем выражение, определяющее аномальный эффект в рассеянном поле от перераспределения токов проводимости в элементарном объёме:

$$\vec{H}_i = \frac{i \omega \mu M e^{ikr_i} e^{ikR} (1 - ik r_i) (1 - ik R) \sigma_a V_i}{16 \pi^2 r_i^3 R^3} \begin{pmatrix} x_i(z - z_i) \\ y_i(z - z_i) \\ x(x - x_i) + y(y - y_i) \end{pmatrix} \quad (3),$$

где  $x_i, y_i, z_i$  – координаты центра  $O_i$  элементарного объёма  $V_i$ ,  $x, y, z$  – координаты точки наблюдения,  $R$  – расстояние от  $O_i$  до точки наблюдения. Полное поле, рассеянное неоднородностью находится в виде суперпозиции полей элементарных объёмов.

Результаты проведённого математического моделирования показали, что аномальный эффект, обусловленный локальным проводящим объектом, возбуждаемым вертикальным магнитным диполем, наиболее сильно выражен в мнимых составляющих горизонтальных компонент магнитного поля. С использованием (3) построены графики компонент вторичного магнитного поля на одном уровне высоты, что и источник. Для расчётов выбраны следующие характеристики среды, источника и объекта:  $M = 100 \text{ А}\cdot\text{м}^2$ ,  $\omega = 100 \text{ Гц}$ ,  $\sigma_a = 5 \text{ См/м}$ ,  $l = 1\text{м}$ ,  $V = 1\text{м}^3$ . Представлены распределения мнимых компонент трёх составляющих магнитного поля ( $H_x, H_y, H_z$ ) по оси  $x$  для четырёх случаев расположения тела (на каждом графике): (3,0,-6) – пунктирная, (3,2,-6) – штриховая, (3,3,-6) – сплошная, (3,5,-6) – толстая.

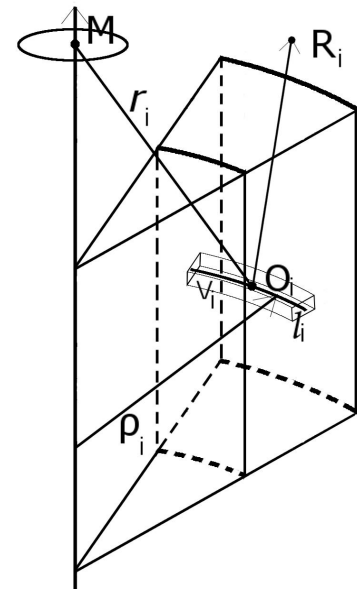


Рис. 1

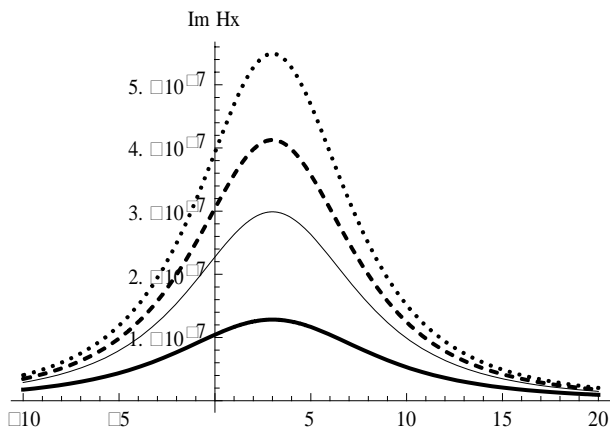


Рис. 2

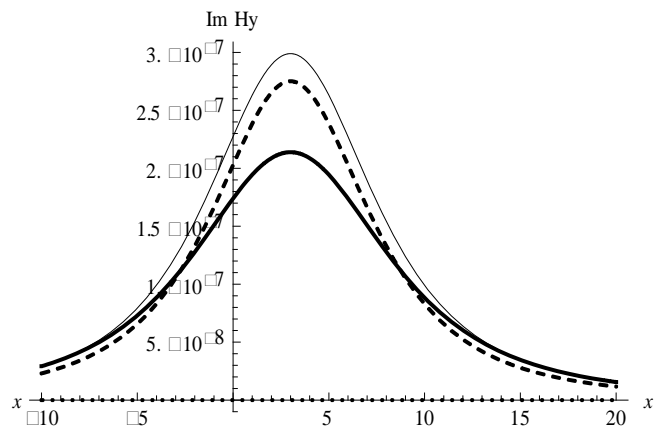


Рис. 3

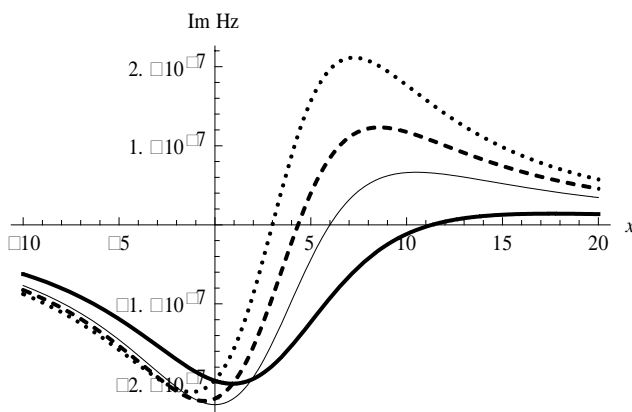


Рис. 4

Как видно из рис. 2, максимальный аномальный эффект в радиальной компоненте магнитного поля ( $H_x$ ) проявляется непосредственно над объектом, при отдалении источника и приёмника от объекта эффект снижается. Из рис. 3 видно, что в случае расположения центра тела под профилем измерений компонента  $H_y$  (совпадающая с азимутальной  $H_\varphi$ ), а, следовательно, и  $\delta$ , обращаются в ноль, при отклонении тела от профиля наблюдается рост значений  $H_y$ , на расстоянии от 2-х метров до 5-и находится максимум значений (скорее всего, величина этого расстояния зависит от глубины залегания тела), при дальнейшем отклонении продолжается спад показаний. Из рис. 4 видно, что непосредственно над центром тела  $H_z$  обращается в ноль и меняет знак. Однако использовать вертикальную компоненту для обнаружения локальных объектов затруднительно, поскольку рассеянное ими вторичное магнитное поле значительно меньше z-компоненты магнитного поля ВМД.

Таким образом, необходимы дальнейшие исследования зависимости азимутальной компоненты вторичного магнитного поля от параметров среды и объекта, а также его положения по отношению к ВМД. Это позволит выработать методические рекомендации для более эффективного проведения поисково-разведочных работ с использованием ВМД в качестве источника.

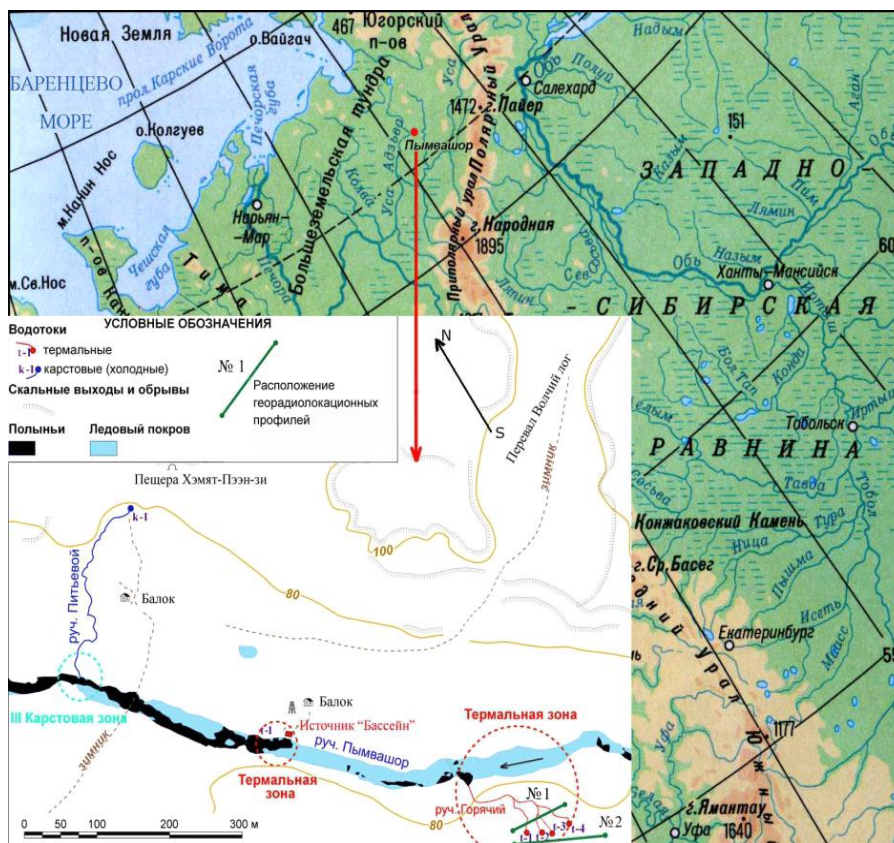
#### Использованная литература

1. Электроразведка. Книга первая. – М.: Недра, 1989. – 440 с.
2. Хачай О.А., Бакаев В.П. Об усовершенствовании методики площадных индукционных исследований на россыпных месторождениях. // Горный журнал. 1994. №1. С.8-13.
3. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. – 316 с.
4. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли. – М.: Недра, 1981. – 327с.

## Георадиолокационное зондирование урочища Пымвашор (гряда Чернышева)

Горшков Денис Павлович, аспирант  
младший научный сотрудник Института экологических проблем Севера УрО РАН  
pinegadenis@yandex.ru  
научный руководитель: д.г.-м.н. Шварцман Юрий Григорьевич

Термальные источники Пымвашор принадлежат к бассейну р. Адзвы – правого притока р. Усы. В геологическом плане район исследований относится к активной складчатой структуре – гряде Чернышева [Почвенно-геологические ..., 1984]. В гипсометрическом отношении гряда представляет собой пологий увал протяженностью до 300 км с абсолютными высотами до 200 м, в целом не превышающих среднюю высоту моренных гряд [Коперина, 1933]. В основании гряда Чернышева сложена складчатыми отложениями палеозоя, преимущественно известняками и песчаниками. Поверхность гряды платообразная. Для изучения структуры подстилающих пород ландшафтов использовался георадар SIR - 3000 (GSSI, США). Целью полевых работ являлось определение зон разломов, по которым поднимаются термальные воды, а также изучение ландшафтов типичных для урочища Пымвашор. Для решения этих задач были использованы георадиолокационные антенны Subecho-40 (40 МГц), Subecho-70 (70 МГц). Они имеют глубину проникновения сигнала 35 и 25 м соответственно. Антенные модули были смонтированы на специальной тележке, снабженной одометром.



**Рис. 1. Географическое положение урочища Пымвашор и расположение георадарных профилей: 1 – по горячим источникам; 2 – на склоне над горячими источниками.**

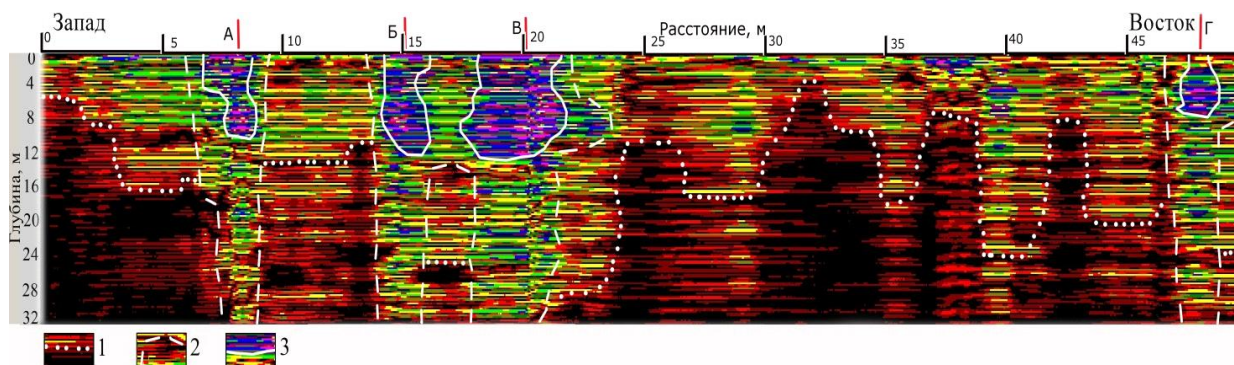
Основной целью георадиолокации является определение положение границ раздела или локальных объектов в изучаемых отложениях. При интерпретации георадарограмм картина георазреза не всегда однозначна. В случае георадиолокационных измерений оси синфазности отраженных электромагнитных волн приурочены в основном к границам слоев с различной литологией. При выделении стратиграфических комплексов необходимо установить и

проследить в его кровле и подошве несогласные границы [Daniels, 2004; Шакуро, Ляхович, 2005; Старовойтов, 2008; Фролов, 1998]. Такими границами раздела в исследуемых средах могут являться контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами, контакты между породами различного литологического состава и т.д. [Старовойтов, 2008].

В пределах урочища Пымвашор в декабре 2011 года были выполнены георадарные профили в количестве 18 георазрезов с дублированием на разных глубинах и с различным показателем диэлектрической проницаемости до глубины 35 м через основные ландшафты (рис. 1). Два разреза рассмотрены в докладе.

На рис. 2 представлен фрагмент георадиолокационного профиля № 1, на котором точечные границы разделяют влагонасыщенные светло-серые известняки, песчаники (верхняя часть профиля) от аргиллитов со слоистыми известняками. Хорошо выделяются обводненные зоны разгрузки термальных вод, границы которых показаны сплошной линией, в пределах вертикальных разломов, разрывающих эти зоны. По этим каналам уходящим за пределы возможностей зондирования антенны с частотой 40 МГц т. е. на глубину более 35 м, поднимаются термальные воды. Границы между литологическими слоями четкие.

По данным геологических разрезов в урочище Пымвашор [Першина, 1962] отложения до 35 м представлены мелкокристаллическими светло-серыми известняками, которые выделены однородным массивом, с единой литологией и стратиграфией, что в целом при отрицательных температурах сказывается на прохождении сигнала через породы и затрудняет интерпретацию полученного материала. При этом можно выделить косослоистое залегание пород, что, по-видимому, связано с их смятием в результате раздробления урочища разломами и вымывания песчаников из нижележащих горизонтов. Со структурами подобного типа связана восходящая деятельность подземных термальных источников, по которым поднимаются и разгружаются термальные воды.



**Рис. 2 – Фрагмент георадарограммы (профиль 1) (местоположение см. рис. 1). Условные обозначения. Границы: 1 (точечные) – разделяющие влагонасыщенные светло-серые известняки, песчаники от аргиллитов со слоистыми известняками; 2 (пунктирные) – вертикальных каналов по которым поднимаются термальные воды, 3 (сплошные) – наиболее обводненных зон в пределах вертикальных каналов. Места выхода термальных вод на дневную поверхность: А – 1, Б – 2, В – 3, Г – 4 источники.**

Профиль № 2 (рис. 3) располагается на участке скального массива над горячими источниками. Обнажения на скальном массиве помогают проинтерпретировать данный профиль. Породы на этом участке смяты в мелкие складки в западном направлении. На георадарограмме наблюдаются наклонные оси синфазности (косослоистый тип отложений в правой части разреза). В левой части разреза, на месте древнего, в настоящее время не функционирующего источника на глубинах от 10 до 17 м. наблюдается сильно увлажненные слои. Эта обводненность более интенсивна, чем на участке профиля, на котором находятся действующие термальные источники. Возможно, питание термальных источников взаимосвязано, а в наиболее раздробленных зонах осуществляется разгрузка вод, что мы видим на примере четырех источников которые расположены ниже более древнего, который



в настоящее время не изливается, но ранее, возможно, этот источник был водообильнее действующих источников.

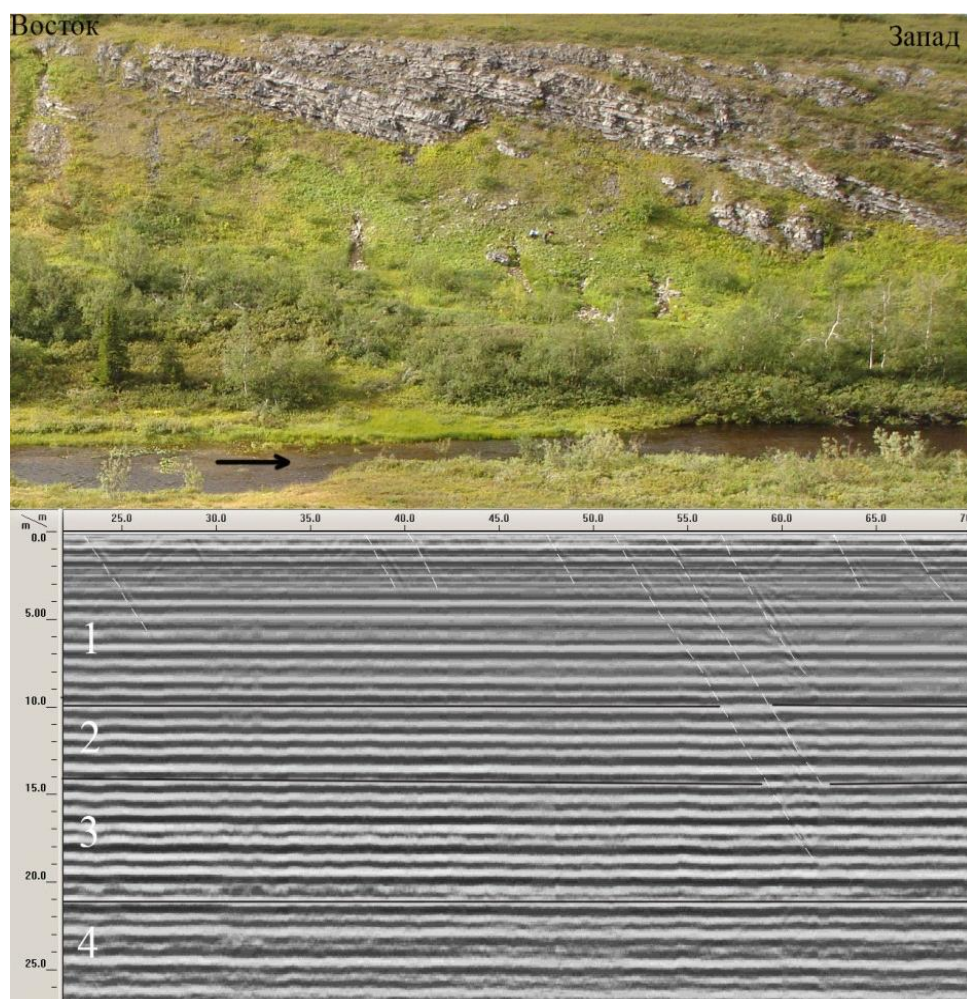


Рис. 3 – Фрагмент георадарограммы на участке скального массива над горячими источниками (профиль № 2). 1 – мелкокристаллические известняки, 2 – слоистые известняки и аргиллиты смятые в мелкие складки, 3 – влагонасыщенные известняки и аргиллиты и обводненная зона разгрузки термальных вод, 4 – слоистые известняки и аргиллиты.

В геолого-геофизических исследованиях гидротермальных источников георадар SIR – 3000 и антенны Subecho могут быть применены для построения приповерхностных геологических разрезов, определения положения уровня термальных вод, границ согласного и несогласного залегания литологических слоев с различным показателем диэлектрической проницаемости.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Коперина В.В.** Отчет о геологической съемке верхнего течения р. Адзвы и р. Хайпудыры в 1932 г. // Землеведение. Т. XXXV. Выпуск 4. 1933. С. 314-337.
- Першина А.И.** Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. Изд-во АН СССР. М.Л. 1962. 118 с.
- Почвенно-геологические условия Нечерноземья.** М.: Изд-во МГУ, 1984. 608 с.
- Старовойтов А.В.** Интерпретация георадарных данных. М.: МГУ, 2008. 192 с.
- Фролов А.Д.** Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино ОНТИ ПНЦ РАН. 1998. 515 с.
- Шакуро С.В., Ляхович В.В.** Опыт использования георадарных технологий при решении геологических и гидрогеологических задач // Разведка и охрана недр, 2005. С. 27-29.
- Daniels D.** Ground-penetrating radar. 2nd ed. The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom, 2004. 734 p.

## Уточнение безопасного расположения автомобильной развязки с помощью геофизических исследований

Григорьев Д.В., младший научный сотрудник  
Турсуков А.Л., стажер-исследователь  
Институт горного дела УрО РАН, Екатеринбург  
danvg@e1.ru

С каждым годом нагрузка на дорожную сеть России растет и возникает необходимость в строительстве новых и реконструкции старых дорожных развязок. Одним из таких объектов стала развязка близ села Кашино. Так как участок, где будет расположена проектируемая развязка, обладает сложным геологическим строением, то для учета возможных опасных факторов при эксплуатации мостового перехода возникла потребность в данных исследованиях.

Участок работ находится южнее г. Екатеринбурга, в районе села Кашино Сысертского района Свердловской области на 170 километре трассы Челябинск-Екатеринбург.

В геологическом отношении Сысертский район располагается в северной части Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория Восточно-Уральского поднятия. Тектоника района сложная. В результате горообразовательных процессов палеозойские осадочно-вулканогенные породы интенсивно дислоцированы, перемяты, рассланцованы и перешли в метаморфические сланцы, собранные в многочисленные антиклинальные и синклиналильные складки. Мощность коры выветривания небольшая, от 1 до 10 м. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 10 м до выхода на поверхность, где наблюдаются родники и заболоченные участки. Воды безнапорные, местами слабо напорные.

Основная цель проведенных исследований – определение возможного наличия и расположения тектонических нарушений, неоднородностей и прочего. Для этого был применен комплекс геофизических измерений, состоящий из двух видов разведки – электроразведка методом срединного градиента (МСГ) и спектральное сейсмопрофилирование (ССП).

Метод срединного градиента – метод электроразведки, в котором для создания электрического поля используется система из двух точечных заземлений разной полярности, а изучение электрического поля производится в средней части планшета между заземлениями.

По результатам электроразведочных работ были получены планы распределения кажущегося удельного электрического сопротивления пород на глубине 30 м (рисунок 1). Как видно из рисунка 1, участок работ имеет неоднородное строение.

Непосредственно по результатам электроразведки можно сделать следующие выводы:

- участок строительства имеет неоднородное строение. С севера, в районе расположения круговых развязок, располагается тектоническое нарушение, обладающее повышенной трещиноватостью и обводненностью;
- ось проектируемого путепровода над автодорогой проходит в пределах одного комплекса пород, представленных крепкими скальными грунтами.

Метод спектрального сейсмопрофилирования основан на использовании зависимости между спектральным составом собственного колебательного процесса, возникающего при ударном воздействии на поверхность породного обнажения, и структурным строением зондируемой породной толщи.

Для проведения замеров используется мелкосерийная аппаратура НТФ «Геофизпрогноз».

Упругие колебания массива возбуждаются вручную путем нанесения короткого удара по породному обнажению в непосредственной близости от сейсмоприемника. Аппаратурно-методический комплекс СПП позволяет выявлять зоны тектонических нарушений. Сущность метода описана по материалам его разработчика [1].

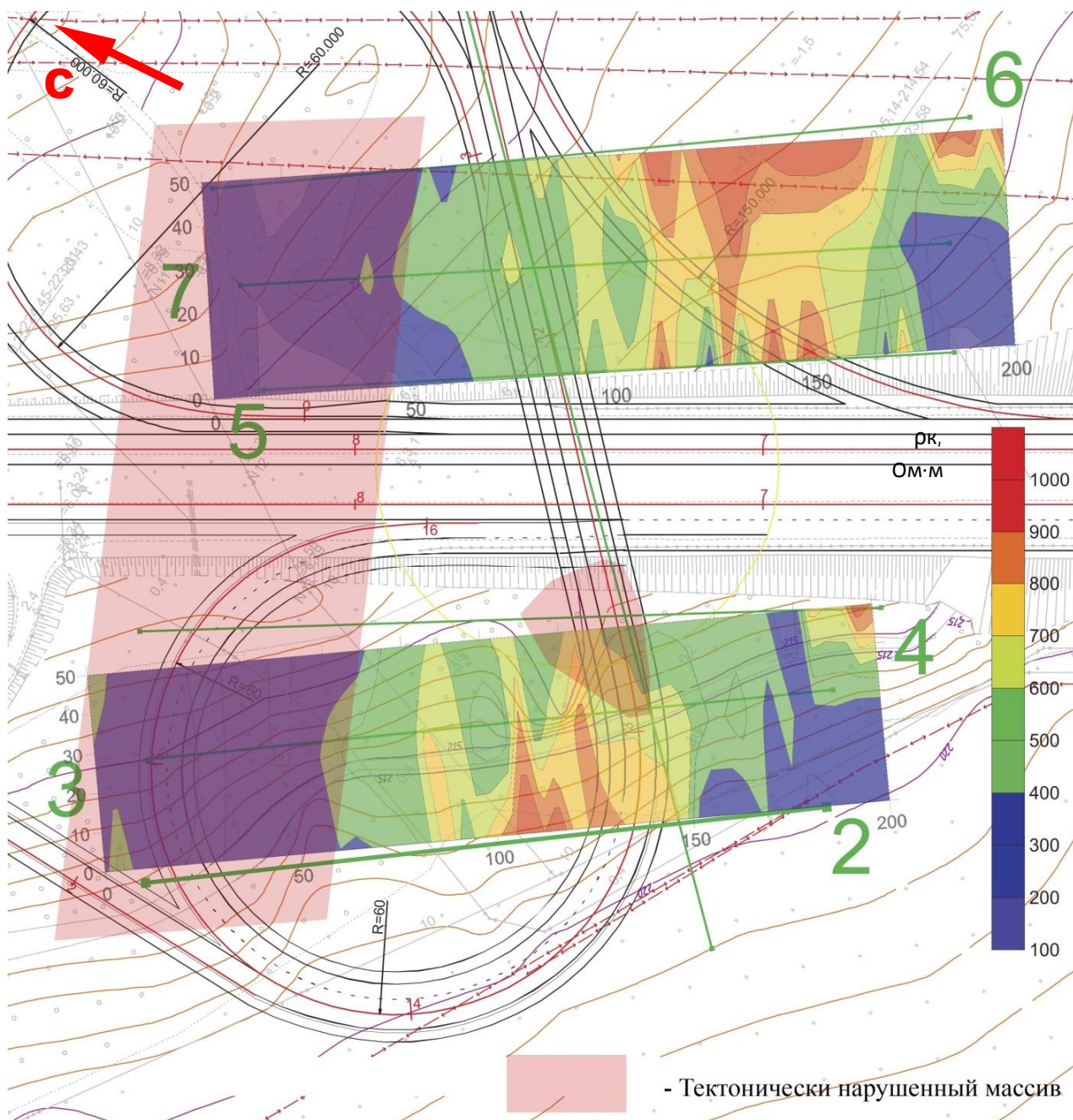


Рисунок 1 – Результаты геофизических измерений и структурно-тектоническая схема участка

Основными объектами, выявляемыми методом ССП, являются поверхности скольжения, а также сомкнутые трещины и их совокупности, то есть зоны микро и макротрещиноватости.

Получаемые в результате компьютерной обработки распечатки представляют собой изображение спектров сейсмосигналов, и одновременно, изображение конкретных геологических объектов в геомеханическом аспекте либо изображение разного рода подвижек.

На данном объекте исследования массива методом ССП проводились с целью выявления структурных неоднородностей и тектонических нарушений, которые могли бы повлиять на устойчивость сооружения. Измерения проводились с шагом 5 м. При обработке полученных данных были построены спектральные разрезы.

Разрезы построены до глубины 80 метров, с целью получения глубинного строения массива. Схема расположения профильных линий приведена на рисунке 1 (зеленые линии). Пример результатов измерений в виде спектрального сейсморазреза представлен на рисунке 2.

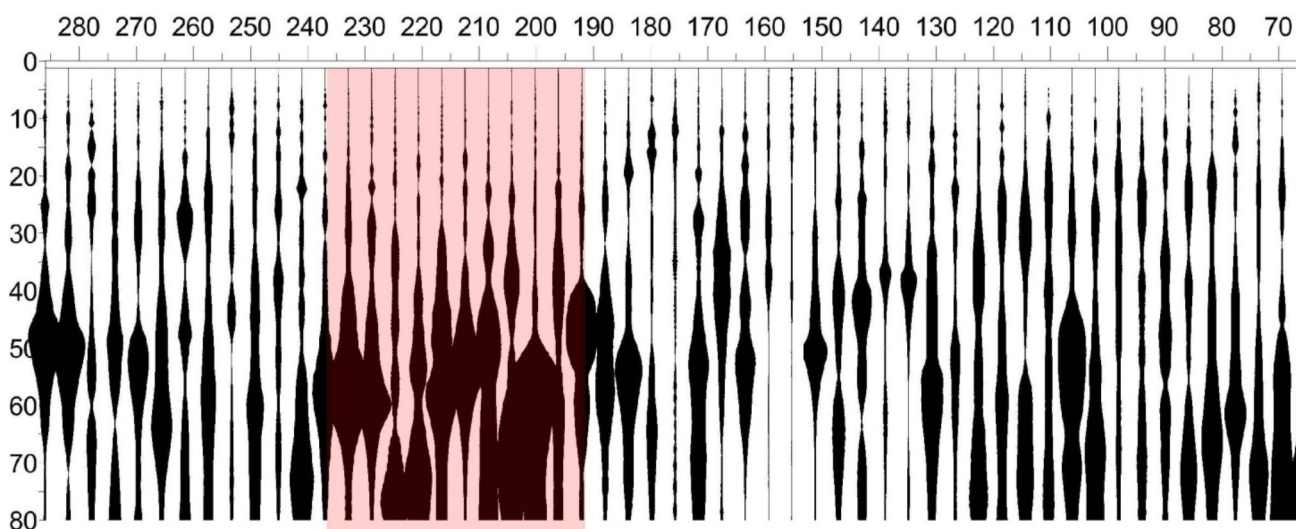


Рисунок 2 – Спектральный сейсморазрез по профилю 1

Расположение профилей совпадало с расположением профилей электроразведки. Кроме того пройден профиль по оси моста путепровода над автодорогой (Профиль 1).

Поскольку исследования проводились без информации по бурению, кровля скальных грунтов определена по косвенным признакам, по проявлениям трещиноватости, как правило отсутствующей в покровных отложениях. Исходя из этой характеристики, по оси путепровода кровля скальных грунтов залегает на глубинах от 5-10 метров до 20 метров, при средней глубине около 8-10 метров.

Выполненный комплекс инженерно-геофизических исследований позволил построить обобщенную схему структурно-тектонического строения участка строительства развязки (см. рисунок 1).

Основной структурной особенностью исследуемого участка является наличие тектонического нарушения, проходящего к северу под острым углом к надземному путепроводу. Глубина распространения трещин начинается от 20-25 метров и выходит за пределы 80 метров. По оси путепровода и в непосредственной близости от него выявлена серия трещин локального характера, не проявившихся по результатам электроразведочных работ в связи большой глубиной их залегания. Образование их, скорее всего, связано с действием основного тектонического нарушения в прошлое время.

В целом расположение основного тектонического нарушения не представляет опасности для надземной части путепровода, так как его направление практически совпадает с направлением оси моста и пересекает ось по наземной части автодороги.

### Литература

1. Гликман А.Г. Физика и практика спектральной сейсморазведки. Internet. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book/index.shtm>.

## Технология пространственного амплитудного анализа сейсмограмм площадных наблюдений в азимутально-анизотропных средах

Гурлев Иван Валентинович, магистрант  
Новосибирский государственный университет,  
Sumrakk@mail.ru  
научный руководитель – к. г.-м. н. Нефедкина Т.В.

### Аннотация

В работе рассматривается алгоритм определения параметров анизотропии среды по амплитудам отраженных продольных волн, реализующий новый метод пространственного AVOA-анализа. В отличие от традиционного *посекторного* AVOA-анализа, в новом методе входная информация об амплитудах волн и координатах точек наблюдения не искажается за счёт их переноса на биссектрису сектора, и задача решается по всему набору данных без предварительного определения градиентов амплитуд по секторам. Это приводит к существенному увеличению точности определения параметров анизотропии среды. По описанному алгоритму разработана компьютерная программа на языке C++ и проведено её тестирование.

**Постановка задачи.** Система вертикальных азимутально-ориентированных трещин может быть описана моделью трансверсально-изотропной среды с горизонтальной осью симметрии. Рассматривается отражение продольной PP волны от кровли слабоанизотропного полупространства. Коэффициент отражения для продольной волны представляется линеаризованной аппроксимацией. Задача состоит в определении параметров анизотропии среды и, в первую очередь, азимутального угла оси анизотропии или ортогонального к нему направления трещин.

**Алгоритм.** Коэффициент отражения для продольной волны представляется аппроксимационной формулой Рюгера [Rüger and Tsvankin, 1997; Rüger, 1998]:

$$R = A + B(\varphi)\sin^2(\theta) + C(\varphi)\sin^2\theta\operatorname{tg}^2\theta, \quad (1)$$

где  $\theta$  — угол падения волны на границу;  $\varphi$  — азимут линии источник — приемник относительно направления горизонтальной оси анизотропии. Коэффициент  $A$  в разложении (1) равен коэффициенту отражения при нормальном падении волны,  $B(\varphi)$ - градиент AVO;  $C(\varphi)$ - вносит вклад в значение коэффициента отражения при больших удалениях (или углах падения). В рассматриваемом случае направление оси симметрии неизвестно. Пусть оно составляет некоторый угол относительно оси  $x$ . Тогда градиент AVO запишется как [Rüger and Tsvankin, 1997; Mallik et al, 1998]:

$$R = B^{ISO} + B^{ANI} \cos^2(\varphi - \varphi_0), \quad (2)$$

где  $B^{ISO}$  — его изотропная часть, равная градиенту AVO в изотропной среде;  $B^{ANI}$  — анизотропная добавка к градиенту, зависящая от параметров анизотропии среды.

На практике имеют дело с амплитудами, а не с коэффициентами отражения. Чтобы применить зависимость (1) к амплитудам отраженных волн, необходимо ввести поправку за геометрическое расхождение в наблюдаемые амплитуды и разделить амплитуды на масштабный множитель, равный соотношению наблюдаемой амплитуды и теоретического коэффициента отражения при нормальном падении.

В формулу Рюгера (1) подставляем выражение (2) для градиента  $B$  и с помощью небольших преобразований приводим к виду:

$$R_{pp} = A + B^{ISO} \sin^2\theta + B^{ANI} \frac{1}{2}(1 + \cos 2(\varphi - \varphi_0))\sin^2\theta, \quad (3)$$

Вводятся обозначения:

$$B^{ISO} + \frac{B^{ANI}}{2} = a, \quad \frac{B^{ANI}}{2} \cos 2\varphi_0 = b, \quad \frac{B^{ANI}}{2} \sin 2\varphi_0 = q, \quad (4)$$

Коэффициенты  $A$ ,  $B^{ISO}$ ,  $B^{ANI}$ ,  $\varphi_0$  определяются методом наименьших квадратов по полному набору данных об амплитудах отраженных волн.

Минимизируется функционал невязки:

$$F = \sum_{i=1}^N \{A + [a + b \cos 2\varphi_i + q \sin 2\varphi_i] \sin^2 \theta_i - D_i\}^2 = \min, \quad (5)$$

где  $i$  – номер трассы в полном наборе трасс, относящихся к общей отражающей площадке;  $D_i$  - значение амплитуды отраженной волны, полученное из сейсмотрассы, соответствующей углу падения  $\theta_i$  и азимуту наблюдения  $\varphi_i$ .

Дифференцируя (5) по параметрам  $A$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $q$  и приравнявая к нулю производные, получаем систему из 4-х уравнений, матрица которой имеет вид:

$$\begin{pmatrix} N & A_{12} & A_{13} & A_{14} \\ A_{12} & A_{22} & A_{23} & A_{24} \\ A_{13} & A_{23} & A_{33} & A_{34} \\ A_{14} & A_{24} & A_{34} & A_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_1 \\ B_2 \\ B_3 \\ B_4 \end{pmatrix}, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \text{где } A_{12} = A_{21} &= \sum_{i=1}^N \sin^2 \theta_i; & A_{13} = A_{31} &= \sum_{i=1}^N \cos 2\varphi_i \sin^2 \theta_i; & A_{14} &= \sum_{i=1}^N \sin 2\varphi_i \sin^2 \theta_i; \\ A_{22} &= \sum_{i=1}^N \sin^4 \theta_i; & A_{23} &= \sum_{i=1}^N \cos 2\varphi_i \sin^4 \theta_i; & A_{24} &= \sum_{i=1}^N \sin 2\varphi_i \sin^4 \theta_i; \\ A_{33} &= \sum_{i=1}^N \cos^2 2\varphi_i \sin^4 \theta_i; & A_{34} &= \sum_{i=1}^N D_i \cos 2\varphi_i \sin 2\varphi_i \sin^4 \theta_i; & A_{44} &= \sum_{i=1}^N \sin^2 2\varphi_i \sin^4 \theta_i; \\ B_1 &= \sum_{i=1}^N D_i; & B_2 &= \sum_{i=1}^N D_i \sin^2 \theta_i; & B_3 &= \sum_{i=1}^N D_i \cos 2\varphi_i \sin^2 \theta_i; & B_4 &= \sum_{i=1}^N D_i \sin 2\varphi_i \sin^2 \theta_i \end{aligned}$$

Полевые данные (сейсмограммы) проходят процедуры подготовки с сохранением истинных амплитуд. Далее проводится расчёт среднеквадратичных амплитуд в заданном окне анализа, которые затем подаются на вход алгоритма AVOA инверсии. По описанному алгоритму разработана компьютерная программа на языке C++ и проведено её тестирование.

**Тестирование алгоритма на модельных данных.** Тестирование алгоритма проводилось на модельных данных для Юрубчено-Тохомской зоны нефте-газонакопления, расположенной в Восточной Сибири (ЮТЗ). Обобщенной моделью ЮТЗ является 12-слойная горизонтально слоистая среда с двумя трансверсально-изотропными слоями. Верхний слой соответствует анизотропной ВЧР, нижний анизотропный слой имитирует рифейские отложения (горизонт R0 – кровля, горизонт R4 – подошва). Направления осей симметрии в анизотропных слоях горизонтальны и составляют с осью X углы 30° (ось симметрии ВЧР) и 60° (ось симметрии рифея).

Для тестирования алгоритма пространственного AVOA анализа использовались модельные данные, вычисленные для реальной системы 3D наблюдений, применяющейся на практике. При работе с данными 3D – наблюдений проводится бинирование площади, т.е. разбиение ее на отдельные отражающие площадки (бины) и затем группируются обобщенные сейсмограммы ОГТ, состоящие из трасс, относящихся к одному бину.

В качестве модельных данных использовались теоретические коэффициенты отражения от границ R0 и R4. Для тестирования программы пространственного азимутального AVO – анализа использовался один супербин размером 150 x 300 м, состоящий из 6 x 12 бинов, каждый размером 25 x 25 м.

Сначала тестирование алгоритма проходило на данных без помех. В результате работы алгоритма пространственного AVOA анализа ошибка определения оси симметрии по горизонту R0 составляет  $0,96^\circ$ , а по горизонту R4 -  $0,90^\circ$ . Результаты традиционного посекторного AVOA анализа для того же супербина следующие: ошибка определения оси симметрии по горизонту R0 составляет  $4^\circ$ , а по горизонту R4 -  $0,24^\circ$ .

На следующем шаге тестирование алгоритма проводилось на данных с шумами. На теоретические значения коэффициентов отражения накладывался случайный шум, составляющий 5-50% от среднего уровня коэффициента отражения на базе наблюдений. Результаты приведены на рисунке

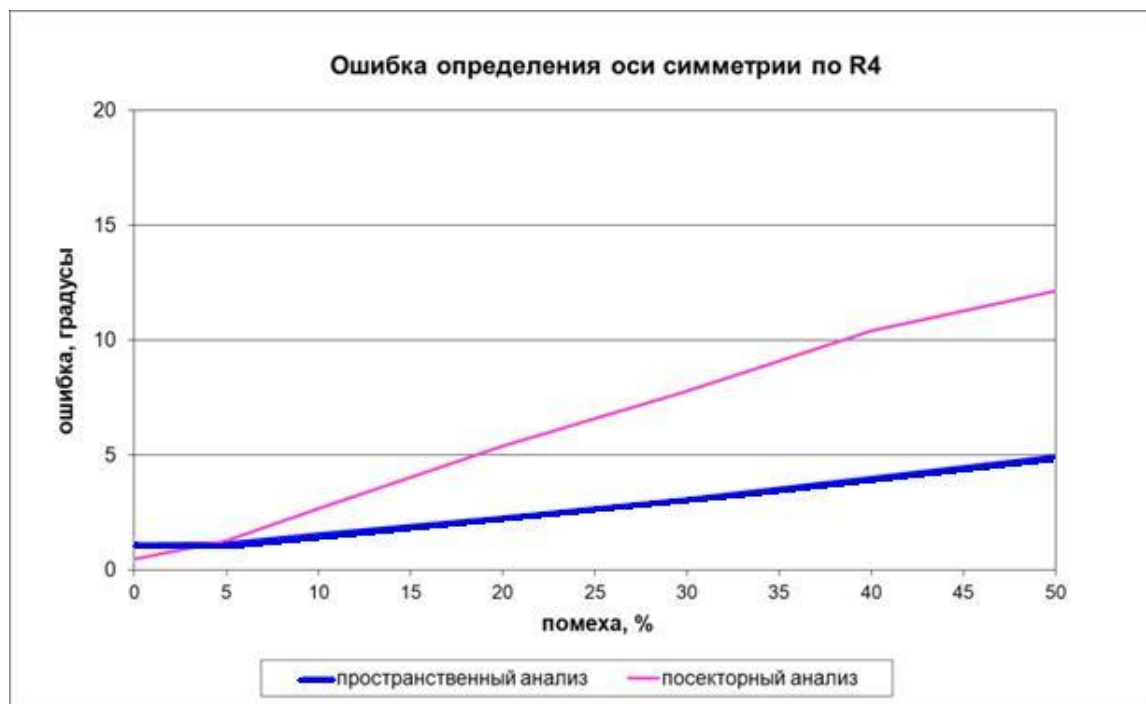


Рис.1. Ошибка определения азимута оси симметрии по горизонту R<sub>4</sub> при разном уровне шума. Входные данные заданы на реальной площадной системе наблюдений.

Метод пространственного AVOA анализа обеспечивает высокую точность определения оси анизотропии при уровне помех до 50%. В посекторном AVOA анализе, погрешность определения оси анизотропии становятся выше  $5^\circ$  при уровне шума больше 20%.

**Заключение.** Проведенное тестирование метода пространственного AVOA-анализа на модельных данных показало его высокую эффективность при определении параметров азимутально-анизотропной среды с горизонтальной осью симметрии и большое преимущество перед разработанным ранее методом посекторного AVOA-анализа.

В заключение выражаю огромную благодарность своему научному руководителю Т.В. Нефедкиной за неоценимую помощь, оказанную в ходе написания настоящей работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (Междисциплинарный интеграционный проект СО РАН № 127).

### Литература

1. Ruger A. and Tsvankin I. Using AVO for fracture detection: Analytic basis and practical solutions // The Leading Edge, 1997. V. 16, N 10. P 1429-1434.
2. Ruger A. Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media // Geophysics. 1998. V.63, N 3. P. 935-947.
3. Mallick S., Craft K.L., Meister J.L., Chambers R. E. Determination of the principal directions of azimuthal anisotropy from P-wave seismic data // Geophysics. 1998. V. 63, N 2. P. 692-706.

## **Возможности заполярных станций Архангельской сети в сейсмических исследованиях Западно-Арктического сектора России**

Данилов Алексей Викторович, стажер-исследователь  
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск  
Danilov.aleksey.vikt@gmail.com

Конечная Яна Викторовна, инженер-исследователь, аспирант  
Геофизическая служба РАН, г. Архангельск  
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск  
yanakon@mail.ru  
научный руководитель – к.т.н. Антоновская Г.Н.

Значительную часть Арктики занимает Северный Ледовитый океан (СЛО), интерес к которому неуклонно растет, особенно в последние годы. Это обусловлено геополитическими аспектами: сложностью в определении морских границ приарктических государств и, соответственно, принадлежностью запасов минеральных ресурсов арктических шельфов.

Разработка богатейших месторождений в Арктике создает потенциальную опасность возникновения крупных экологических проблем, как в Мексиканском заливе при аварии на нефтяной платформе. Экологические угрозы в нефтегазодобывающих и горнорудных районах исходят не только от аварийности оборудования, но и от техногенных процессов в геологической среде. Одним из них является техногенная (наведенная) сейсмичность [1]. В настоящее время сейсмическая изученность территорий Крайнего Севера РФ недостаточна. В связи с этим одной из актуальных проблем является развитие сетей сейсмических наблюдений и доведение покрытия территорий наблюдениями до уровня мировых стандартов.

Сейчас на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) Архангельская сейсмическая сеть (АСС) включает наибольшее количество станций – 11 пунктов наблюдений, три из которых входит в состав ГС РАН. АСС начала создаваться с конца 2002 г. [2], был создан Архангельский сейсмологический стационар-обсерватория (АССО). Особенность Архангельской области такова, что размещение станций на ее территории позволяет охватить значительную часть Западно-Арктической зоны РФ, практически недоступную наблюдениям с других территорий.

При проведении мониторинга телесеismicкой и региональной сейсмичности особое внимание уделяется землетрясениям в пределах Западно-Арктического сектора и прилегающих к нему территорий. Наряду с установленными ранее широкополосными станциями «Климовская» (KLM), 2004 г. и «Лешуконское» (LSH), 2006 г., значительный вклад в исследование сейсмичности Арктики вносят новые станции, расположенные непосредственно в арктической зоне – «Амдерма» (AMD) и «Земля Франца-Иосифа» (ZFI). Они позволяют получать новую информацию о сейсмичности и геодинамических процессах Арктики.

Сейсмическая станция «Амдерма» расположена на континентальном побережье Карского моря, в составе Архангельской сети функционирует с конца ноября 2010 г. За непродолжительный период эксплуатации в тестовом режиме на записях станции удалось выявить ряд региональных и локальных событий. Большинство из них – это землетрясения их района арх. Шпицберген и техногенные события, предположительно, связанные с выработкой горных пород в Республике Коми.

В начале сентября 2011 г. была открыта самая северная сейсмическая станция России – ZFI, которая позволила улучшить регистрацию землетрясений АСС [3]. Наблюдаются региональные события с магнитудой от 2.2, локальные – от 1.5. Идентификация части региональных событий осуществляется с привлечением каталога норвежской службы NORSAR [4]; эти события являются землетрясениями вблизи арх. Шпицберген и хребтов СЛО. Информацию о других событиях не удалось обнаружить в каталогах известных



сейсмологических служб, но, предположительно, они также связаны с геодинамической активностью хребта Гаккеля и арх. Шпицберген.

Анализ спектра мощности микросейсм на арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) позволяет говорить о практически полном отсутствии техногенных помех, что делает данный район уникальным полигоном для изучения как динамики процессов в коре, так и в ледовой толще.

Уровень естественных микросейсм в диапазоне от 0.2 до 0.8 Гц высок, и связан с сильным влиянием акваторий морей и Северного Ледовитого океана. На записях сейсмостанции ZFI в полосе 2-8 Гц выделяется достаточно большое количество слабых событий с эпицентрными расстояниями от 15 до 25 км, связанные, предположительно, с ледниковыми процессами.

На рисунке 1 представлены сравнение вариаций во времени уровня микросейсм в разных частотных диапазонах (с момента установки с/с ZFI), количества микрособытий и метеоданных. Отчетливо видно следующее. Временные вариации уровня микросейсм и количества регистрируемых местных событий взаимосвязаны. С начала ноября уровень микросейсм резко уменьшается, что можно объяснить эффектом завершения процесса промерзания грунта (рис. 1,г), т.е. переходом в новое качественное состояние по деформационным свойствам. При этом количество микрособытий значительно увеличивается (рис. 1,в). Также с начала ноября отмечаются и более интенсивные вариации атмосферного давления и температуры (рис. 1,г,д), что, возможно, также приводит к увеличению количества микрособытий.

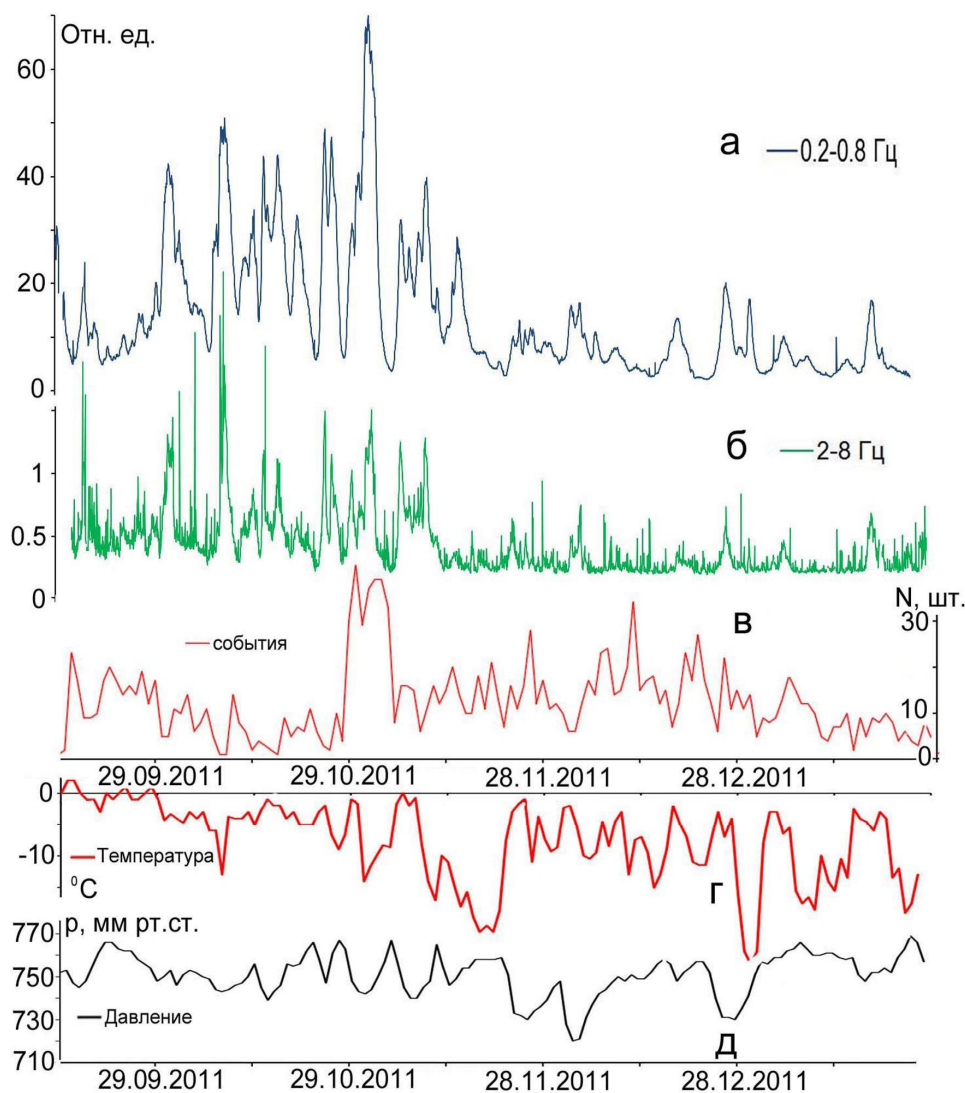


Рисунок 1 – Вариации во времени уровня микросейсм (а, б), местных событий (в), температуры (г) и атмосферного давления (д) за время работы с/с ZFI

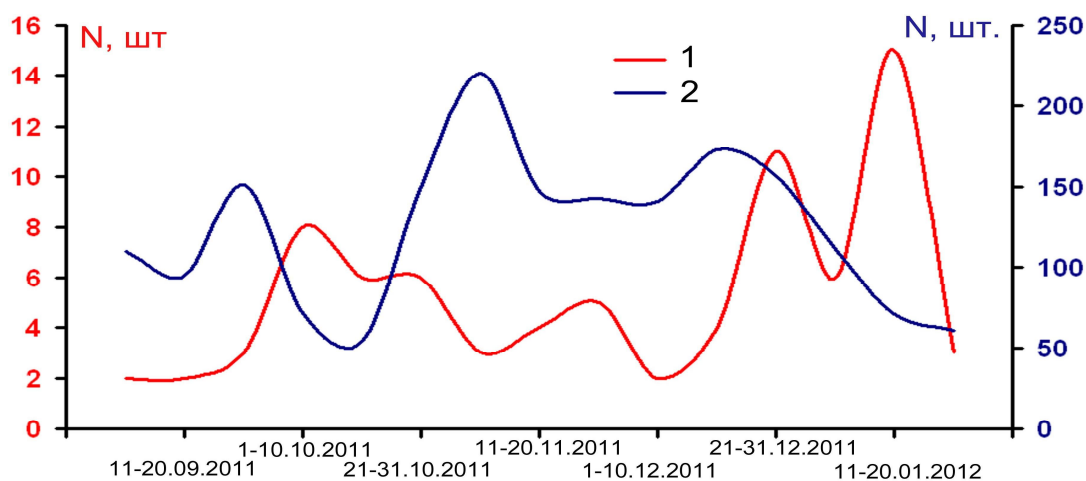


Рисунок 2 – Вариации во времени количества: микрособытий (2) и региональных землетрясений (1), произошедших в Арктике

Анализировалась связь местной сейсмичности с региональными землетрясениями, произошедшими в арктическом регионе (рис. 2). Достаточно хорошо прослеживается «противофазный» ход кривых. Такое возможно в том случае, когда в замкнутой системе происходит перераспределение сейсмической энергии между разными иерархическими уровнями под воздействием внешних для системы полей напряжений.

Таким образом, первые результаты показывают, что на проявление местной сейсмичности влияют два фактора, определяющих поля напряжения в среде. Во-первых, метеофакторы (изменение атмосферного давления и температуры), что отмечалось и в сейсмоактивных районах с проявлением наведенной сейсмичности [1]. Во-вторых, изменение напряженно-деформированного состояния земной коры, например, вследствие спрединга Срединно-Атлантического хребта, как в работе [5]. Отметим, что сделанные выводы опираются на слишком короткий временной ряд сейсмических наблюдений на ЗФИ (5 месяцев), необходима более продолжительная регистрация.

Из других сейсмических станций АСС для мониторинга приарктических территорий наиболее эффективны с/с KLM и LSH, которые регистрируют не только техногенные события, но и проявления слабой сейсмичности на севере ВЕП. Большой потенциал имеет с/с AMD как для исследования геодинамики Арктики, так и для мониторинга техногенной сейсмичности на Полярном Урале.

*Работа выполнена при частичной поддержке программы Президиума РАН (проект № 12-П-5-1009), госконтракта № 14.740.11.0195 и РФФИ 11-05-98800-р\_север.*

#### Список литературы

1. Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Симпсон Д., Соболева О.В. Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Душанбе-Москва: Дониш, 1986. 404 с.
2. Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах / Коллектив авторов. Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 244 с.
3. Данилов А.В., Конечная Я.В. Первичный анализ данных сейсмической станции «Земля Франца-Иосифа» // Архангельск: Материалы X ежегодной научно-практической конференции «Ломоносова достойные потомки», 2011. (находится в печати).
4. NORSAR Reviewed Regional Seismic Bulletin [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://norsardata.no/NDC/bulletins/regional/>
5. Мухамедиев Ш. А., Грачев А. Ф., Юнга С. Л. Нестационарный динамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны Срединно-океанических хребтов // Физика Земли М.: "Наука" РАН, 2008. С. 12-22.

## Результаты микросейсмического зондирования вдоль профиля Палово-Самодед (Архангельская область)

Данилов Константин Борисович, младший научный сотрудник  
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск  
danilov\_kostea@mail.ru  
научный руководитель – к.ф.-м.н. Французова В.И.

### Аннотация

Еще несколько десятилетий назад под микросейсмами подразумевался только сейсмический шум различной природы, засоряющий записи сейсмических событий. Но в последнее время, в результате усилий многих исследователей, микросейсмы все активнее используются как источник информации о геологической среде [1]. В данной работе представлены результаты использования метода микросейсмического зондирования для изучения структуры верхней части земной коры. Данный метод позволяет выделять скоростные неоднородности с вертикальными и близ вертикальными границами [2]. Полученные в работе результаты хорошо согласуются с имеющимися данными о строении исследуемого объекта.

### Постановка эксперимента

**Профиль Палово - Самодед** проходил по южному краю Архангельского выступа и северо-восточному краю Онежско-Кандалакшского рифта (Онежского грабена) (рис. 1). Данный профиль включает 20 пунктов замеров микросейсм. Шаг между пунктами 1.5-3 км. В качестве опорной, использовалась сейсмостанция GSR-24 с велосиметром CMG3-ESP, передвижной - сейсмостанция UGRA-54 с велосиметром CM3-OC.

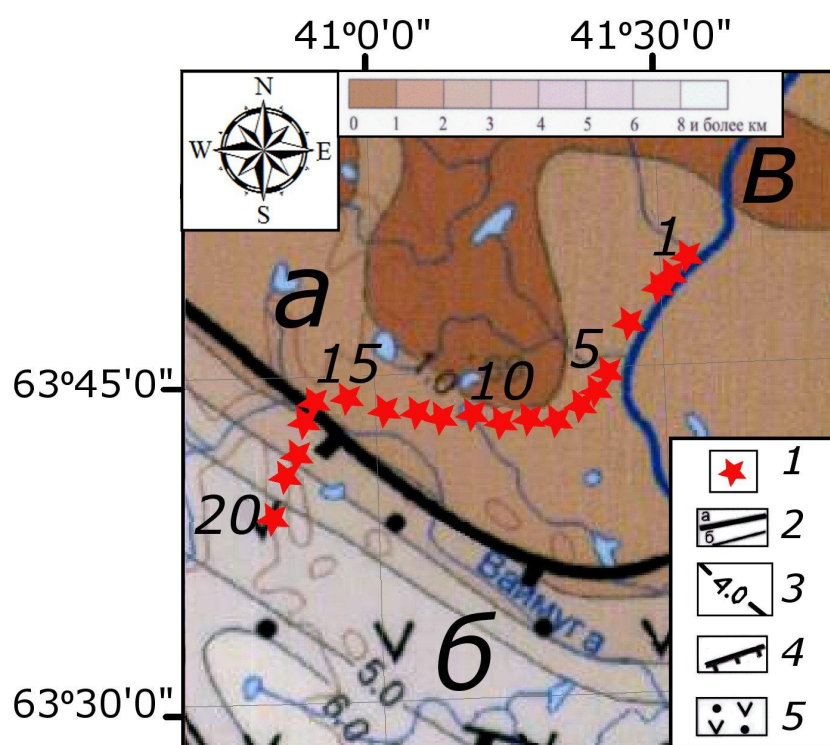


Рисунок 1 – Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий [3]

**Геологические данные** разных источников об исследуемом объекте расходятся друг с другом. Однозначно определяется граница Архангельского выступа и Онежско-Кандалакшского рифта (рис.1) (в пункте 16) [3, 4]. Кроме того, по данным [4], выделяются разломы в кристаллическом фундаменте (в пункте 5), и в осадочном чехле (в пункте 4). Глубина кристаллического фундамента в пределах Архангельского выступа составляет 1-2 км, а в пределах Онежско-Кандалакшского рифта опускается от 2 км (в пункте 16) до 3-4 км (в пункте 20) [3, 4].

**Метод микросейсмического зондирования.** Данный метод предложен в работе [2] и основан на том факте, что спектральные амплитуды на определенных частотах увеличиваются при прохождении низкоскоростных неоднородностей и уменьшаются – при прохождении высокоскоростных. Важными предположениями для реализации метода являются то, что вертикальная компонента смещений в микросейсмическом шуме представлена в основном вертикальной компонентой смещения фундаментальной моды волны Рэля и что источники микросейсм распределены в пространстве достаточно равномерно. При этом сама неоднородность может находиться на определенной глубине, а соответствующие изменения интенсивности ощущаться на дневной поверхности. О глубине залегания неоднородности можно судить из того, что волна наиболее ярко “реагирует” на неоднородность при ее залегании на глубине, близкой к половине длины волны [2].

Для обработки микросейсмических записей привлекались данные о скоростных свойствах среды, полученные по данным ГСЗ по профилю «Рубин» [5].

В работе оценивались глубины до 10 км. Таким образом, к обработке были привлечены частоты выше 0.16 Гц, которые уверенно регистрировались используемой аппаратурой.

#### Обсуждение результатов

**Результаты обработки** представлены ниже на рисунке 2. В пределах Архангельского выступа (рис. 2) в начале профиля выделяется низкоскоростная неоднородность в осадочном чехле. Согласно [4] данный участок профиля проходит вблизи контакта вендских отложений Архангельского выступа и рифейских отложений Онежско-Кандалакшского рифта (рис. 2). Также выделяются две согласующиеся низкоскоростные зоны предположительно в осадочном чехле (в пункте 5) и кристаллическом фундаменте (в пункте 7). Но по данным тектонической карты [3] в данном районе разломов не известно. А по данным [4] разломные нарушения расположены на 3-4 км севернее. При этом, по данным ММЗ (рис. 2), прослеживается пологое опускание выделенных зон к югу. Следует отметить, что разлом в пункте 7 располагается на глубинах менее 2 км. Что выше кристаллического фундамента по данным [3] и согласуется с результатами других геофизических исследований [4].

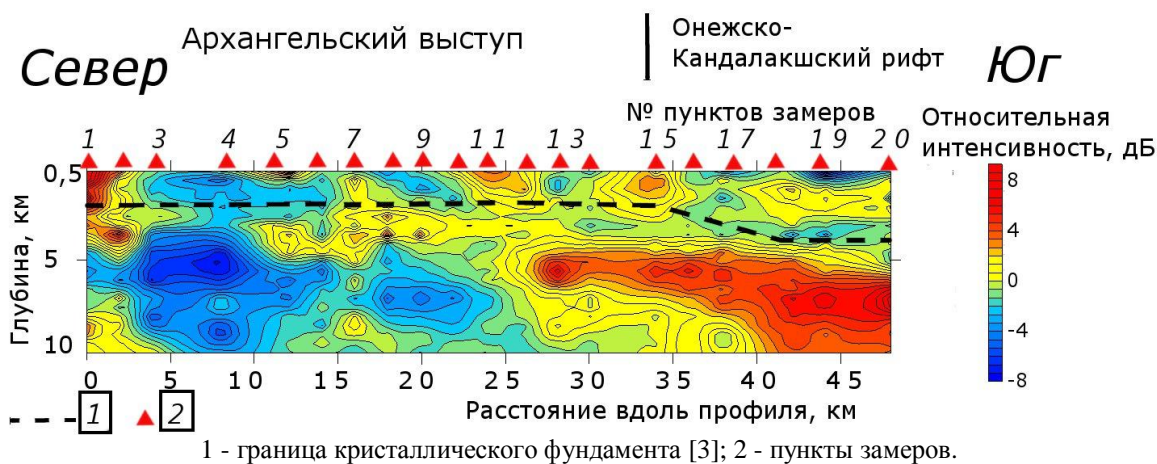


Рисунок 2 - Геофизический разрез вдоль профиля Палово – Самодед

На представленных данных (рис. 2) отчетливо выделяются граница Онежско-Кандалакшского рифта и Архангельского выступа низкоскоростными аномалиями в пунктах 11-12 (в осадочном чехле) и 15 (в кристаллическом фундаменте). При этом граница в осадочном чехле полого спускается до кристаллического фундамента (глубина 2 км) на протяжении 2 - 4 км профиля, затем, скорее всего, принимает горизонтальное расположение. На границе двух блоков в кристаллическом фундаменте наибольшая скоростная неоднородность локализована на глубинах 1-2 км. Но, согласно [3, 4] (рис. 1), в данном районе кристаллический фундамент находится на глубине 2 км и 1.5-2 км севернее. Данный факт может говорить о том, что разломное нарушение располагается между пунктами 15 и 16 при этом в пункте 15 отражается его верхняя часть.

Меньшая глубина залегания разломов кристаллического фундамента (пункты 7 и 15) может говорить о локальных выступах в окрестностях разломов. С другой стороны, данный факт может быть вызван использованием заниженных значений скоростных свойств.

В пределах Онежско-Кандалакшского рифта наблюдаются горизонтальные высоко- и низкоскоростные зоны. Высокоскоростная зона в верхней части данного участка профиля (глубина до 1 км), может говорить о том, что верхний слой осадочного чехла Онежско-Кандалакшского рифта, скорее всего, обладает повышенными скоростными свойствами относительно осадочного чехла Архангельского выступа. Низкоскоростная зона на глубинах 1-3 км между пунктами 17 – 20, скорее всего, обусловлена опусканием кристаллического фундамента, с 1-2 км до 3-4 км. Высокоскоростной слой мощностью 1 км и опускающийся с глубин 2 - 3 км до глубин 3–4 км, скорее всего, является граничным слоем между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. Возможно, данный слой является прослоем вулканогенно-осадочных пород, характерных для Онежско-Кандалакшского рифта [3].

На глубинах более 4 км Архангельскому выступу свойственны более высокие скорости, чем Онежско-Кандалакшскому рифту. Граница между высоко- и низкоскоростными зонами полого опускается в южном направлении. В кристаллическом фундаменте Архангельского выступа низкоскоростная горизонтальная зона, сосредоточенная, преимущественно, на глубинах от 2 до 4 км, выделяется между пунктами 5-14. Что может соответствовать низкоскоростной зоне нижней части раннего протерозоя, выделяемой по данным ГСЗ [5].

#### Заключение

По результатам применения метода микросейсмического зондирования выделяется структура земной коры, согласующаяся с имеющейся геологической информацией. Данный факт подтверждает возможность использования микросейсм как надежного источника информации о геологической среде.

*Автор приносит свою благодарность научному руководителю к.ф.-м.н. Французовой В.И., и сотрудникам лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН Басакиной И.М., Конечной Я.В., Анисимову А.С.*

#### Литература:

1. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К. Микросейсмические наблюдения. ИЭПС УрО РАН, 2004.
2. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли, 2008, № 7, С. 66-84.
3. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий масштаб 1:1500000 // Главные редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин, Москва: ООО «ИПП Куна», 2010.
4. Результаты региональных геолого-геофизических работ в Мезенской Синеклизе в 2000 – 2001 гг. / ЗАО «Валдайгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», 2004. 399 с.
5. Костюченко С.Л., Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Участки профилей кварц и Рубин / Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

## Изучение германиеносности сфалеритов ряда месторождений Казахстана

Диханов Ерлан Нургалиевич, ведущий геофизик  
Ефименко Ольга Сергеевна, студентка  
ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган  
Политехнический университет, Харьков  
serg\_yef@mail.ru  
научный руководитель – к.т.н. Ефименко С.А.

В работе обсуждены результаты исследований методом рентгенофлуоресцентного анализа цинковых руд трех месторождений, разрабатываемых ТОО «Корпорация Казахмыс», а также продуктов их переработки на германий. Приведены характеристики лабораторного спектрометра РЛП – 21Т.

Из литературных источников известно, что в Казахстане германием обогащены сфалериты ряда полиметаллических месторождений Рудного Алтая [1]. При этом конкретные месторождения не названы. Авторами проведены исследования германиеносности сфалеритов трёх месторождений: Орловского и Юбилейно-Снегирихинского (Восточный Казахстан) и Жезказганского (Центральный Казахстан).

Методика исследований состояла в проведении рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) проб цинковой руды с указанных месторождений, а также проб концентратов обогатительных фабрик.

Исследования были выполнены на EDXRF спектрометре РЛП-21Т. РЛП-21Т – это: дрейфовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью около 25 мм<sup>2</sup> и толщиной 300-500 микрон (охлаждение – термохолодильник Пельтье); рентгеновская трубка VF-50J Rh (50 Вт) фирмы Varian Medical Systems (США); экспозиция измерений 150 сек; облучение кюветы с пробой – сверху; турель на 9 кювет. Детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Мишень из теллура. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал полностью оцифровывается. Важной отличительной особенностью спектрометра является режим поддержания на постоянном и высоком (90000имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта.

В обычном режиме РЛП-21Т обеспечивает РФА проб руд на 31 элемент: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th в одном режиме без применения вакуумного насоса и инертного газа для РФА на легкие элементы. Такую возможность обеспечивает специальная конструкция зондового устройства датчика спектрометра.

Один из спектрометров РЛП-21Т был дополнен «РФА на рений». Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Ge, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W при экспозиции измерений 500с. Для оптимизации условий возбуждения линий ReL $\beta$ 1 и GeKa и повышения чувствительности РФА на эти элементы в конструкцию РЛП-21Т введена дополнительная промежуточная мишень из рубидия.

РФА на рений выполняется по линии ReL $\beta$ 1 (10,008 кэВ). На эту линию накладываются линии WL $\beta$ 2 (9,961кэВ), HgLa1 (9,989 кэВ), PbLs (9,667 кэВ) и GeKa (9,886 кэВ). В процессе математической обработки вторичных спектров эти линии выделяются в «чистом» виде, что позволяет делать количественную оценку содержания W, Pb, Hg и Ge.

Программное обеспечение спектрометра РЛП-21Т располагает математическим инструментом, описывающим с точностью до 97-98% спектр всех 19 линий, из которых состоит L-серия мешающего (например, свинец) элемента и всех 5 линий, из которых состоит K-серия мешающего (например, молибден) элемента. Аналогично производится учет линий всех других мешающих элементов. В результате, в энергетических интервалах, в которых измеряются интенсивности аналитических линий рения и германия, остаются

только «чистые» линии ( $ReL\beta_1$  и  $GeKa$ ) этих элементов. Пример выделения «чистой» линии  $GeKa$  из спектра, снятом на государственном стандартном образце (ГСО), приведен на рис.1.

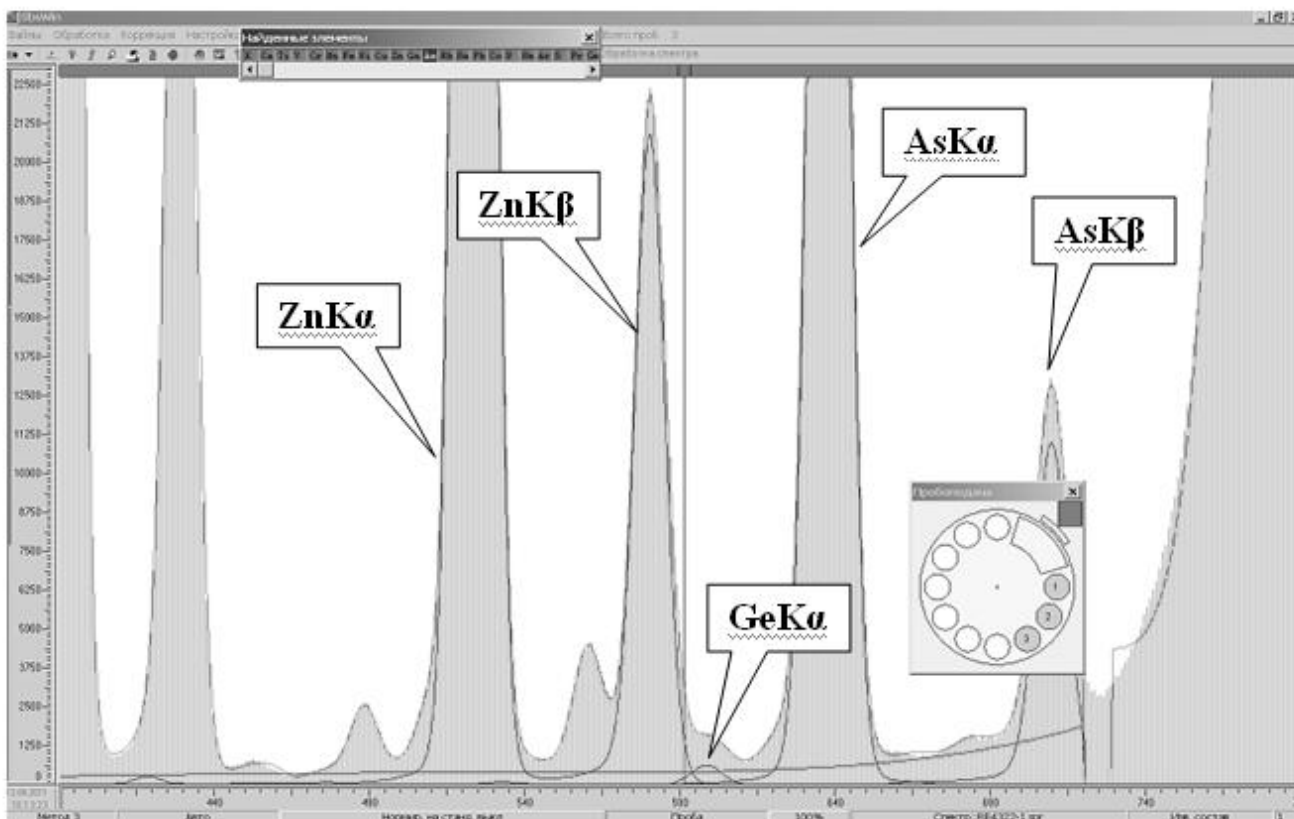


Рис. 1. – «Чистая» линия  $GeKa$  в спектре ГСО-4322-ДВГ  
( $Zn=0,20\%$ ;  $As=0,06\%$ ;  $Ge=7,0ppm$ )

Методика РФА на германий была протестирована на ГСО. Результаты исследований по направлению «РФА на германий» (15 циклов измерений):

1. Средние содержания германия в ГСО составили (ppm): 1712 (руда вольфрамовая) – 3,81 (аттестованное значение 3,9), 1713 (руда вольфрамовая) – 3,05 (2,9), 1715 (руда вольфрамовая) – 3,00 (3,1), 5405 (руда окисленная марганцевая) – 3,51 (3,4), 5405 (руда гематитовая) – 4,90 (5,1), 5406 (руда окисленная марганцевая) – 5,84 (4,9), 5407 (руда железомарганцевая) – 22,2 (21,9), 5408 (руда окисленная марганцевая) – 5,44 (5,6), 6588 (руда полиметаллическая) – 4,52 (4,4), 4322 ДВГ (дальневосточные магматические породы) – 6,82 (7,0).

2. Во всех ГСО точность РФА – третья категория по ОСТ 42-08-205-04.

Попутно было доказано, что РЛП-21Т обеспечивает РФА ГСО на селен по третьей категории точности, начиная с концентраций 4,2 ppm (ГСО-3032).

Результаты РФА проб руд шахты «Анненская» (Жезказганское месторождение), промышленных продуктов (руда, цинковый и медный концентраты) Жезкентской обогатительной фабрики (Орловское месторождение), промышленных продуктов (руда) Белоусовской ОФ (Юбилейно-Снегирихинское месторождение) приведены в табл. 1.

Таблица 1. – Результаты РФА проб руд и промышленных продуктов

Продукт	Содержания элементов, % (* – ppm )						
	Ge*	Zn	Cu	Pb	S	Fe	Se*
Анненская. Пр.1791	1,5	8,29	0,53	1,52	8,30	1,75	0,6
Анненская. Пр.1792	2,6	7,85	0,49	1,32	7,41	1,83	1,1
Анненская. Пр.1794	2,5	1,66	0,23	0,33	1,66	2,42	2,5
Жезк. ОФ. Руда	6,2	2,84	4,89	0,53	36,68	28,48	135,5
Жезк. ОФ. Zn-конц	<0,5	44,68	1,63	4,63	34,57	6,61	112,6
Жезк. ОФ. Cu-конц	11,2	4,35	21,48	4,68	37,86	29,67	289,2
Белоус. ОФ. Руда	<0,5	1,67	3,38	0,21	19,72	16,11	48,0

**Выводы:**

1. В результате совокупности научных, методических, математических и аппаратных исследований разработана методика прямого определения содержаний германия, селена и ряда полиметаллов, реализованная на самом современном лабораторном EDXRF спектрометре РЛП-21Т.

2. Установлено, что сфалериты месторождений Жезказган, Орловское и Юбилейно-Снегирихинское не обогащены германием.

3. С появлением методики РФА на германий реальной стала возможность проведения масштабных исследований по уточнению валовых содержаний германия в рудах месторождений ТОО «Корпорация Казахмыс», углях и отвалах Угольного департамента «Борлы», а также в золоотвалах районных котельных и ТЭЦ.

4. Поставленная задача решена в рамках республиканской программы по импортозамещению.

Авторы приносят свою благодарность научному руководителю Ефименко С.А.

**Литература:**

1. Быховер Н.А. Экономика минерального сырья, тт. 1-3. М., 1967-1971  
Минеральные ресурсы мира. М., 1997



## Разложение кривой остаточной намагниченности насыщения на компоненты

Дребушак Марина Валерьевна, инженер  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск  
MDrebushchak@gmail.com  
научный руководитель – д.г.-м.н. Казанский А.Ю.

Магнетизм горных пород очень информативен при изучении магнитных минералов, особенно в очень малых концентрациях. Магнитные исследования горных пород нацелены на получение информации, касающейся концентрации, состава, структуры и происхождения магнитных минералов, которая необходима для точной палеомагнитной интерпретации компонент естественной остаточной намагниченности. Также, принципы и методы магнетизма горных пород широко применяются при изучении окружающей среды и климата, т.к. даже незначительные изменения в обстановках осадконакопления могут хорошо отслеживаться благодаря, например, различным степеням окисления магнитных минералов.

Один из наиболее широко распространенных типов исследований – анализ кривой остаточной намагниченности насыщения (SIRM). Robertson и France [Robertson, France, 1994] экспериментально установили, что кривые намагничивания SIRM отдельных минералов соответствуют интегральной логнормальной кривой от намагничивающего поля, что обусловлено логарифмическим распределением размеров магнитных зерен. В случае смеси магнитных зерен различных размеров отдельные распределения линейно складываются, образуя суммарную кривую, при условии, что взаимодействие магнитных зерен пренебрежимо мало.

Основываясь на предположении, что кривая намагничивания соответствует логнормальной кривой, можно выполнить два преобразования: значения магнитной индукции преобразуются в логарифмические значения; линейная шкала ординат преобразуется в вероятностную шкалу, что достигается путем нормировки кривой намагничивания. После таких трансформаций однокомпонентное распределение представляет собой прямую линию. Преобразование кривой намагничивания к такому виду удобно для оценки количества компонент. Представление кривой намагничивания на линейной оси ординат соответствует LAP (Linear Acquisition Plot); в виде градиента – GAP (Gradient Acquisition Plot); и на вероятностной шкале – SAP (Standardized Acquisition Plot) [Kruiver et al, 2001].

Поскольку в реальных горных породах ансамбли магнитных зерен, как правило, представлены зернами различного размера и состава, основными задачами при анализе кривой намагничивания SIRM являются: 1) разделение этого ансамбля на группы (компоненты) относительно однородных зерен, каждая из которых распределяется по логнормальному закону; 2) оценка вклада каждого из этих компонентов в суммарную кривую SIRM.

Для решения данной проблемы использовались различные подходы [Kruiver et al, 2001, Утемов, Нургалиев, 2001]. В данной работе представлен метод обработки коэрцитивных спектров, который основан на подобию логнормального распределения кривой намагничивания. Причем, возможно рассчитать магнитное распределение, даже если оно далеко от насыщения. Экспериментальная кривая, таким образом, может быть представлена в виде суммы интегральных логнормальных кривых, которые в отдельности могут быть охарактеризованы значениями их SIRM (намагниченность насыщения),  $B(1/2)$  (индукция поля, на котором достигается половина намагниченности насыщения) и дисперсионным параметром. Экспериментальными материалами послужили кривые намагничивания 113 образцов из разреза Сибирских траппов пермо-триасового возраста, вскрытых скважиной 59хс в Хараелахской мульде на северо-западе Сибирской платформы. Для обработки таких данных была написана программа, которая осуществляет аппроксимацию экспериментальных данных модельными кривыми. В отличие от применяемой ранее

методики [Kruiver et al, 2001], использовавшей EM-алгоритм, мы применили метод Нелдера-Мида [Nelder J.A., Mead R., 1965].

В процессе обработки полученные кривые намагничивания были представлены тремя разными способами: LAP, GAP и SAP. По данным графикам легко оценить количество и первоначальные характеристики компонент (SIRM;  $\log B(1/2)$ ; и дисперсионный параметр), которые являются начальным приближением для работы программы. После аппроксимации модельные LAP, GAP и SAP сравниваются с экспериментальными данными. Сходимость экспериментальных и модельных данных оценивается суммой квадратов разностей для каждого типа графиков. Значения SIRM,  $\log B(1/2)$  и дисперсионного параметра оптимизируются путем минимизации квадратов разностей. Для проверки устойчивости найденного решения проводится повторная процедура аппроксимации со слегка измененными первоначальными данными. Примеры подбора модельных кривых показаны на рис. 1.

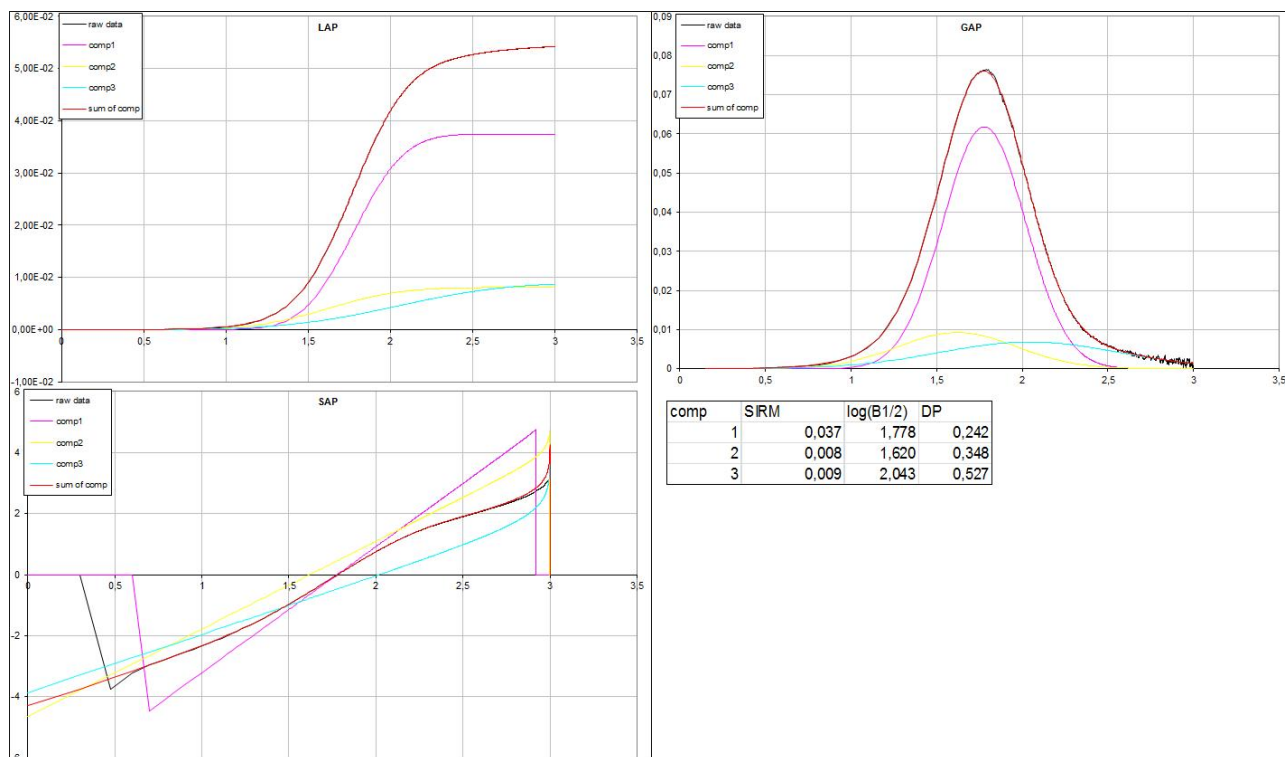


Рис. 1. Подбор модельных кривых и полученные после аппроксимации значения SIRM,  $B(1/2)$  и дисперсионного параметра для каждой компоненты.

В соответствии с диапазонами значений  $B(1/2)$  во всех экспериментальных кривых SIRM было выделено четыре компоненты (группы зерен) со своими характерными значениями  $B(1/2)$ : для первой компоненты диапазон значений  $B(1/2)$  составляет от 2 до 13 мТл; для второй компоненты от 13 до 100 мТл; для третьей компоненты от 100 до 316 мТл; и для четвертой компоненты от 316 до 3162 мТл. Компонента 2 присутствует во всех изученных образцах, и именно она вносит основной вклад в общую SIRM. Процентный вклад различных компонент в результирующее значение SIRM представлен на рис. 2. Затем была проведена корреляция процентного содержания компонент с различными магнитными параметрами, такими как: магнитная восприимчивость, намагниченность насыщения, коэрцитивная сила, и пр. Выявленные корреляции хорошо согласуются между собой и легко интерпретируются в рамках существующих теоритических представлений, что свидетельствует о применимости метода.

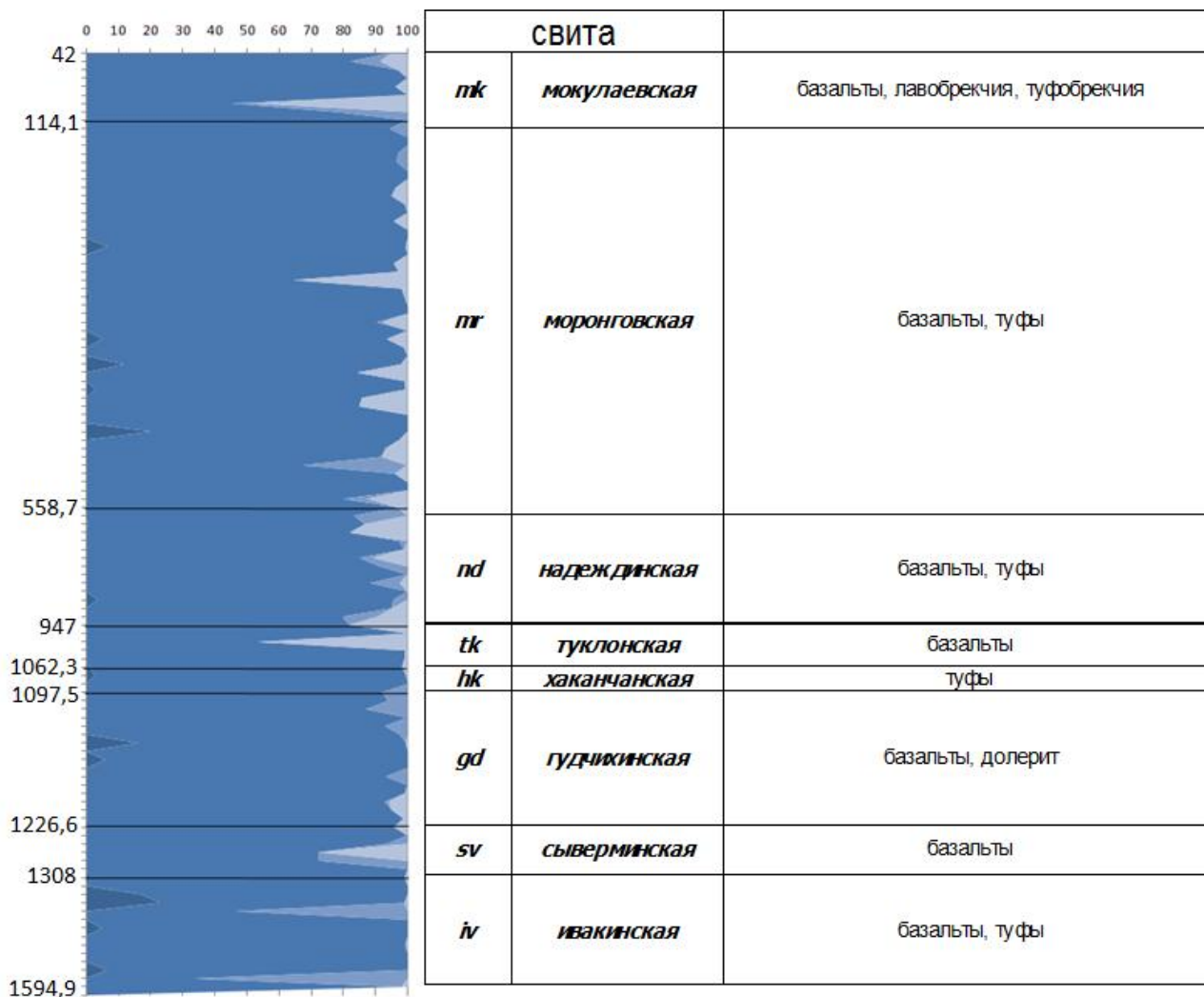


Рис. 2. Распределение процентного вклада компонент в результирующее значение SIRM по глубине.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Казанскому А.Ю., и лаб. 568 ИНГГ СО РАН.

### Литература:

1. Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К. «Естественные» вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения // Физика Земли, 2005, №4, С. 88-96.
2. Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. *Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization* // Earth Planet Sci. Lett., 2001, 189, P. 269-276.
3. Nelder J.A., Mead R., *A simplex method for function minimization* // The Computer Journal, 1965, 7(4), P. 308-313.
4. Robertson D.J., France D.E., *Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves* // Phys. Earth Planet. Inter., 1994, 89, P. 223-234.

## Глубина поверхности Мохо по данным ГСЗ и «receiver function»-анализа в районе Калининградского землетрясения 2004 года

Дробиз Михаил Валерьевич, аспирант  
Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград  
mikhail.drobiz@gmail.com  
научный руководитель – д.г.-м.н., проф. Орленок В.В.

**Аннотация.** В статье приводится обзор профилей международных проектов и профилей ГСЗ, проходивших вблизи территории Калининградской области, на предмет согласования глубин поверхности Мохо с результатами их определения по методике «receiver function» - анализа для данных сейсмостанций KLN (Калининградская область) и SUW (Польша).

Калининградская область — самый западный регион России, расположенный в Центральной Европе. На юге область граничит с Республикой Польша, на севере и востоке с Литовской Республикой, а на западе омывается Балтийским морем. Область расположена на западной окраине Восточно-Европейской (Русской) платформы, где холмисто-рядовый рельеф сменяется характерными для конечно-моренной области плоскими низменностями. В структурном плане территория области целиком расположена в пределах юго-восточной части Балтийской синеклизы. Мощность осадочного чехла здесь изменяется от 1.5 до 3.5 км. В геологическом строении участвуют осадочные отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя, которые повсеместно перекрыты ледниковыми образованиями в основном позднего плейстоцена [1].

21 сентября 2004 года в Калининградской области произошла серия из семи сейсмических толчков [4]. Самые мощные из них произошли в 14:05, 16:32 и 16:36 местного времени и имели магнитуды 4.1, 4.9 и 3.0 соответственно. Данное событие было отнесено к землетрясениям умеренной силы с  $I_0=6.0-6.5$  по шкале EMS-98 и проявилось в ощутимых повреждениях в городах Калининград, Светлогорск и ряде других населенных пунктов [3].

Возникший интерес к сейсмичности платформенной территории, ранее отсутствующей на картах Общего сейсмического районирования Российской Федерации (серия карт ОСР-97), выразился в серии научных работ в ведущих научных журналах, где отечественными и зарубежными учеными строились предположения о тектонических причинах, вызвавших произошедшее событие. Однако многие аспекты указанных и им предшествующих исследований являются довольно противоречивыми. Фактический геофизический материал по глубинному строению Калининградской области на современном этапе практически отсутствует. Даже глубина поверхности Мохо – один из важнейших результатов геофизических исследований – разнится по различным данным от 40 до 50 км.

Действительно, все крупные международные проекты исследования Балтийского региона и Восточно-Европейской платформы (кроме отечественного "Планетарные геофизические исследования" [7]) обходили стороной территорию области. Профиль глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) «Прибалтика» от Советска до Кохтла-Ярве [12] оканчивается на границе с Литвой, профиль проекта «EUROPROBE» EUROBRIDGE-95 проходит в 40 км от Калининградской области по территории Литвы [5]. Геофизические профили, проходившие по территории Польши, либо проходят в 10 километровой

приграничной зоне (PASSEQ [14]), либо заканчиваются на самой границе (POLONAISE [10]). Только геотраверс I-I, простирающийся через СССР, Польшу, ГДР и ЧССР в северо-восточном направлении, проходил через территорию области с юго-запада на северо-восток. Ближайшие профили ГСЗ расположены на расстоянии более тысячи километров – акватория Швеции, Финляндии (например, BABEL A), Белоруссия, Украина (EUROBRIDGE-97), Польши, Германии (LT-7) и т.д. Согласно данным описанных проектов, а также ряду теоретических разработок [9, 13] глубины Мохо не превышают значения  $45 \pm 7$  км.

В 2005 г. в поселке Рыбное Калининградской области была размещена станция KLN сейсмической сети OBN (ГС РАН). Спустя 4 года, в 2009 г. станция была перенесена в более тихий по микросейсмическому шуму район (поселок Ладыгино). Суммарный семилетний архив данных, в т.ч. записей удаленных землетрясений, для двух пунктов на территории Калининградской области создает предпосылки для «receiver function» - анализа материала (приемная функция по [5] или методика отклика среды по [8]) с целью создания скоростных разрезов под местами размещения станции KLN. С помощью данной методики наиболее явно идентифицируются 4 границы в земной коре и верхней мантии [6], одной из которых является граница раздела мантии и коры – граница Мохоровичича (М). В ходе первичного анализа данных за 2005-2009 гг. был получен результат запаздывания обменных волн, образовавшихся на границе М, 5.6 сек [2], что в стандартной модели Земли IASPEI-91 соответствует глубине 43.8 км. Полученный результат в ближайшее время будет уточнен за счет создания модели, приближенной к реальным условиям места размещения станции. Район размещения ближайшей сейсмической станции в Польше SUW (г. Сувалки, около 250 км) характеризуется глубиной границы Мохо в 47 км, рассчитанной также по методике «receiver function» - анализа [11]. Данные скоростного разреза SUW будут учитываться в качестве вспомогательного материала при составлении аналогичных моделей для KLN.

В заключении хочется отметить возможность *взаимосвязи* выделения одновременно двух поверхностей Мохо для территории акватории Финляндии (BABEL) и Днепровско-Донецкой впадины (EUROBRIDGE-97), а также возможное сочленение этих зон вблизи территории Калининградской области – на профиле «Прибалтика» выделяются зоны М1 на 39 км и М2 на 47 км [12], и при работе EUROBRIDGE-95 [5] были обнаружены границы, сравнимые по физическим свойствам с Мохо, на 70 км. В подобном случае более глубокая поверхность Мохо характеризует положение границы в предыдущие геологические эпохи, менее глубокая указывает на современные процессы рифтогенеза. Большинство вышеуказанных профилей содержат трудно интерпретируемые границы в ожидаемом для Мохо диапазоне, однако возможность существования такого явления геофизиками не предполагалась, и поэтому развитию этой идеи не было уделено должного внимания.

Автор приносит свою благодарность к.г.-м.н. Аносову Геннадию Ивановичу за ценные советы на всех этапах работы и ведущему научному сотруднику лаборатории сейсмологических исследований ИФЗ РАН, д.ф.-м.н. Косареву Григорию Леонидовичу за вклад в применение «receiver function»-анализа для данных сейсмостанции KLN.

## Литература:

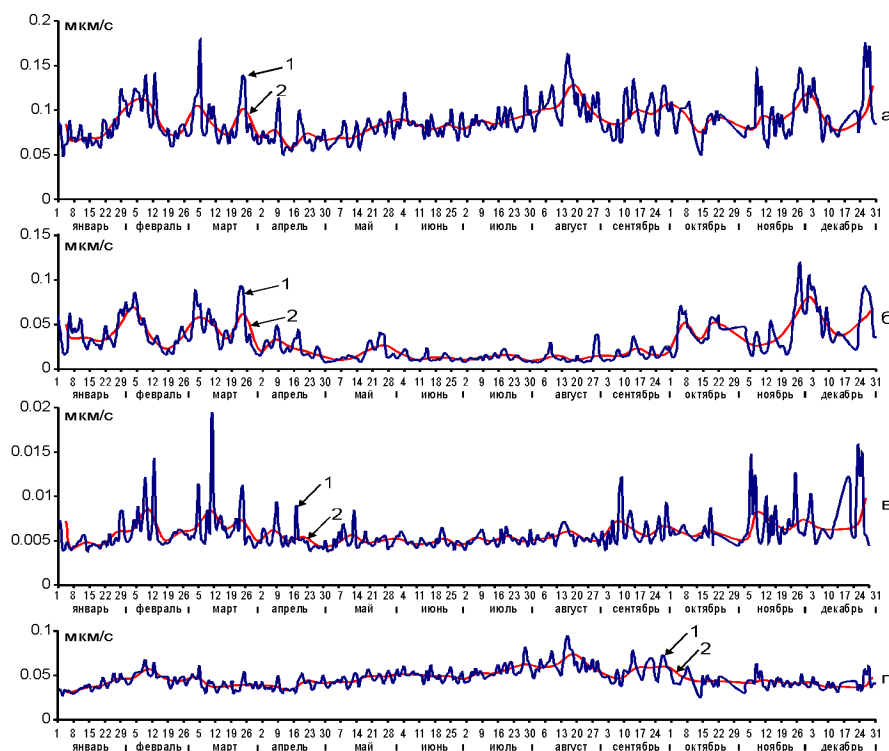
1. Географический атлас Калининградской области/ Гл.ред. Орленок В.В. – Калининград: Изд-во КГУ; ЦНИТ, 2002. 276 с.
2. Дробиз М.В., Косарев Г.Л., Мехрюшев Д.Ю. Анализ работы сейсмостанции KLN в 2005-2009 гг. в рамках оценки геологии Самбийского полуострова// «Балтийский регион», 2012, №2 (в печати)
3. Никонов А.А. Поверхностные нарушения при Калининградском землетрясении 21.09.2004 и их соотношение с градациями макросейсмических шкал // Вопросы инженерной сейсмологии, 2010, №1, с.56-67
4. Сеймотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. – М.: «Книга и бизнес», 2009. – 228 с.
5. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. - М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006, 736 с.
6. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным/ Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. – М.: Наука, 1988. 221 с.
7. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б. Проекту литосферных геотраверсов социалистических стран Европы – 25 лет // Международные научные связи, 1988, №9, с.67-74
8. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии: Учеб.пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербург.ун-та, 2008. 260с.
9. Grad M., Tiira T. Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver function. Journal of seismology, 2011, №1, p.3-15
10. Keller G., Miller K., Guterch A., Grad M., Thybo H., Krysinski L., Sroda P., Czuba W., Janik T. POLONAISE 1997. Report of investigations, 125 p.
11. Kosarian M. Lithospheric structure of North America and Western Eurasia. A thesis in Geoscience, 2006. 334 p.
12. Raukas A., Teedumäe A. Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 1997, 436 pp.
13. Tesauro M., Kaban M., Cloetingh S. EuCRUST-07: A new referece model for European crust// Geophysical research letters, 2008, vol.35. p.1-5
14. Wolde-Piórko, M., Geissler, W.H., Plomerová, J., Grad, M., Babuska, V., Brückl, E., England, R., Gazdova, R., Gregersen, S., Guterch, A., Hegedus, E., Jedlicka, P., Randy, G., Kind, R., Kolinsky, P., Komminaho, K., Kozlovskaya, E., Krüger, F., Larsen, T., Majdanski, M., Málek, J. et al. 2008: PASSEQ 2006-2008: Passive seismic experiment in Trans-European Suture Zone. Stud. Geophys. Geod. 52. Institute of Geophysics. AS CR, Prague, p.439-448.

## Временные вариации микросейсмического шума в центральной части Воронежского кристаллического массива и сейсмической активности Земли

Ефременко Марина Алексеевна, младший научный сотрудник  
Сизаск Илья Алексеевич, младший научный сотрудник  
Пивоваров Роман Сергеевич, инженер-исследователь  
Геофизическая служба РАН, г. Воронеж  
nadezhka@geophys.vsu.ru  
Научный руководитель: к.г.-м.н. Надежка Л.И.

**Аннотация:** В работе дан анализ временных вариаций интенсивности Z-составляющей микросейсмического шума и сейсмической активности Земли. Показано, что временные вариации интенсивности Z-составляющей микросейсмического шума в различных диапазонах частот имеют специфические черты. Согласованных временных вариаций интенсивности микросейсмического шума и сейсмической активности Земли не выявлено.

В данной работе исследовался микросейсмический шум (МСШ) по данным сейсмостанции «Сторожевое», которая входит в Федеральную сеть сейсмических наблюдений России. Она расположена в центральной части Воронежского кристаллического массива. Анализу подвергалась Z-составляющая МСШ во временном интервале с 01/01/2011 до 31/12/2011 г. Регистрация микросейсмического шума проводилась непрерывно трехкомпонентной широкополосной цифровой сейсмической станцией SDAS, оснащенной сейсмоприемниками СМЗ-КВ и СМЗ-ОС в п. Сторожевое (Воронежской обл.). Определение среднего уровня модуля амплитуд составляющих микросейсмического шума осуществлялось, как правило, на базе 20 минутного интервала записи, а затем осреднялось в течение суток. Анализировался уровень микросейсмического шума Z-составляющей в широком диапазоне частот 0.1-8.0 Гц, а также в диапазонах частот 0.1-0.4 Гц, 0.7-1.4 Гц и 2.0-8.0 Гц (рисунок 1).

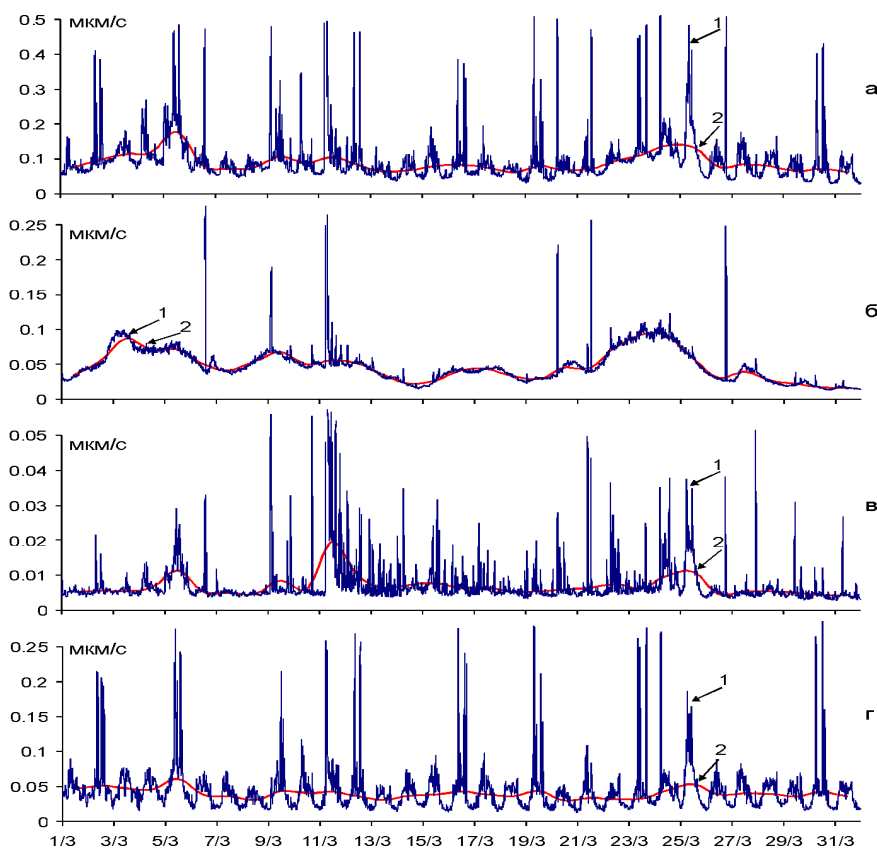


1 – среднесуточное значение; 2 – среднее значение за 7 дней.

Рисунок 1 – Временные вариации Z – составляющей МСШ в широком диапазоне частот (а), в дискретных диапазонах частот: б – 0.1-0.4 Гц; в – 0.7-1.4 Гц; г – 2.0-8.0 Гц.

Из приведенного рисунка видно, что временные вариации интенсивности МСШ в широком диапазоне частот и в каждом конкретном диапазоне частот имеют специфические черты. Наибольшая интенсивность среднесуточных значений МСШ в широком диапазоне частот наблюдается в зимнее время (январь - март), (ноябрь - декабрь). Уменьшение интенсивности наблюдается в летнее время. Эти особенности временных вариаций четко проявляются в диапазоне частот 0.1-0.4 Гц (рисунок 1). В летние месяцы (май-август) уровень Z-составляющей МСШ не превышает 0.025 мкм/с. В зимнее время интенсивность в среднем в 2-3 раза выше летнего. Иной характер временных вариаций интенсивности Z-составляющей в диапазоне частот 0.7-1.4 Гц. В этом диапазоне частот сезонных изменений Z-составляющей не наблюдается. Отмечаются колебания интенсивности относительного среднего уровня примерно 0.005 мкм/с. Во временных вариациях интенсивности среднесуточных значений Z-составляющей МСШ в диапазоне частот 2.0-8.0 Гц также четких сезонных вариаций не обнаруживается. Некоторое увеличение уровня среднесуточных значений Z-составляющей отмечается в феврале, августе, вторая половина сентября – первая половина октября. Средний уровень интенсивности Z-составляющей МСШ в диапазоне частот 2.0-8.0 Гц составляет 0.05 мкм/с.

На рисунке 2 представлены временные вариации Z- составляющей микросейсмического шума на сейсмостанции «Сторожевое» в течение марта месяца 2011 года.



1 – 20-минутные значения; 2 – осредненные значения в течение суток.

Рисунок 2– Суточные вариации Z- составляющей микросейсмического шума в течение марта месяца в широком диапазоне частот (а), в дискретных диапазонах частот: б – 0.1-0.4 Гц; в – 0.7-1.4 Гц; г – 2.0-8.0 Гц.

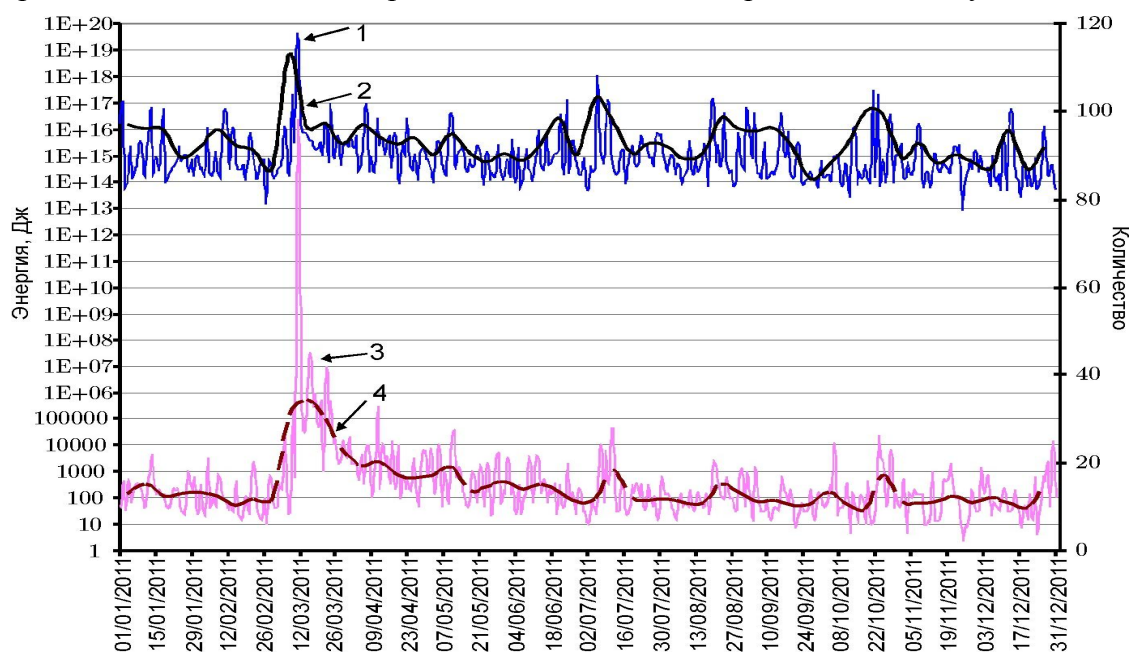
Как видно из рисунка, суточный ход интенсивности Z-составляющей МСШ наиболее четко отмечается в диапазоне частот 2.0-8.0 Гц. В диапазоне частот 0.7-1.4 Гц суточный ход только начинает проявляться. Перепад день/ночь не значительный. В диапазоне частот 0.1-0.4 Гц суточного хода Z-составляющей не наблюдается. В низкочастотном поле, осложняющими составляющими являются «сейсмические бури». Это низкочастотные колебания, обусловленные, как принято считать [1-3], штормами в океанах. Они длятся, как



правило, несколько суток, постепенно увеличивая интенсивность колебаний, достигают максимума и затем также постепенно затихают. На рисунке 2 во временных вариациях низкочастотной составляющей хорошо видны увеличения микросейсмического шума, обусловленные штормами.

В работе сделана попытка совместного анализа временных вариаций интенсивности Z-составляющей МСШ и сейсмической активностью Земли. По данным Службы Срочных Донесений (ССД) Геофизической службы РАН, г. Обнинск в 2011 году было зарегистрировано  $N_{\Sigma}=5271$  телесеismicических землетрясений с  $M \geq 3.4$ .

На рисунке 3 представлены временные вариации количества телесеismicических землетрясений и выделившейся при этом сейсмической энергии в течение суток за 2011 год.



1 – количество выделившейся энергии в течение суток; 2 – осредненные значения энергии в течение недели;

3 – количество землетрясений за сутки; 4 – осредненные за неделю.

Рисунок 3 – Временные вариации количества телесеismicических землетрясений и выделившейся при этом сейсмической энергии.

Из рисунка видно, что в январе-феврале 2011 года количество телесеismicических землетрясений происходящих за день в среднем составляет 10 событий. В начале марта наблюдается некоторый спад среднего значения выделившейся сейсмической энергии от всех землетрясений. После чего происходит стремительное нарастание количества телесеismicических землетрясений и выделившейся при этом сейсмической энергии. Это связано с сильным землетрясением, которое произошло 11 марта 2011 года в Японии у восточного побережья острова Хонсю в 05:46:22.3. Его магнитуда  $M_s=8.7$ , а сила главного толчка в эпицентре составила 10.5-11 баллов. На рисунке 4 представлены записи этого землетрясения сейсмостанцией «Сторожевое». Кроме основного толчка записана целая серия афтершоков, которые также регистрировались сейсмостанцией.

Надо отметить, что после данного землетрясение повышенное количество землетрясений и выделившаяся при этом сейсмическая энергия затихали до июля месяца с периодическими всплесками относительно средних значений. Максимальное количество землетрясений произошло во вторую и третью декады марта, это связано с «Великим японским» землетрясением и последовавшими за ним афтершоками. Также наблюдается увеличение количества землетрясений и выделившейся при этом сейсмической энергии в октябре месяце.

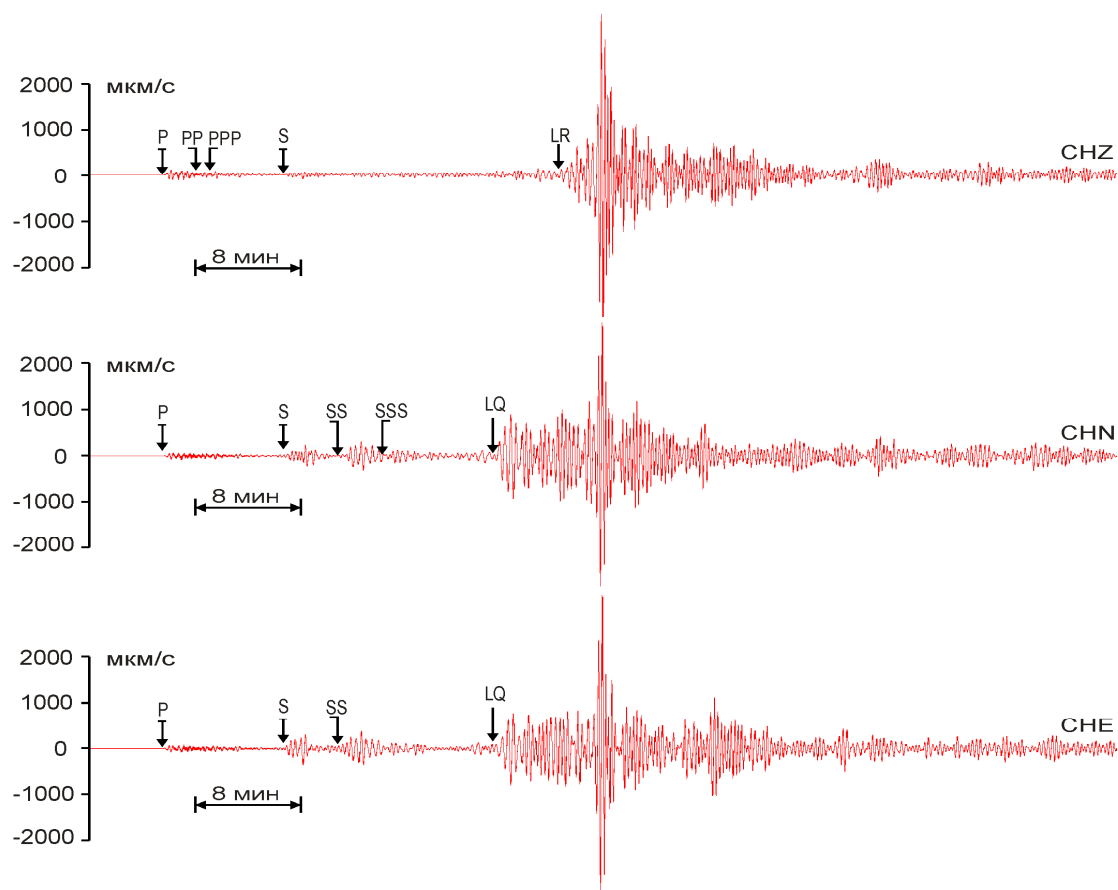


Рисунок 4 - Пример записи японского землетрясения сейсмостанцией «Сторожевое».

Сопоставление временных вариаций интенсивности Z- составляющей, распределения количества землетрясений и выделившейся энергии показало, что корреляции изменения интенсивности микросейсмического шума и временных вариаций сейсмической активности Земли не наблюдается по данным 2011 года.

Учитывая сказанное можно сделать вывод, что при анализе временных вариаций интенсивности Z-составляющей МСШ в различных диапазонах частот по данным с/с «Сторожевое» было выявлено, что МСШ обнаруживает суточные вариации, особенно в частотных диапазонах выше 0.7 Гц. Низкочастотные составляющие МСШ не подвержены суточным вариациям. Сейсмический режим обусловлен сильным, катастрофическим «Великим японским» землетрясением. При совместном анализе временных вариаций МСШ и сейсмической активности Земли явной закономерности не было выявлено. Даже сильные телесейсмические землетрясения не оказывают длительного воздействия на уровень МСШ. Они не повышают его значения на длительный период и выглядят на графиках в виде отдельных пиков.

*Авторы выражают благодарность своему научному руководителю к.г - м.н. Надежке Л.И. за ценные научные советы и внимание к работе.*

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ:

- 1 Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы группирования в сейсмологии/ Л.П. Винник. - М.: Наука, 1968. 104 с.
- 2 Рыкунов Л.Н., Старовойт О.Е., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Связь штормовых микросейсм с высокочастотными сейсмическими шумами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. №2. С. 88-91.
- 3 Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний // Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.

## **Диагностика массива горных пород при строительстве и эксплуатации объектов недропользования**

Замятин Алексей Леонидович, младший научный сотрудник  
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург  
A.zamyatin@mail.ru  
научный руководитель – д.т.н. Сашурин А.Д.

Развитие человеческой цивилизации всегда было связано с освоением и эксплуатацией новых территорий. В отсутствие нормальной дорожной инфраструктуры развитие и заселение Свердловской области и Урала происходило по водным артериям. Исторически сложилось так, что большинство современных городов и поселков возникло непосредственно на берегах рек и водоемов. В отсутствие нормальной дорожной инфраструктуры перемещение товаров и людских ресурсов происходило по рекам, в XX веке речные пути не стали справляться с возросшими потребностями, стали развиваться дороги с устойчивым покрытием. Строительство дорожной инфраструктуры потребовало строительство сложных инженерных сооружений через реки и водоемы Свердловской области.

Современные природно-техногенные катастрофы в сфере недропользования влекут за собой значительные социальные и экономические затраты и большие человеческие жертвы. Основная причина, как правило, заключается в недостаточной изученности структурно-тектонического строения массива горных пород, залегающего в основании данного сооружения и отсутствии исследований, направленных на изучение современной геодинамической подвижности тектонических нарушений при их наличии. Особое место среди подобного рода сооружений занимают мостовые переходы через реки, так как их русло всегда приурочено к тектонике. Выбор площадки для размещения подобных сооружений в настоящее время основывается лишь на критериях связанных с удобством расположения и снижении затрат на их строительство. При этом, не смотря на то, что нормативными документами рекомендуется проведение геофизических исследований в дополнение к обязательным инженерно-геологическим изысканиям, такие исследования либо не проводятся вовсе, либо проводятся в единичных случаях (наличие карстующихся пород и т.п.). Ярким примером такой ситуации является один из мостовых переходов, построенных на севере Свердловской области.

Исследования проводились после строительства моста, для определения причин его деформации. Опоры моста 2 и 3 после его строительства просели на 29,0 и 18,0 см, соответственно. Это привело к частичному разрушению мостового перехода, хотя величина нагрузки на опоры полностью соответствовала прочностным показателям основания, определенным как в процессе инженерно-геологических изысканий, так и по дополнительному бурению и опробованию после произошедшей деформации. Как показали геофизические и геодезические исследования, мост был построен в тектонически нарушенной зоне, обладающей современной геодинамической активностью (амплитуда колебаний по высоте до 4,5 см). Структурное строение территории изучалось с помощью геофизических методов, а геодинамика с помощью спутниковой геодезии. Геоэлектрическая модель участка и схема расположения приемников GPS приведена на рисунке 1.

Исследования геодинамической активности участка показали, что короткопериодные движения земной поверхности и сооружения происходят разнонаправлено. Земная поверхность в пределах тектонического нарушения испытывает вертикальные деформации (до 45 мм) и практически не испытывает горизонтальных деформаций (Рисунок 2). При исследовании подвижности земной поверхности относительно опор моста оказалось, что вертикальные движения в этом случае практически отсутствуют, а горизонтальные деформации максимальные (до 37-47 мм).

По результатам глубинных геофизических исследований было выявлено, что глубинное основание опор 2 и 3 представлено плывунами, образовавшимися в результате тектонической подвижности и представленными обводненным дезинтегрированным грунтом (Рисунок 3).

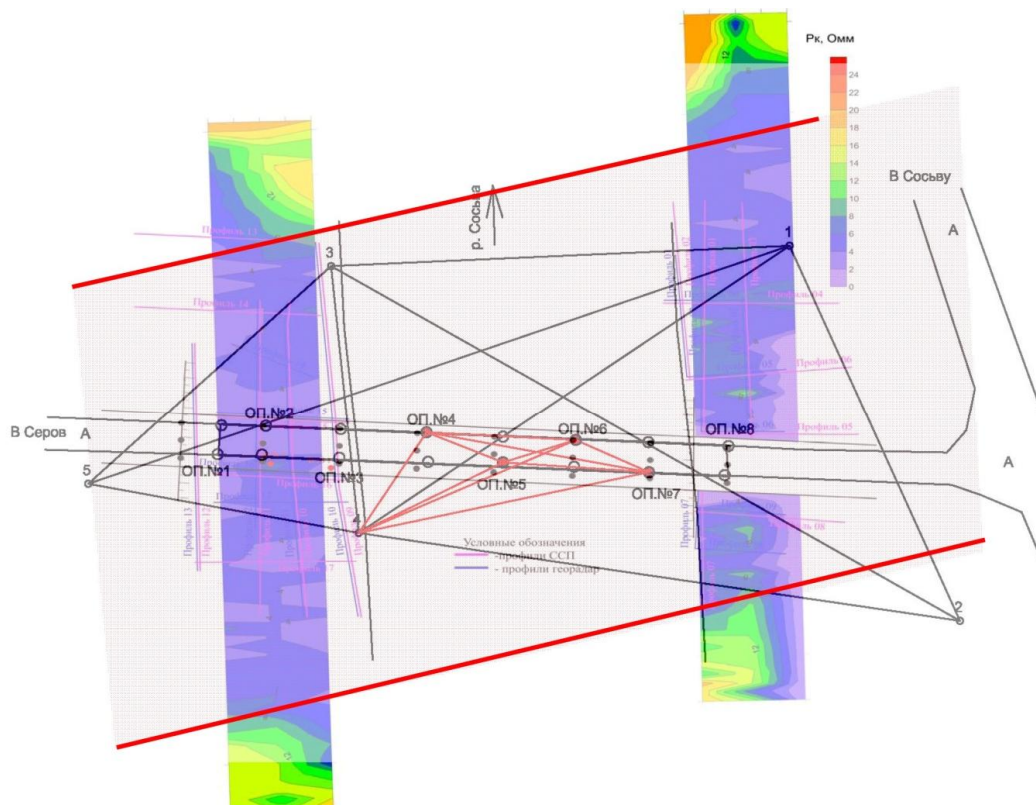


Рисунок 1 – Схема геодинимического полигона

Изменение геометрии интервала 3-5

№ пп	Время измерений	Смещения по осям координат, м			Вектор, м
		dN (СЮ), м	dE(ЗВ), м	dH, м	
0	5:30:00	0,000	0,000	0,000	0,000
1	5:45:00	0,001	0,000	0,002	-0,001
2	6:00:00	0,001	0,001	-0,017	0,003
3	6:15:00	0,000	0,001	-0,024	0,002
4	6:30:00	0,001	0,001	-0,043	0,006
5	6:45:00	0,001	0,001	-0,018	0,000
6	7:00:00	0,000	0,001	-0,023	-0,001
7	7:15:00	0,001	0,001	-0,025	-0,011
8	7:30:00	0,001	0,001	-0,023	-0,001
9	7:45:00	0,001	0,001	-0,009	-0,005
10	8:00:00	0,000	0,000	-0,003	-0,005
11	8:15:00	0,001	0,001	-0,013	-0,006
Миним. смещение, м		0,000	0,000	-0,043	-0,011
Максим. смещение, м		0,001	0,001	0,002	0,006
Амплитуда, м		0,001	0,001	0,045	0,017
Погрешность, мм		2,0	1,0	3,4	2,0

Изменение геометрии интервала 4-Оп.5

№ пп	Время измерений	Смещения по осям координат, м			Вектор, м
		dN (СЮ), м	dE(ЗВ), м	dH, м	
0	9:30:00	0,000	0,000	0,000	0,000
1	9:45:00	-0,007	-0,010	0,004	-0,013
2	10:00:00	-0,003	-0,006	0,001	-0,007
3	10:15:00	-0,003	-0,004	-0,001	-0,006
4	10:30:00	-0,015	-0,005	0,003	-0,015
5	10:45:00	-0,012	0,002	-0,001	-0,007
6	11:00:00	-0,004	0,002	0,000	-0,003
7	11:15:00	-0,040	-0,015	-0,001	-0,033
8	11:30:00	-0,022	-0,007	-0,001	-0,015
Миним. смещение, м		-0,040	-0,015	-0,001	-0,033
Максим. смещение, м		-0,003	0,002	0,004	-0,003
Амплитуда, м		0,037	0,017	0,005364	0,03
Погрешность, мм		2,0	1,0	3,4	2,0

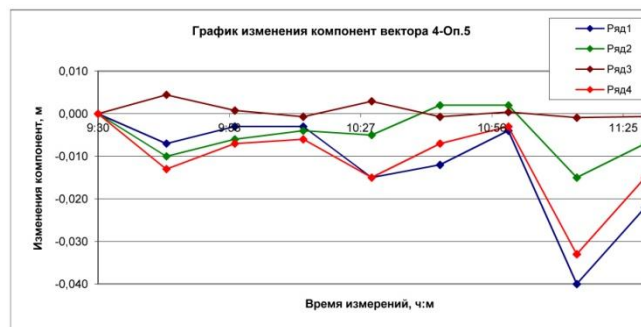
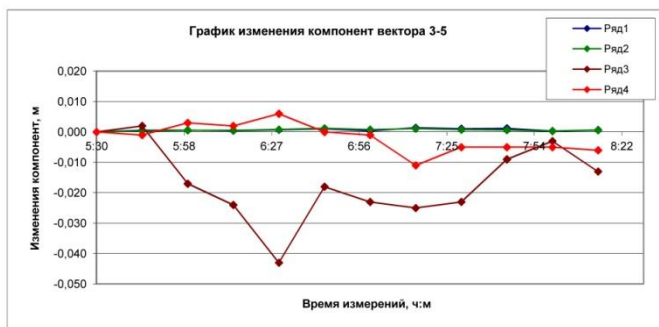


Рисунок 2 – Короткопериодные движения с интервалом измерений 15 минут

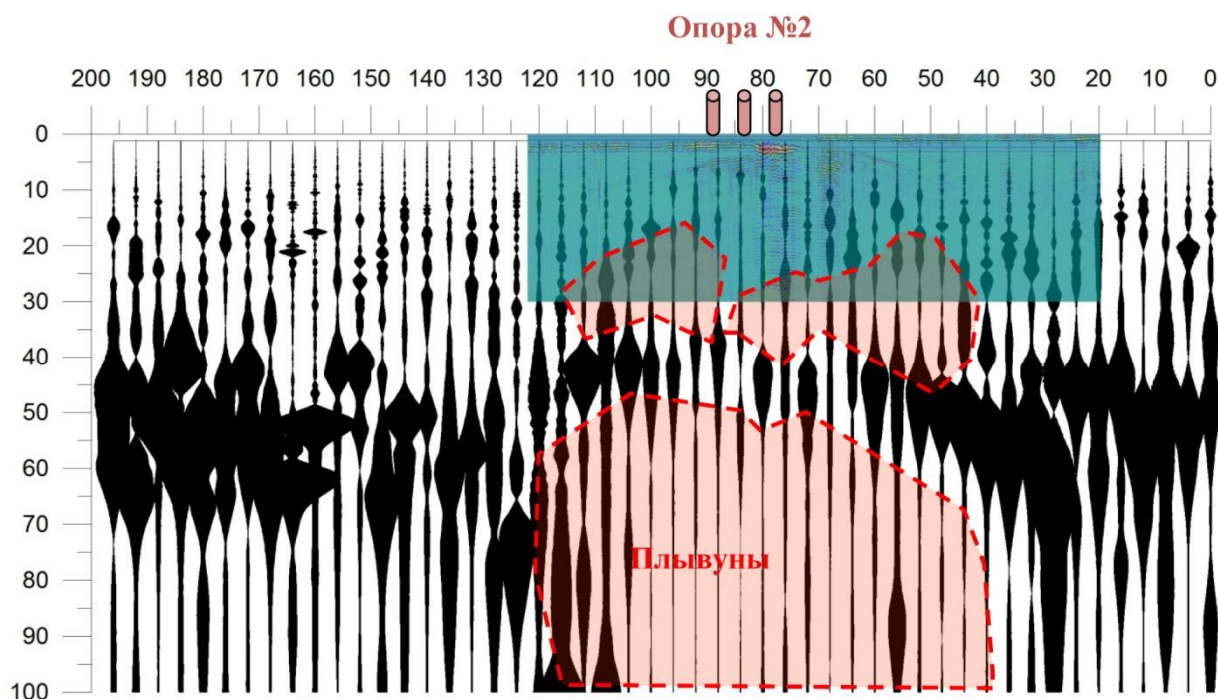


Рисунок 3 – Структурное строение основания опоры

В результате проведенных мероприятий по укреплению мостового перехода путем монтажа дополнительных свай и создания ростверка между дополнительными сваями и установленными опорами мост был приведен в устойчивое состояние и его проседание прекратилось. В настоящий момент мост эксплуатируется в штатном режиме.

На основании проведенных экспериментальных исследований следует сделать следующие выводы:

1. Свойства грунтов, получаемые при стандартных инженерно-геологических изысканиях, не дают полного представления о состоянии массива.

2. Для безопасного строительства и эксплуатации ответственных сооружений обязательно требуется проведение исследований структурно-тектонического строения горного массива, залегающего в его основании, а в случае выявления тектонических нарушений, изучение их геодинамической активности и состояния грунтов.

3. Современная геодинамическая активность не только определяет свойства грунтов (тиксотропия, пльвунистость, трещиноватость), но и оказывает влияние на прочностные свойства самого сооружения, вызывая усталостные деформации и разрушения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельник В. В., Замятин А.Л. Исследование и создание геолого-структурной и геомеханической модели участка недропользования [Текст] // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2005. – №4 – С. 226-230.
2. Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных разработок на месторождениях руд черных металлов Урала и Казахстана [Текст]: утв. Минмет СССР 02.08.90. – Свердловск: ИГД Минмета СССР. 1990. – 64с.
3. Гликман А. Г. Физика и практика спектральной сейсморазведки [Текст] /А.Г. Гликман [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book/index.shtml>.

## Анализ сейсмической активности различных структур Воронежского кристаллического массива за период 2000-2011 гг

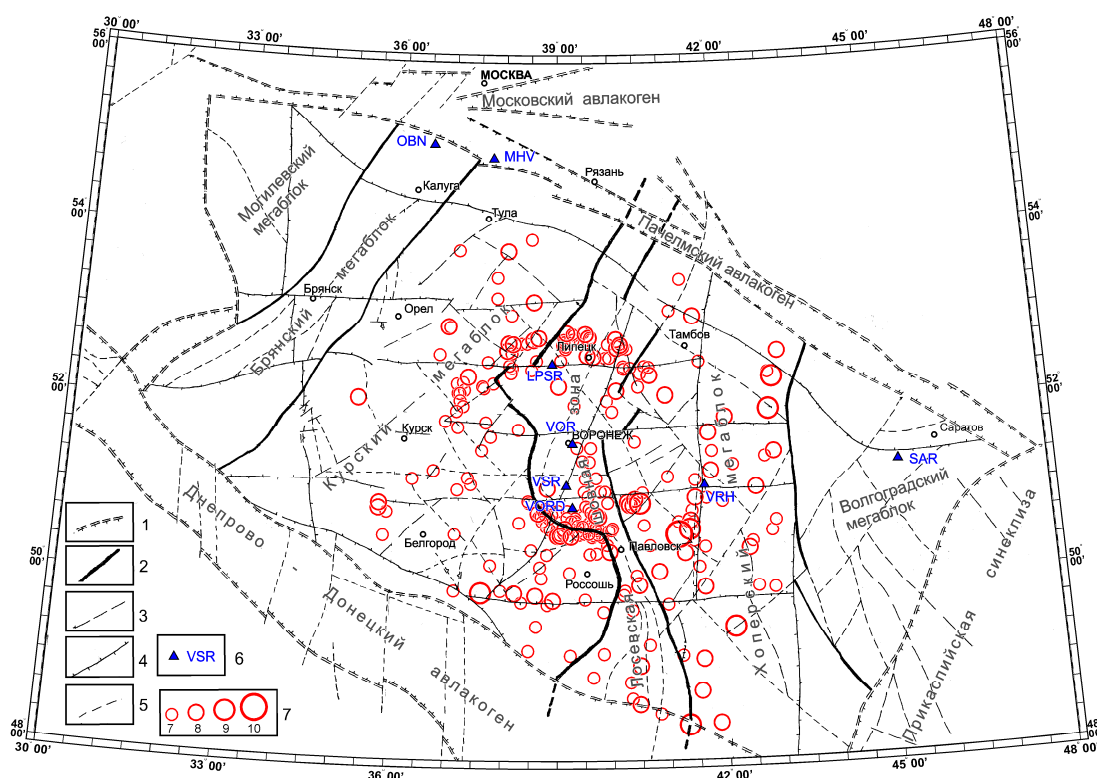
Захарова Л.А., Ефременко М.А., Пивоваров Р.С.

Воронежский государственный университет, Геофизическая служба РАН, г. Воронеж  
nadezhka@geophys.vsu.ru

Научный руководитель: к.г.-м.н. Надежка Л.И.

В настоящее время многими исследователями разделяется мнение о современной активности платформ [1-7]. Некоторые исследователи считают, что “активность зон асейсмичных (платформенных) регионов не уступает активности аналогичных зон в сейсмических областях” [3]. Наиболее ярким отражением тектонической активности является современная сейсмичность. Чаще всего изучение современной активности платформ имеет своей целью выделение геодинамически активных или геодинамически неустойчивых зон. Так считается, что разломы, которые сформировались в течение геологической эволюции платформенных территорий, в настоящее время продолжают активно развиваться. Таким образом, зоны разломов рассматриваются как зоны высокой активности в пределах платформ. Попробуем рассмотреть, так ли это на самом деле, на примере Воронежского кристаллического массива.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) является одной из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы. В соответствии с современными геолого-геофизическими данными ВКМ включает гетерогенные и в разной мере эродированные крупные структуры: Могилевский, Брянский, Курский, Хопёрский и Волгоградский мегаблоки и разделяющую Курский и Хопёрский мегаблоки, Лосевскую шовную зону (рисунок 1).



1 - условные границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; 2 – границы основных структур Воронежского кристаллического массива. Тектонические нарушения: 3 – первого порядка; 4 – второго порядка; 5 – третьего порядка; 6 – сейсмические станции; 7 – эпицентры землетрясений 7-10 класса.

Рисунок 1 Схема тектонических нарушений ВКМ с эпицентрами землетрясений

При анализе сейсмической активности исходным материалом послужили инструментальные данные о регистрации местных локальных событий за период 2000-2011 года, зарегистрированных в Курском, Хоперском мегаблоках и разделяющей их Лосевской шовной зоне.

Всего за указанный период было зарегистрировано порядка 400 локальных землетрясений 2-10 энергетического класса, в ходе обработки которых было определено пространственное положение эпицентров и приуроченность их к основным структурам ВКМ.

Рассмотрим соотношение количества землетрясений и общее количество выделившейся сейсмической энергии по отдельным мегаблокам ВКМ (рисунок 2).

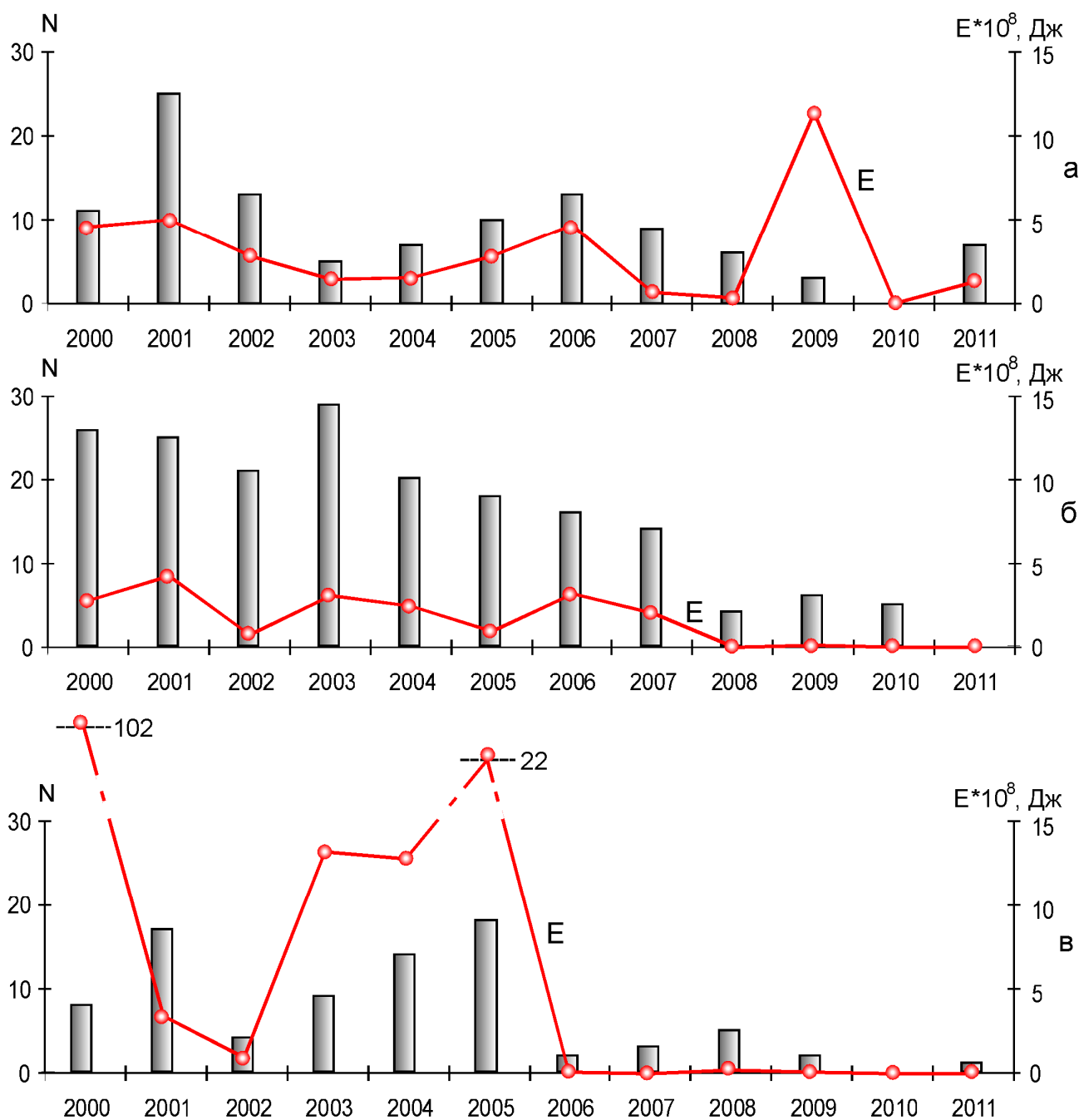


Рисунок 2 Распределение количества событий и выделившейся суммарной энергии по основным структурам ВКМ за период 2000-2011 гг.; а – Курский мегаблок ; б – Лосевская шовная зона ; в – Хоперский мегаблок

Из рисунка видно, что количество событий и выделившей энергии по каждой из структур различно. Так, Лосевская шовная зона при наибольших количествах событий характеризуется относительно малой энергией. Похожая ситуация отмечается и для мегаблока КМА. Исключение составляет 2009 год, когда произошло Купянское землетрясение 9-го энергетического класса [8]. Совсем иную картину можно наблюдать в Хоперском мегаблоке. Здесь, при наименьшем количестве событий наблюдается максимум выделившейся энергии. И именно в Хоперском мегаблоке произошло наиболее глубоководное и сильное землетрясение – Никольское ( $M=3,8$ ) [9]. При этом наиболее активными периодами являются 2000, 2003-2005 гг. В последние годы на ВКМ наблюдается период относительного затишья.

Рассмотрим подробно распределение событий по энергетическим классам внутри каждой из тектонической структур (рисунок 3).

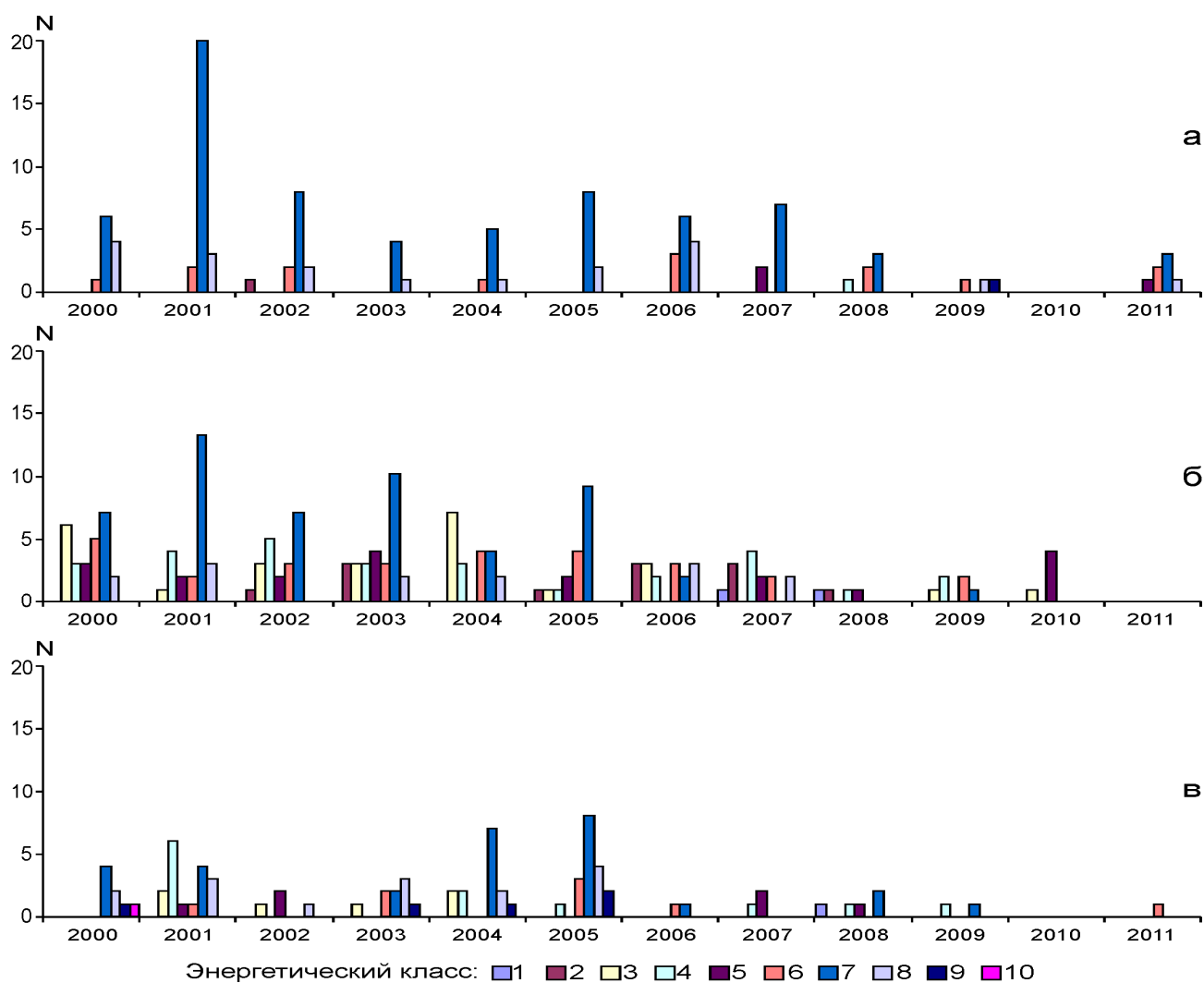


Рисунок 3 Распределение количества событий, зарегистрированных за период 2000-2011 гг по энергетическим классам: *а* – Курский мегаблок; *б* – Лосевская шовная зона; *в* – Хоперский мегаблок

Анализ рисунка 3 показывает, что для всех трех структур наиболее представительными являются землетрясения 7 класса. В Лосевской шовной зоне, которая представляет собой зону сочленения КМА и Хоперского мегаблоков, характеризующейся наибольшим количеством зарегистрированных событий, отмечается и значительная дифференциация их по энергетическому классу. Данная ситуация, по-видимому, связана со структурно-геологическими и тектоническими характеристиками среды.



Из сказанного следует, что характер сеймотектонических процессов в крупных структурах ВКМ – Курском, Хоперском мегаблоках и Лосевской шовной зоне - существенно различный. Наиболее активно сеймотектонические процессы проявляются в Лосевской шовной зоне, однако, по количеству выделившейся сейсмической энергии Хоперский мегаблок имеет явное преимущество.

*Авторы выражают благодарность своему научному руководителю к.г - м.н. Надежке Л.И. за ценные научные советы и внимание к работе, а также м.н.с. ЛСМ ВКМ ГС РАН Пивоварову С.П. за предоставленные каталоги локальных событий.*

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Грачев А.Ф. Напряженное состояние и сейсмическая активность литосферы платформ: влияние удаленности от срединно-океанического хребта/ А.Ф. Грачев, Ш.А. Мухамедиев// Физика Земли. –1995. –№ 7. –С. 14–19.
2. Ермаков Б.В. Современная активность литосферы по геофизическим данным/ Б.В. Ермаков, В.Н. Семов, Ю.К. Щукин // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. –С. 8–23.
3. Касьянова Н.А. Современная аномальная геодинамика недр и ее влияние на объекты нефтегазового комплекса/ Н.А. Касьянова, Ю.О. Кузьмин// М.: Геоинформмарк, 1996. –55 с.
4. Грачев А.Ф. Современные движения земной коры и сейсмичность/ А.Ф. Грачев, И.В. Калашников, В.А. Магницкий// Изв. АН СССР. Физика Земли. -1990. –№11. –С.3-12.
5. Макаров В.И. Современные геодинамически активные зоны платформ/ В.И. Макаров, А.Л. Дорожко, Н.В. Макарова, В.М. Макеев// Геоэкология. –2007. – №2. –С. 99-110.
6. Щукин Ю.К. Глубинная геология и сеймотектоника (успехи и неудачи)/ Ю.К. Щукин// Матер. Междунар. конф. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. –С. 7–9.
7. Щукин Ю.К. Сейсмическая чувствительность литосферы Восточно-Европейской платформы/ Ю.К. Щукин// Геологические опасности: Материалы XV Всерос. конфер. – Архангельск: АНЦ УрО РАН, 2009. –С. 506-510.
8. Надежка Л.И. О землетрясениях на территории Ворон. крист массива/ Л.И. Надежка, С.П. пивоваров, М.А. Ефременко, А.Е. Семенов// Вестник ВГУ. Серия геология. – Воронеж, 2010 – С. 233-241
9. Надежка Л.И. Землетрясение 31 марта 2000 года в восточной части Ворон. крист массива по данным группы сейсмостанции «Воронеж»/ Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, И.П. Гапсаторова// Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. – Мат. Межд конф. – Воронеж, 2001 г. – С. 146-149.

## **Геофизическое исследование зоны комбинированной разработки Гороблагодатского железорудного месторождения.**

Зуев Павел Игоревич, младший научный сотрудник  
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург  
zuev@igduran.ru  
научный руководитель – д.т.н. Сашурин А.Д.

Особое место в геофизических изысканиях занимает диагностика состояния массивов горных пород подработанных территорий, с целью дальнейшей эксплуатации их наземного сегмента. Практика показывает, что методы, применяемые для диагностики, являют собой достоверную картину состояния горного массива, что на практике подтверждается другими, различными геофизическими, геологическими и геодезическими методами изысканий.

Не менее важными объектами изысканий являются горные массивы, одновременно разрабатываемые подземным и открытым способами. В данном случае изыскания проводились на объекте такого типа, Гороблагодатском железорудном месторождении, разрабатываемом комбинированным открыто-подземным способом. Впервые вопрос о безопасности такого типа разработки был поставлен в 1976 году, когда решением разрабатывать открыто запасы карьерного предохранительного целика, отделявшего Центральный карьер от зоны влияния подземных работ шахты Южная, произошло непосредственное перекрытие зон открытой и подземной разработок. Южный борт карьера был разнесен непосредственно в зону обрушения шахты. Зона обрушения была засыпана породами вскрыши, по которым были нарезаны уступы борта. Успешная отработка запасов предохранительного целика обеспечивалась научными проектами [1], в соответствии регламенту действующих нормативных документов [2,3], и ведением мониторинга процесса сдвижения.

Так как большой вероятностью для объекта такого типа отработки является образование воронок, провалов и обрушений в зоне разработки открытым типом, что обусловлено наличием пустот техногенного характера непосредственно под карьером, было принято решение использовать спектральное сейсмопрофилирование массива (ССП), позволяющее оценить состояние пород и наличие пустот на глубину до 250 м. Выбор этого метода геофизических исследований обоснован его хорошей разрешающей способностью для решения поставленных задач и большим опытом проведения соответствующих исследований на рудных месторождениях при открытом способе отработки. Метод хорошо зарекомендовал себя для оценки структурного строения и геомеханического состояния массива горных пород на рудных месторождениях.

Суть метода в использовании зависимости между спектральным составом собственного колебательного процесса, возникающего при ударном воздействии на поверхность породного обнажения, и структурным строением зондируемой породной толщи. Структурные неоднородности массива, выявляемые с его помощью, представляют собой поверхности, по которым спайность или сцепление отсутствуют. По этим контактам происходит проскальзывание смежных структурных блоков при возбуждении в них собственных упругих колебаний, вследствие чего можно выявлять подвижные структуры даже в тех случаях, когда они разделены сомкнутыми трещинами. Для проведения замеров используется мелкосерийная аппаратура НТФ «Геофизпрогноз». Упругие колебания массива возбуждаются вручную путем нанесения короткого удара по породному обнажению в непосредственной близости от сейсмоприемника. В ходе работ прокладываются профили в области исследуемого объекта, их расположение и количество точек съемки на профиле выбирается исходя из различных условий.

В настоящее время Центральный карьер Гороблагодатского месторождения достиг по глубине отметки +60 м и имеет параметры: длина по верху – 1450 м, по низу –

520 м; длина по верху – 1100 м, по низу – 40 м; максимальная глубина карьера – 200 м. На момент прекращения горных работ западный, северный и восточный борта карьера находились частично в погашенном положении до горизонтов +80 м +162 м. Южный борт карьера на участке зоны воронкообразования от подземных горных работ шахты Южной находится в промежуточном положении.

Горно-геологические условия отработки Гороблагодатского месторождения вполне благоприятны для отработки его открытым способом. Железные руды и вмещающие породы в целом по месторождению достаточно устойчивы и только в зонах тектонических нарушений устойчивость пород снижается, что влияет на величины углов откосов уступов и бортов карьера.

Тектонические нарушения приурочены к двум направлениям – субмеридиональному и субширотному. Тектонические нарушения указанных двух направлений характеризуются хорошо выраженными плоскостями смещения с глиной трения и сопровождаются зонами дробления, мощность которых достигает нескольких метров. Характерной особенностью нарушений является хорошо выраженный плоскостной характер их и крутое, почти вертикальное падение. Все они имеют довольно сложное строение.

На Центральном карьере полевые работы по исследованию степени подработанности массива горных пород проведены на уступах зоны перекрытия подземных и открытых работ и на прилегающих территориях в пределах зоны обрушения прошлых лет и современной, формирующейся от проводимых в настоящее время подземных разработок. Всего на исследуемой территории было пройдено 9 профильных линий общей протяженностью около 2600 м.

Длины профильных линий в зависимости от рельефа составляли от 90 до 730 метров. Шаг зондирования на профильных линиях равен 5 метрам, что исключает пропуск пустот в массиве, способных вызвать внезапное образование провалов и воронок обрушения. Все работы проводились с соблюдением мер безопасности с предварительной оценкой состояния уступов.

В соответствии с целью работы, глубина зондирования составляет 250 метров, что позволяет в западной части зоны перекрытия достичь лежачего бока, а в восточной части, где современные горные работы на шахте ведутся на отметках – 160 м и – 240 м (глубина от поверхности 420 – 500 м), охватить зондированием толщу, достаточную для обеспечения безопасности ведения открытых работ.

Далее в результате проведенной интерпретации по всем профильным линиям построены спектральные сейсморазрезы, отражающие степень дезинтеграции массива горных пород в результате сдвижения от подземных разработок. Для обоснованной оценки возможности ведения открытой разработки в зоне перекрытия карьера с подземными работами профили спектрального сейсмозондирования расположили таким образом, чтобы охватить исследованиями все временные стадии образования зоны обрушения от разработки верхних горизонтов +120 м, + 60 м до современных действующих горизонтов – 160 м и -240 м. Это дало возможность оценить состояние подработанного массива горных пород с различными сроками существования зоны обрушения от нескольких десятков лет до современных действующих и развивающихся участков. Исследования методом спектрального сеймопрофилирования выявили зоны распространения трех специфических состояний массива горных пород: зоны дезинтегрированных пород, образовавшиеся в тектонических нарушениях; зоны дезинтегрированных пород, возникшие под воздействием процесса сдвижения; зоны первичных пород, сохранивших в той или иной мере исходную структуру массива горных пород. Зоны дезинтегрированных пород, связанные с тектоническими нарушениями, проявляются в том случае, когда профильная линия проходит непосредственно по тектоническому нарушению, совпадая с ним по направлению.

Из трех стадий структурно-вещественного преобразования подработанного массива горных пород осталась завершающая стадия – затухание деформаций и оседаний за счет уплотнения и консолидации дезинтегрированных пород [5]. Поведение массива горных

пород на этой стадии в процессе ведения открытой разработки зависит от полноты развития процесса сдвижения на предшествующих стадиях. Полный его цикл включает обрушение налегающей толщи в выработанное пространство и последующее уплотнение обрушенных пород, которое зависит от параметров конкретного выработанного пространства и общей степени подработанности участка. При небольших размерах изолированных участков в условиях неполной подработки процесс уплотнения может задержаться и выработанное пространство будет заполнено разрыхленными породами. При вскрытии таких участков возможно развитие локальных мульд сдвижения.

В результате геофизических изысканий были сделаны следующие выводы:

- участок перекрытия подземных и открытых горных работ находится в зоне обрушения от подземных разработок прошлых лет, где уже завершилась активная стадия процесса обрушения идет уплотнение обрушенных пород;

- в массиве горных пород зоны обрушения прошлых лет отсутствуют пустоты, способные вызвать внезапные образования провалов и воронок обрушения.

Таким образом, геофизические исследования состояния массива горных пород в зоне обрушения выявили два важных обстоятельства в прогнозе развития процесса сдвижения и для принятия мероприятий по обеспечению безопасности открытых горных работ. Во-первых, при мозаичной картине чередования зон с различной степенью дезинтеграции горных пород параметры открытых горных работ должны приниматься исходя из условий, что массив существенно потерял свои прочностные и деформационные характеристики за счет воздействия процесса сдвижения. Во-вторых, в общей картине деформационных процессов будут иметь место локальные мульды сдвижения, в которых процессы оседаний будут происходить более интенсивно и могут достичь критериев зоны обрушения, т.е. более 250 мм.

### **Литература:**

1. Исследования по безопасному ведению открытых горных работ Центральным карьером ГБРУ в зоне обрушения шахты «Южной». / Отчет о НИР ИГД УрО РАН. Рук. Сашурин А.Д. Екатеринбург. -1976. -39 с.

2. Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных разработок на месторождениях руд черных металлов Урала и Казахстана. Утв. Минметом СССР 02.08.1990. Согл. Госпроматом надзором СССР 21.06.1990. Свердловск. - 1990. – 64.

3. Гликман А.Г. Физика и практика спектральной сейсморазведки. Internet. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book/index.shtmс>.

4. Исследование деформационных процессов и разработка рекомендаций по безопасному ведению открытых горных работ в подработанном массиве Западного борта Медноруднянского карьера. Отчет о НИР ИГД УрО РАН. Рук. Сашурин А.Д. Екатеринбург. - 2004. -76 с.

5. Исследование структуры и степени подработанности подземной добычей массива горных пород борта карьера и разработка рекомендаций по безопасной отработке карьера геологического блока №15. Отчет о НИР ИГД УрО РАН. Рук. Сашурин А.Д. Екатеринбург. - 2011. -49 с.

## Корреляция коэффициента проницаемости с параметрами сейсмоакустической эмиссии при различной насыщенности терригенных коллекторов

Иванов Данил Борисович, инженер  
Антропова Марина Александровна, инженер  
научный руководитель: д.г.-м.н. Иголкина Г.В.  
Институт геофизики УрО РАН

В работе [1] описан опыт корреляции коэффициента проницаемости с изменением спектральной плотности энергии во всем частотном диапазоне регистрации САЭ и сделан вывод о том, что в процессе облучения насыщенного объекта силовым акустическим воздействием коэффициент корреляции изменяет свое значение в сторону увеличения. При анализе данных каротажа САЭ весьма перспективным методом [2,3] показало себя преобразование Гильберта-Хуанга (ННТ), основанное на совокупности эмпирической декомпозиции сигналов (EMD) и преобразовании Гильберта. Результатом EMD являются «существенные функции» (IMF), которые представляют собой колебательный режим, как часть простой гармонической функции, но вместо постоянной амплитуды и частоты, как в простой гармонике, у IMF переменная амплитуда и частота, как функции времени.

Для корреляции были отобраны несколько скважин по нескольким нефтяным месторождениям и объектам Западной Сибири. Эти скважины являлись скважинами «нового» фонда, т.е. впервые пробуренные, обсаженные, но еще не перфорированные. В обсаженных скважинах проводился каротаж САЭ, затем интервал исследования перфорировался, и скважины давали приток с определенным процентом обводненности продукции. Список скважин (объектов) исследования методом КСАЭ и результаты работы скважин приведены в таблице 1.

Таб. 1. Результаты работы скважин.

Скважина	Индекс пласта	Месторождение	Насыщенность	% воды
1	БС10/2+3	Тевлинско-Русскинское	Нефть	2
2	ЮВ1	Ватьеганское	Нефть	19
3	ЮВ1	Ватьеганское	Нефть+вода	55
4	ЮВ1	Ватьеганское	Вода+нефть	92
5	ЮС1	Южно-Ягунское	Вода	100

Для каждой скважины было осуществлено преобразование Гильберта-Хуанга и получены соответствующие IMF для каждой точки интервала исследования КСАЭ. Затем для каждой IMF была определена доминантная частота и её энергетический вклад в сигнал.

Коэффициент корреляции вычислялся между коэффициентом проницаемости  $K_{пр}(h)$  и изменением энергии САЭ  $dW(h,f)$  для каждого интервала глубины скважины ( $h$ ). При этом изменения энергии САЭ определяются как прирост или уменьшение энергии после акустического воздействия, в процентном отношении для каждой IMF, вычисленной методом Гильберта-Хуанга. Такое вычисление производится для каждого исследуемого интервала глубины. Весь частотный диапазон разбивается на пять представительных поддиапазонов, индивидуального для каждого объекта и месторождения. Динамика энергии САЭ в каждом поддиапазоне является суммарной энергией входящих в него IMF. Таким образом, получается, пять частотно-зависимых коэффициентов корреляции для каждой скважины и соответствующего объекта исследований пласта (рисунки 1-5). Как видно из рисунков, в случае нефтенасыщенного интервала (рисунки 1,2) наклон линии тренда в направлении уменьшения с ростом величины  $K_{пр}$  для всех пяти выделенных поддиапазонов. По мере увеличения процента обводненности (рисунок 3), меняется наклон линий тренда для различных частотных диапазонов. В случаях с максимальной обводненностью продукции (рисунки 4,5) наклон линий тренда становится в сторону увеличения при увеличении  $K_{пр}$ .

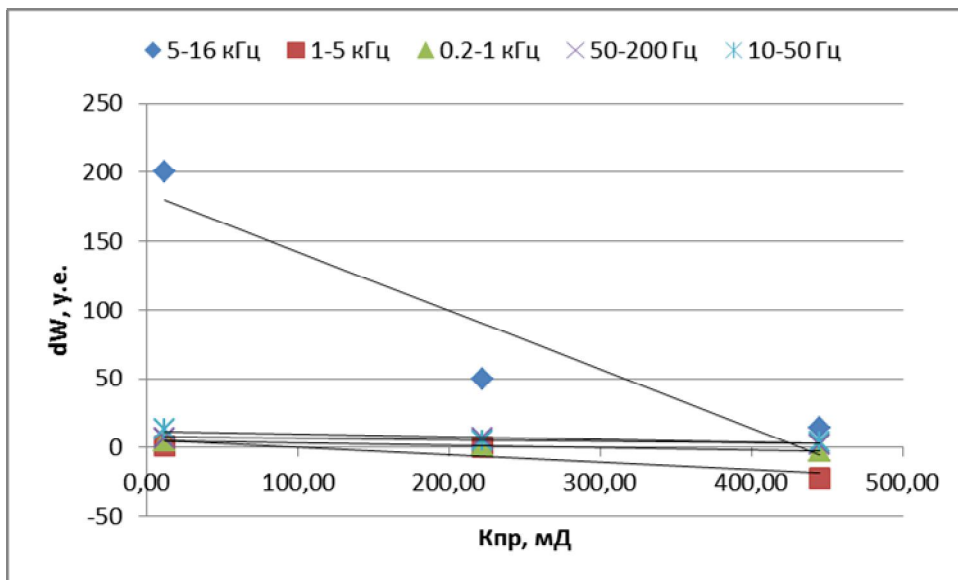


Рис.1. Скважина №1.

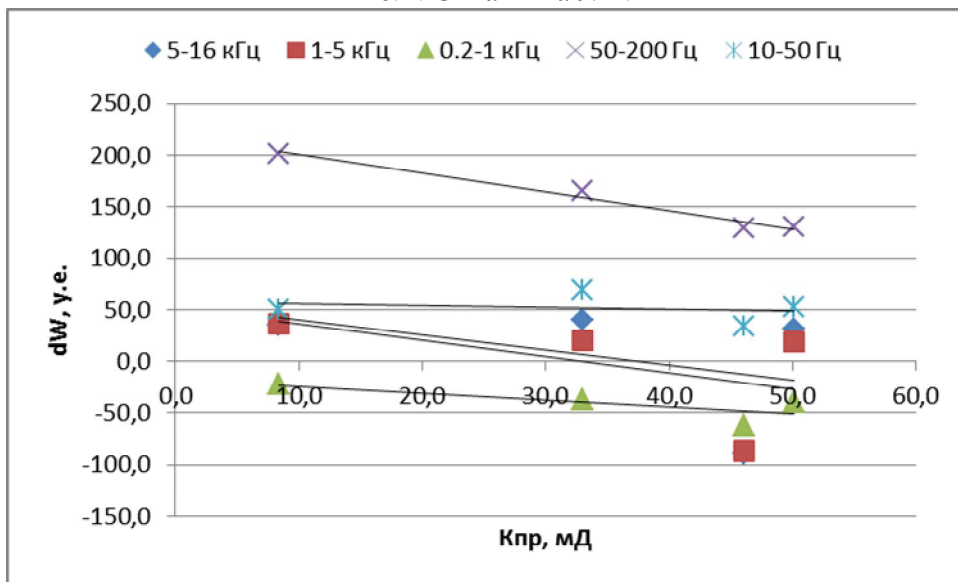


Рис. 2. Скважина №2.

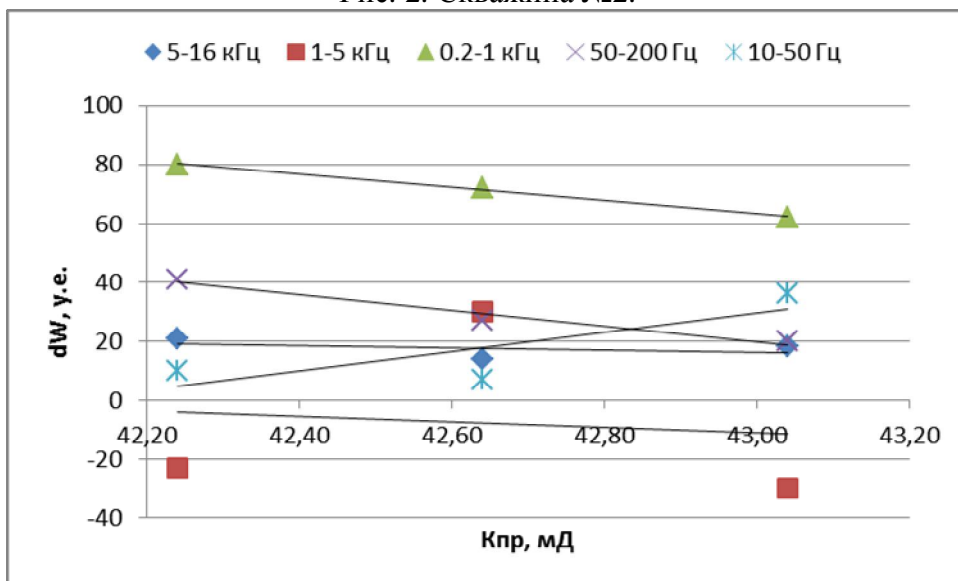


Рис. 3. Скважина 3.

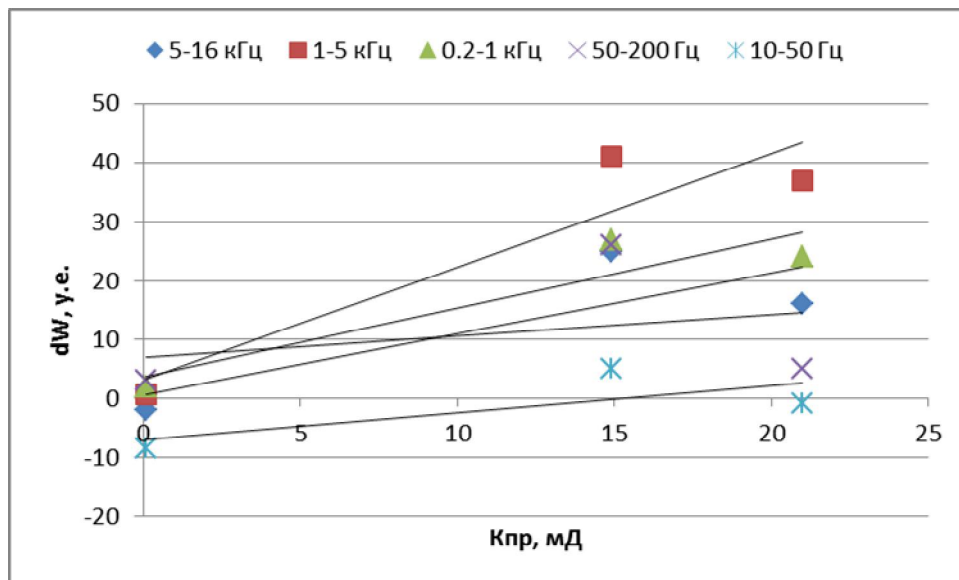


Рис. 4. Скважина 4.

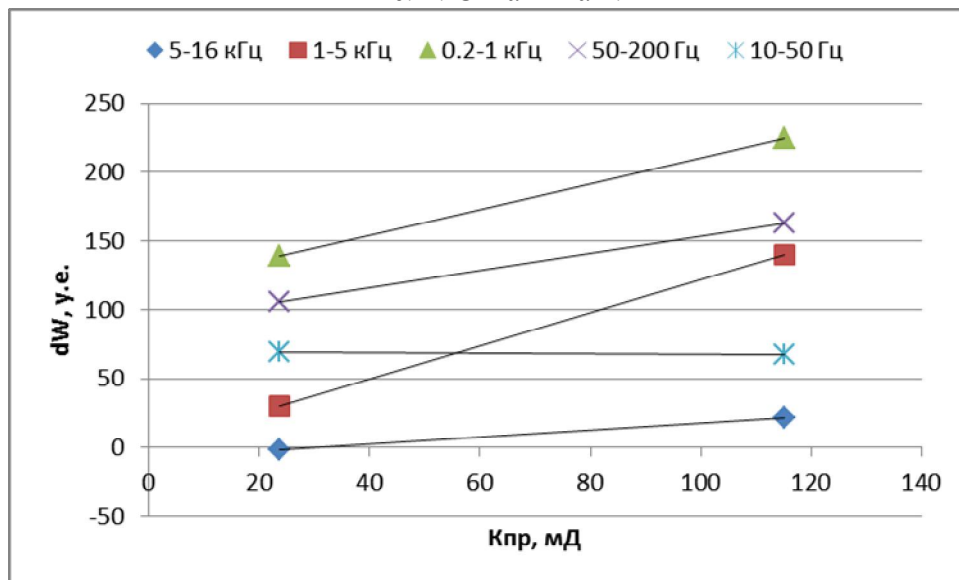


Рис. 5. Скважина №5.

По мере увеличения обводненности меняется наклон линий тренда на, следовательно, это можно использовать при качественном определении характера текущей насыщенности пластов коллекторов. В заключении, авторы выражают благодарность за помощь в написании статьи д.г.-м.н. Иголкиной Галине Валентиновне и к.т.н. Дрягину Вениамину Викторовичу. Работа выполнена при частичной поддержке молодежного гранта УрО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С. Корреляция проницаемости терригенных коллекторов с вызванной сейсмоакустической эмиссией Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008, с.93-95.
2. Иванов Д.Б. Применение преобразования Гильберта-Хуанга для анализа сигналов сейсмоакустической эмиссии в нефте- и водонасыщенных пластах. Одиннадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник докладов. Екатеринбург, 2010, с.104-106.
3. Иванов Д.Б., Бабуркина М.А. Анализ изменения частотного состава сигналов естественной и вызванной сейсмоакустической эмиссии. Двенадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь, 2011, с.86-90.

## **Применение кластерного анализа для идентификации сейсмических событий с региональных расстояний**

Иванова Екатерина Владимировна, инженер-исследователь  
Сектор сейсмического мониторинга Севера Русской плиты ГС РАН, Архангельск;  
младший научный сотрудник  
Институт экологических проблем севера УрО РАН, Архангельск  
kredalamber@yandex.ru

**Аннотация.** Применение кластеризации на основе набора кинематических и динамических параметров событий с региональных расстояний позволяет получать заключение о типе и локализации источника и таким образом решать задачу идентификации сейсмических событий по типу источника, что в конечном итоге повышает качество мониторинга сейсмических процессов на исследуемой территории.

Проведение сейсмического мониторинга на платформенных территориях характеризуется особенностью, связанной с регистрацией на записях сейсмических станций большого количества событий разнообразной природы, схожих по внешнему виду (слабые тектонические землетрясения, промышленные взрывы, транспортные шумы и т.д.). Поэтому задача идентификации регистрируемых локальных и региональных сейсмических событий по типу источника имеет первоочередное значение для проведения качественного мониторинга сейсмических процессов на исследуемой территории.

Задача идентификации сейсмических событий в случае многообразия типов источника имеет нетривиальное решение. В сейсмологии подобные задачи решают с использованием методов математической статистики. Так, в работе [1] было предложено для разделения событий по типам источников использовать процедуру классификации с использованием правила Байеса; позднее данный способ неоднократно использовался для разделения подземных ядерных взрывов и землетрясений на телесеизмических расстояниях в [2,3]. Для идентификации событий по форме огибающей в различных частотных полосах получило большое распространение использование кластерного анализа – например, в работах [4,5] подобный анализ авторы успешно применяют для идентификации записей на Северном Кавказе.

В то же время, практически отсутствуют работы, в которых при использовании статистических методов входными данными выступали бы не формы огибающих или образы событий, а сочетание определенных кинематических и динамических параметров, характеризующих данное событие. С одной стороны, использование сочетания кинематических и динамических параметров усложняет процесс идентификации, но, с другой стороны, повышается его эффективность в случае многообразия типов источников. Так, было показано [6], что использование кластерного анализа по совокупности некоторых кинематических и динамических параметров для локальных событий, регистрируемых на записях сейсмических станций Архангельской сети, успешно применимо для решения задачи идентификации сейсмических событий по типу источника на локальных расстояниях.

Сейсмические события, регистрируемые Архангельской сетью станций на региональных расстояниях, в подавляющем большинстве имеют два типа источника – тектонический, обусловленный естественной сейсмичностью, и техногенный, связанный с деятельностью в регионе крупных промышленных карьеров. Решение задачи идентификации в этом случае имеет приоритетное значение, т.к. позволит минимизировать попадание в сейсмический каталог сети информации о событиях техногенной природы.

В Архангельской области и на сопредельных с ней территориях (Вологодская и Мурманская области, республика Карелия, а также Финляндия, Швеция, Эстония) функционирует большое количество промышленных карьеров. Если для промышленных карьеров Архангельской области, располагающихся на локальных расстояниях, задача



идентификации была успешно решена ранее [7], то для карьеров на сопредельных территориях, располагающихся на региональных расстояниях, решение задачи на основе сопоставления фаз P и S сильно осложняется по следующим причинам: а) большое количество функционирующих промышленных карьеров, взрывы из которых регистрируют сейсмические станции Архангельской сети; б) большой диапазон вариаций кинематических и динамических параметров для взрывов из разных карьеров, что затрудняет выделение общих признаков, характерных для взрывов; в) часть взрывов регистрируются на записях со слабыми вступлениями фаз P и S, что затрудняет достоверное определение их динамических параметров. Данные затруднения преодолимы при использовании статистических методов.

Для решения задачи идентификации с использованием кластерного анализа необходимо в первую очередь сформировать исходный массив данных кинематических и динамических параметров, характеризующих события разных типов. Затем, для каждого нового события неизвестной природы, определяется своя совокупность кинематических и динамических параметров, которая вместе с исходным массивом данных анализируется агломеративным методом кластерного анализа. Конечным результатом является древовидная диаграмма, по которой можно определить, к какому из классов, сформированному в зависимости от типа источника, относится анализируемое событие.

В качестве рабочей входной анализируемой выборки были взяты закодированные по двух- и трехбалльным шкалам (есть/нет либо не выражен/присутствует/выражен ярко) 25 кинематических и динамических параметров, проанализированных и сформулированных для взрывов из 14 различных карьеров с сопредельных с Архангельской областью территорий. К этой выборке добавлялись закодированные параметры для обследуемого события. Полученная таблица помещалась в программу STATISTICA 6.0, далее применялся агломеративный метод иерархической классификации с определенными параметрами, который позволяет получить иерархическое дерево, отражающее степень сходства между различными объектами.

Полученные таким образом дендрограммы для различных анализируемых событий содержат как сведения о природе источника данного события, так и информацию о локализации события взрывного типа. Так, на рисунке 1 приведена дендрограмма для определения природы тестового события №1 - им в данном случае являлось землетрясение, произошедшее на территории республики Коми 22 сентября 2008 года с магнитудой 2.7.

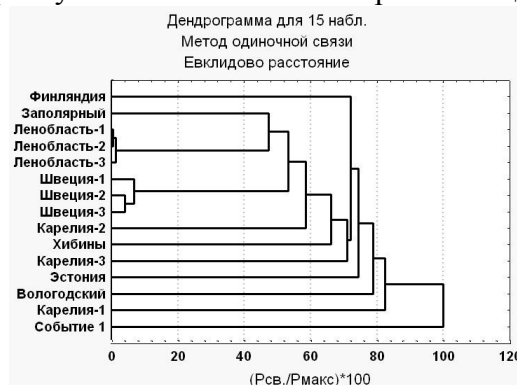


Рисунок 1 – Дендрограмма для выборки с тестовым событием №1

Видно, что Событие 1 образует совершенно отдельно стоящий кластер от кластеров, содержащих события из карьеров. Отсюда следует вывод о том, что событие №1, в соответствии с заданным набором признаков, не является взрывом ни из какого из 14 известных карьеров, и с большой долей вероятности имеет вообще невзрывное происхождение (в данном случае - тектоническое).

Аналогично, на рисунке 2 показана дендрограмма для анализа тестового события №2 – им являлся взрыв в одном из карьеров на территории республики Карелия. Согласно схеме, элементы Событие 2 и Карелия-1 находятся на некотором относительном расстоянии по своим признакам, и образуют отдельный кластер. Соответственно, Событие 2 с большой долей вероятности является взрывом из указанного карьера.

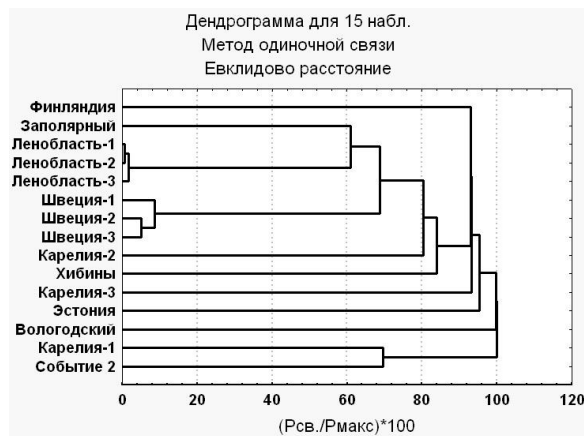


Рисунок 2 – Дендрограмма для выборки с тестовым событием №2

Таким образом, предложенный метод позволяет по набору формальных признаков автоматически установить с определенной точностью природу и локализацию наблюдаемого на записи сейсмического события. Следует отметить, что результаты метода напрямую зависят от исходной анализируемой выборки, поскольку исследуемые события будут кластеризоваться с известными, заложенными в таблицу, карьерами. С другой стороны, подобный статистический подход позволяет создавать самообучающиеся системы, которые могут «обучаться» классифицировать и разделять землетрясения и взрывы по мере роста числа анализируемых объектов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта молодых ученых и аспирантов Учреждения Российской академии наук Уральского отделения РАН за 2012 год, при частичной поддержке программы Президиума РАН, проект № 12-П-5-1009. Автор приносит свою благодарность старшему научному сотруднику лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН, к.т.н. Морозову А.Н., за помощь в подготовке материала.

### Литература:

1. Писаренко В.Ф., Раутиан Т.Г. Статистическая классификация по нескольким признакам // Машинная интерпретация сейсмических волн / Сб. Вычислительная сейсмология. Вып.2, М.: Наука. 1966. С. 150-182.
2. Кедров О.К., Ан В.А., Лаушкин В.А., Люкэ Е.И., Овчинников В.М., Поликарпова Л.Д. Методы контроля подземных ядерных взрывов по сейсмическим данным на эпицентральных расстояниях свыше 500 км // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 12. С.31-46.
3. Кедров О.К., Люкэ Е.И. Распознавание ядерных взрывов и землетрясений в Евразии по сейсмическим данным на региональных расстояниях // Изв. РАН. Физика Земли. 1999. № 9. С. 52-75.
4. Chernobay I.P., Gabsatarova I.P. Source classification in the Northern Caucasus // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. – 133. P. 183–201.
5. Chernobay I.P., Gabsatarova I.P. 1796. Discrimination between chemical explosions and earthquakes in Northern Caucasus // XXIX General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior. IASPEI 1997. Book of abstracts. August 18–28, Thessaloniki, Greece, 1997. С. 231–231.
6. Иванова Е.В., Конечная Я.В. О возможности применения кластерного анализа для классификации локальных сейсмических событий по данным сейсмических станций // Одиннадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник докладов. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2010. с. 107-109.
7. Французова В.И., Николаев А.В., Морозов А.Н. Идентификация промышленных взрывов по данным региональной сейсмометрии в Архангельской области // Геоэкология. Инженерная сейсмология. Гидрогеология. Геоэкология. 2010. №5. С. 433-445.

## Экспериментальные исследования анизотропии магнитоакустической эмиссии пирротинов

Иванченко Сергей Викторович, студент IV курса  
Уральский государственный горный университет  
SurOga@mail.ru

В 1924 году Хипс обнаружил, что при перемагничивании ферромагнетика, помимо скачков Э.Д.С. в намотанной на образец катушке, происходит образование акустического шума. В результате чего, каждый скачок является источником механических колебаний всего образца.

На основе многочисленных экспериментов выяснилось, что явление магнитоакустической эмиссии (МАЭ) связано с процессами изменения доменной структуры материалов.

Природные ферромагнетики, кристаллизуясь в различных термодинамических и физико-химических условиях, в своём химическом составе и магнитной структуре несут генетическую информацию об этих условиях.

При перемагничивании образца явление магнитоакустической эмиссии связано с двумя процессами: смещением доменных границ (МАЭ 1-го рода), вращением векторов магнитных моментов (МАЭ 2-го рода).

Источником магнитоакустической эмиссии при перемагничивании ферромагнетиков, по современным представлениям, являются локальные участки магнитоакустических деформаций, происходящих при перестройке доменных границ.

Впервые работы по применению магнитоакустической эмиссии для изучения природных ферромагнетиков начались в Институте геофизики УрО РАН и продолжаются по настоящее время [1].

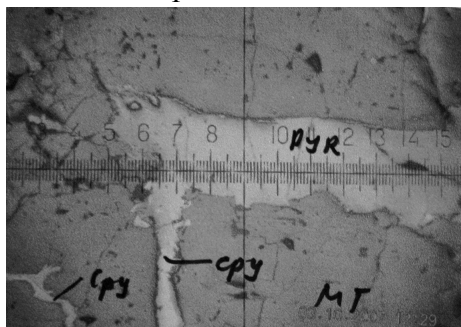


Рис. 1 Фотография пирротина.  
Образец № 10.

Для исследования были отобраны образцы сульфидных руд содержащих пирротин. Пирротин (рис. 1.) это магнитный колчедан, минерал из класса сульфидов состава  $Fe_nS_{n+1}$ . В виде примеси входят Ni, Co. Пирротин образуется из горячих растворов при понижении концентрации диссоциированных ионов  $S^{2-}$ . Имеет широкое распространение в гипогенных месторождениях медно-никелевых руд, связанных с ультраосновными породами; также в контактно-метасоматических месторождениях и гидротермальных телах с медно-полиметаллическим, сульфидно-касситеритовым оруденением [2].

Магнитные свойства меняются в зависимости от состава: гексагональные (бедные серой) пирротины — парамагнитны, моноклинные (богатые серой) — ферромагнитны. А состав, в свою очередь, зависит от условий их образования. Интересной особенностью являются то, что отдельные минералы пирротина обладают особой магнитной анизотропией — парамагнетизмом в одном направлении и ферромагнетизмом в другом, перпендикулярном первому.

Перед автором статьи была поставлены следующие задачи:

- изучить проявление эффекта магнитоакустической эмиссии на образцах пирротина.
- обнаружить наличие анизотропии на образцах пирротина.
- изучить формы кривой магнитоакустической эмиссии пирротина.

В ходе работы были рассмотрены образцы пирротина с месторождения Новопесчанка (Южная залежь, Западная залежь). Для детального исследования были отобраны три из числа имевшихся образцов. Для изучения магнитоакустической эмиссии по стандартной методике образцам предали кубическую форму.

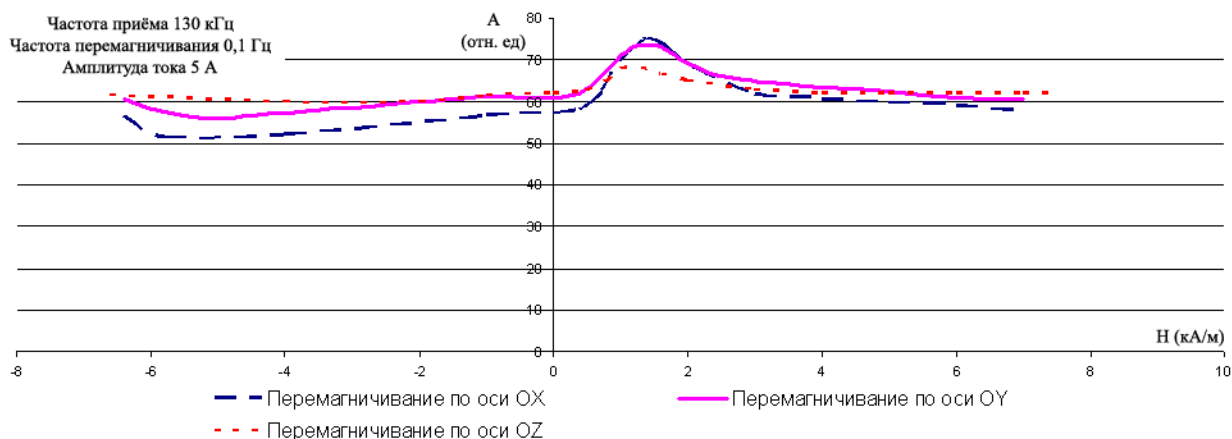


Рис. 2 Зависимость сигнала магнитоакустической эмиссии от поля для образца ЗПЗ-23, по трём разным осям. Чувствительность 1,0 мкV

Методика снятия показаний магнитоакустической эмиссии более подробно описаны в литературе [3].

При измерении магнитоакустической эмиссии амплитудное значение силы тока, подаваемого на катушки электромагнита, была равна  $\pm 5$  А, частота перемагничивания 0,1 Гц, а частота принимающего сигнала 130 кГц и 142 кГц.

Измерение сигнала магнитоакустической эмиссии образцов было выполнено по трём различным осям (x, y, z). Так же была снята термомагнитная кривая с целью уточнения состава образцов.

Образцу ЗПЗ-23, с Новопесчанского месторождения (Западная залежь), судя по термомагнитной кривой, характерно высокое содержание пирротина, с небольшой примесью магнетитов [4]. Образец имеет слабый магнитоакустический сигнал (рис. 2) по всем трём осям. Проявляется устойчивая форма кривой с нечётко выраженными максимумами. Возможно, магнитоакустическая эмиссия проявляется за счёт небольшого содержания магнетита в образце.

Образец № 10, с Новопесчанского месторождения (Южная залежь) даёт сильный магнитоакустический сигнал (рис. 3) по всем трём осям. Проявляется кривая с двумя максимумами, один из которых ярко выражен, другой не сильно. Этому образцу характерно содержание пирротина примерно 50 %.

У третьего образца № 11, с Новопесчанского месторождения (Южная залежь), имеющего всего лишь 30 % пирротина, проявляются анизотропия. То есть магнитоакустический сигнал по оси OX - сильный, с двумя чётко выраженными

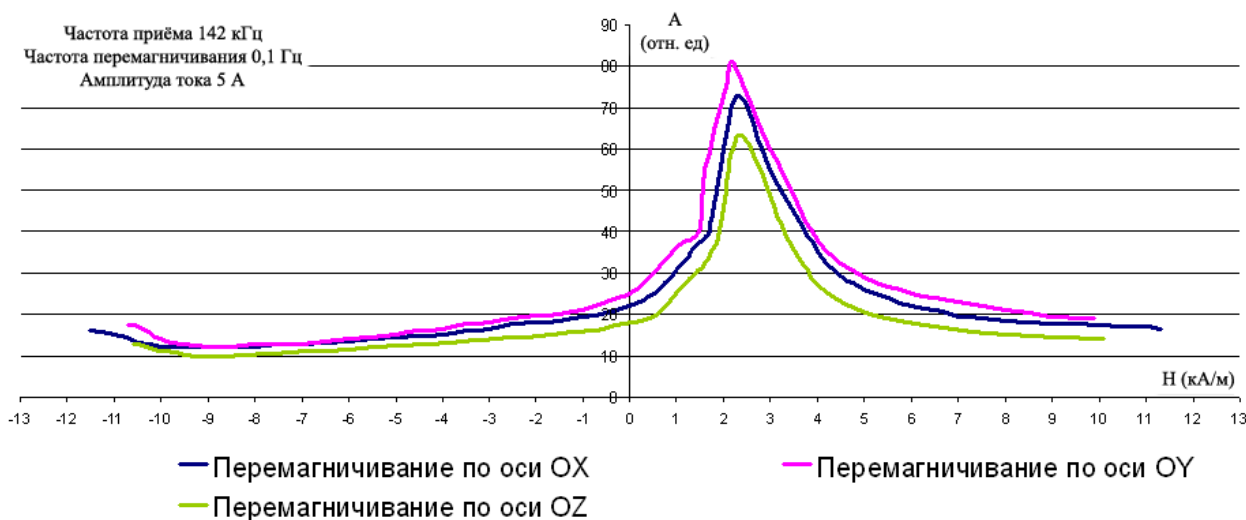


Рис. 3 Зависимость сигнала магнитоакустической эмиссии от поля для образца № 10, по трём разным осям. Чувствительность 3,0 мкV

максимумами (рис. 4). Такая форма кривых больше характерна для образца № 10. А по оси OY и OZ проявляется наоборот сигнал низкой амплитуды, с нечёткими максимумами, как для образца ЗПЗ-23.

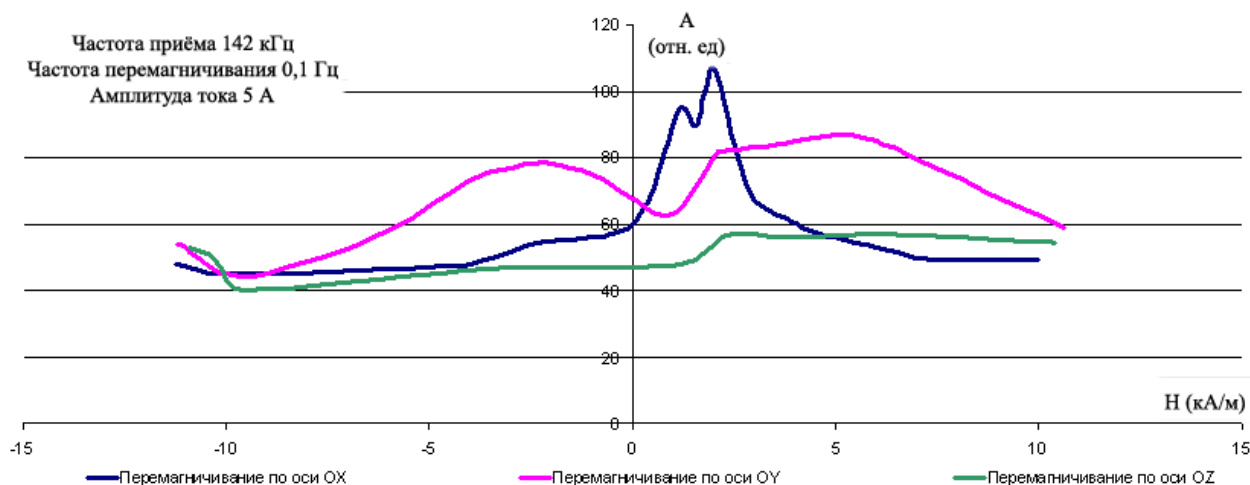


Рис. 4 Зависимость сигнала магнитоакустической эмиссии от поля для образца № 11, по трём разным осям. Чувствительность 1,0 мкВ

Таким образом, изучение кривых магнитоакустической эмиссии месторождений Новопесчанка (Южная залежь, Западная залежь) позволяет выделить несколько особенностей:

- магнитоакустическая эмиссия пирротинов проявляет ярко выраженную анизотропию, которая зависит от магнитной анизотропии минерала, являющегося источником акустического сигнала.

- пирротин проявляет крайне любопытные свойства, и даже на одном месторождении, он может, как проявлять магнитоакустическую эмиссию, так и вовсе не давать значимого сигнала. Или вообще проявлять сильный сигнал только в одном направлении.

- Образование двух максимумов в образце № 11 можно, объяснить двумя причинами: 1) образование первого максимума происходит за счёт смещения доменных границ (МАЭ 1-го рода), а второго - вращением векторов магнитных моментов (МАЭ 2-го рода). 2) это может быть связано с присутствием в образце других магнитных минералов.

Ясно, что потребуются дополнительные исследования, прежде чем будет достигнуто полное понимание данного явления. Тем не менее, это весьма существенная область для изучения.

### Литература:

1. Кумейшин В.Ф., Лаптев В.В., Волков В.В., Черниковский М.Ю., Щербинин В.Е., Аппаратура для регистрации скачков Баркгаузена с помощью пьезодатчика// II всесоюзная школа-семинар «Эффект Баркгаузена и его использование в технике», г. Калинин, КГУ, 1980 г.с.147-153.

2. Горная энциклопедия, электронная версия, 2008 г.

3. В.С. Иванченко, И.И. Глухих, Экспериментальное исследование магнитоакустической эмиссии природных ферритмагнетиков. г. Екатеринбург 2009 г.

4. Иванченко В.С., Глухих И.И., Строкина Л.Г. Хейнсон А.П. Алёшин К.Б. 'Магнитоакустическая эмиссия магнетитовых руд Песчанского месторождения' Уральский геофизический вестник, Екатеринбург 2007 г.

## Электрическое поле диффузии

Исламгалиев Дмитрий Владимирович, аспирант и ассистент кафедры математики  
Уральский государственный горный университет  
dif1205@mail.ru

Научный руководитель – к.т.н. Ратушняк А. Н.

**Аннотация.** Рассмотрена часть электрического потенциала, измеряемого в каротаже скважин методом ПС, возникающего за счет диффузии растворов солей из пористых пластов пород в скважину. Учтена величина изменения концентрации солей за счет фильтрации флюида при конвективном переносе вещества.

Неотъемлемой частью измеряемого в геологоразведочных скважинах электрического потенциала ПС является диффузионный потенциал [1,2,5]. Его появление связано с различной концентрацией растворенных солей в буровом растворе (промывочной жидкости) и пористых пластах, что приводит после проходки скважин к возникновению неравновесного состояния. При отсутствии конвекции именно диффузия приводит к установлению нового равновесного состояния во всем объеме среды. Этот процесс занимает длительное время и в чистом виде не наблюдается из-за влияния конвекции, однако квазиравновесное состояние диффузии устанавливается довольно быстро. В этом случае между объемом среды, где сохранилась еще первоначальная концентрация, и поверхностью пласта, вскрытой скважиной, устанавливается квазилинейный поток диффундирующего вещества, медленно изменяющийся со временем. Экспозицию, необходимую для установления квазиравновесного состояния, находят из уравнения нестационарной диффузии [3,4].

Напряженность диффузии первоначально существует в тонком пограничном слое. По мере восстановления фильтраата пласта мощность диффузионной зоны уменьшается, а напряженность в ней растет из-за увеличения градиента концентрации. Если изначально граница неизменного пласта отодвинута достаточно далеко, градиент концентрации приблизится к нулю, но с течением времени градиент концентрации увеличивается.

Парный эффект действия двух потенциальных полей – диффузии и дополнительного переноса вещества фильтрацией флюидов из проницаемых пластов в скважину обуславливает последовательность определения диффузионного потенциала на оси скважины путем предварительного решения интегрального уравнения для градиента давления  $P$ , расчета скоростей течения Дарси внутри неоднородности и в однородной среде  $V$  и  $V_0$ , решения второго интегрального уравнения для определения градиента концентрации  $C$  внутри неоднородной среды и расчета диффузионного потенциала на оси скважины [3,4].

**Примеры.** На рис. 1 и 2 приведены результаты расчетов диффузионного потенциала с учетом конвекции на оси скважины при следующих физико-геометрических параметрах: радиус скважины  $r_c = 0.1$  м, отношение проницаемостей  $c/c_0 = 100$ , если  $c_0 = 10^{-11}$  м<sup>2</sup>, концентрация солей  $C$ : во вмещающих породах 30 г-экв/л, в промывочной жидкости 8 г-экв/л с коэффициентом пористости 0.1, в продуктивном пласте 40 г-экв/л, мощность пласта  $h = 5$  м (рис. 1) и  $h = 10$  м с коэффициентом пористости 0.6 (рис. 2) в однородной по электропроводности среде  $\sigma_0 = 0.01$  См/м при различных дебитах.

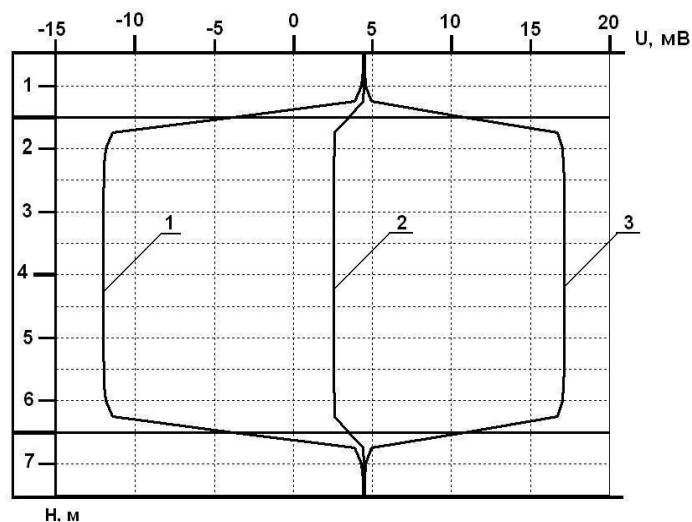


Рис. 1. Кривые диффузионного потенциала на оси скважины для пласта мощностью  $h = 5$  м при дебитах  $Q$ :  $5 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (1);  $2.5 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (2);  $0 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (3)

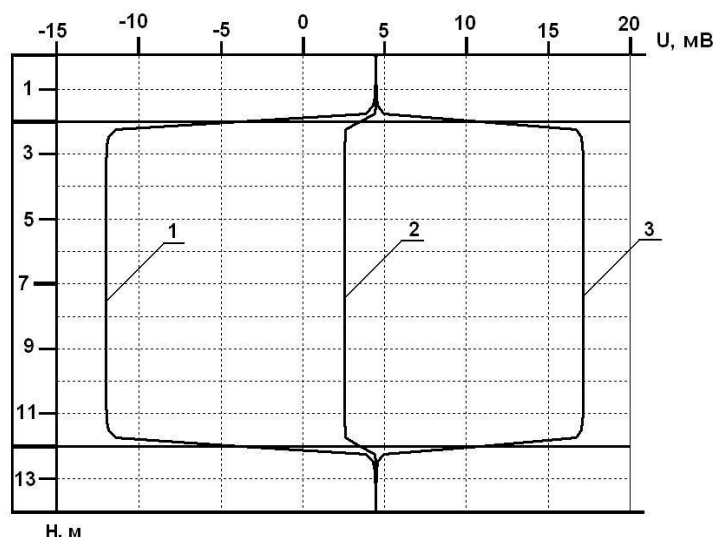


Рис. 2. Кривые диффузионного потенциала на оси скважины для пласта мощностью  $h = 10$  м при дебитах  $Q$ :  $5 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (1);  $2.5 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (2);  $0 \text{ м}^3/\text{сутки}$  (3)

**Заключение.** Как показывают выполненные расчеты, диффузионный потенциал заметно уменьшается, что может привести к неправильному нахождению истинного потенциала продуктивного пласта.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю, к. т. н., заведующему лабораторией электрометрии УГФ УрО РАН Ратушняку Александру Николаевичу.

#### Литература:

1. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов исследований разрезов скважин. М.: Гостехиздат, 1962. 547 с.
2. Итенберг С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1987. 375 с.
3. Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. Моделирование геофизических полей при помощи объемных векторных интегральных уравнений. Изд. 2-е. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 98 с.
4. Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. Теоретические и экспериментальные основы спонтанной поляризации горных пород в нефтегазовых скважинах. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 160 с.
5. Скорчеллетти В.В. Теоретическая электрохимия. Л.: Химия, 1974. 568 с.

## Региональные годографы Р и S-волн и скоростные модели земной коры Воронежского кристаллического массива по экспериментальным данным

Калинина Элеонора Владимировна, инженер  
Воронежский государственный университет  
nadezhka@geophys.vsu.ru

Научные руководители: доц.к.ф.-м.н. Дубянский А. И.  
к.г.-м.н. Надежка Л.И.

Для оптимального определения параметров эпицентров местных землетрясений и взрывов построены региональные годографы объемных Р и S-волн. При их построении использовались представительные материалы глубинных сейсмических исследований земной коры и верхней мантии выполненные на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

На территории ВКМ находятся 20 действующих карьеров, из которых Стойленский, Михайловский (КМА), Павловский, Лебединский являются одними из крупнейших в регионе. В сумме за год во всех карьерах производится более 300 взрывов. Помимо этих взрывов на рассматриваемой территории сейсмологическими станциям регистрируются местные тектонические землетрясения 2-10 энергетических классов [1-4]. Для интерпретации всех этих событий необходимо создание местных годографов учитывающих особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива, и которые бы способствовали определению координат эпицентров сейсмических событий с большей точностью, чем уже существующие (IASPEI91, Джеффриса-Булена).

Решение поставленной задачи оказалось возможным благодаря наличию обширного материала, полученного в результате глубинных сейсмологических исследований. Воронежским университетом с 1972 по 1998 гг. проводились планомерные работы по взрывной сейсмологии на территории ВКМ. В этих работах в качестве источников упругих колебаний использовались промышленные взрывы в карьерах КМА (район г. Губкин и г. Железнодорожск) и Павловском гранитном карьере.

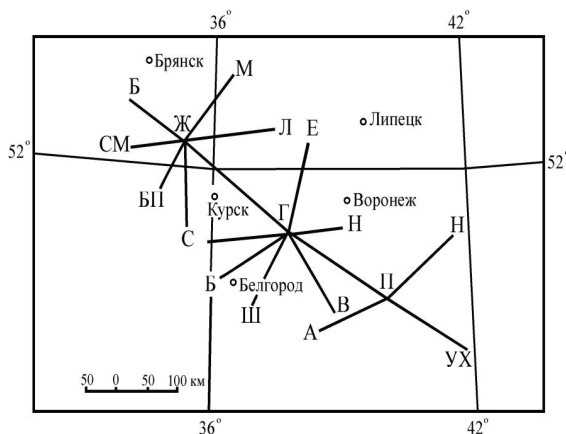


Рис. 1. Расположение карьеров и обрабатываемых профилей

Наблюдения проводились по 17 профилям, радиально расходящимся от карьеров (рис. 1). Эти профили пересекают практически все крупные структурно-формационные зоны докембрийского фундамента ВКМ, каждая из которых имеет свои характерные особенности строения земной коры и верхов мантии. Все это свидетельствует о достаточной представительности имеющегося сейсмического материала [5, 6].

В результате полевых наблюдений, последующей обработки и интерпретации оценены характеристики волнового поля продольных и, в ряде случаев, поперечных волн, построены скоростные модели и сейсмические разрезы земной коры.



При построении осредненных годографов времена прихода рефрагированных волн  $P_g$ ,  $P_n$ ,  $S_g$ ,  $S_n$ , а также волн отраженных от основных границ  $Pk_1$ ,  $Pk_2$ ,  $Pk$ ,  $Pm$ ,  $Pn$ ,  $Sk$ ,  $Sm$ , снимались с наблюдаемых годографов, приведенных к уровню моря и аппроксимировались полиномами первой и второй степени. Уравнения регрессии этих годографов приведены в таблице, они могут быть использованы при интерпретации местных сейсмических событий.

Таблица

Индекс волны	Уравнение регрессии
$P_g$	$t = -3E-05x^2 + 0.1675x + 0.0375$
$Pk_1$	$t = 2E-05x^2 + 0.1536x + 1.0615$
$Pk_2$	$t = 7E-05x^2 + 0.1377x + 2.8467$
$Pk$	$t = 9E-05x^2 + 0.1129x + 6.3006$
$Pm$	$t = 9E-05x^2 + 0.1019x + 9.1273$
$Pn$	$t = 0.125x + 7.4694$
$S_g$	$t = -1E-05x^2 + 0.2815x + 0.1761$
$Sk$	$t = 0.0002x^2 + 0.1861x + 10.558$
$Sm$	$t = 0.0003x^2 + 0.1333x + 18.176$
$Sn$	$t = 0.1926x + 17.066$

По осредненным годографам  $P$  и  $S$ -волн были построены обобщенные скоростные модели. Вычисление скоростей и глубин до основных границ раздела проводилось по следующей схеме:

- 1) По годографам рефрагированных волн  $P_g$  методом Чибисова, оценивался закон изменения скорости с глубиной.
- 2) По годографам отраженных волн методом квадратичных координат определялись эффективные скорости,  $t_0$  и эффективная глубина под пунктом взрыва.
- 3) Эффективные скорости, с учетом данных по рефрагированным волнам для верхних интервалов разреза, пересчитывались в пластовые и строилось первое приближение скоростной модели.

Полученная скоростная модель по  $P$  и  $S$ -волнам приведенная на рисунке 2.

Характерной особенностью построенной по  $P$ -волнам скоростной модели является наличие в верхней части градиентного слоя, скорость в котором увеличивается с глубиной ( $Z$ ) нелинейно. Мощность этого слоя составляет 10 км. Скорость в кровле и подошве (граница  $K_1$ ) равна 6.0 и 6.28 км/с соответственно.

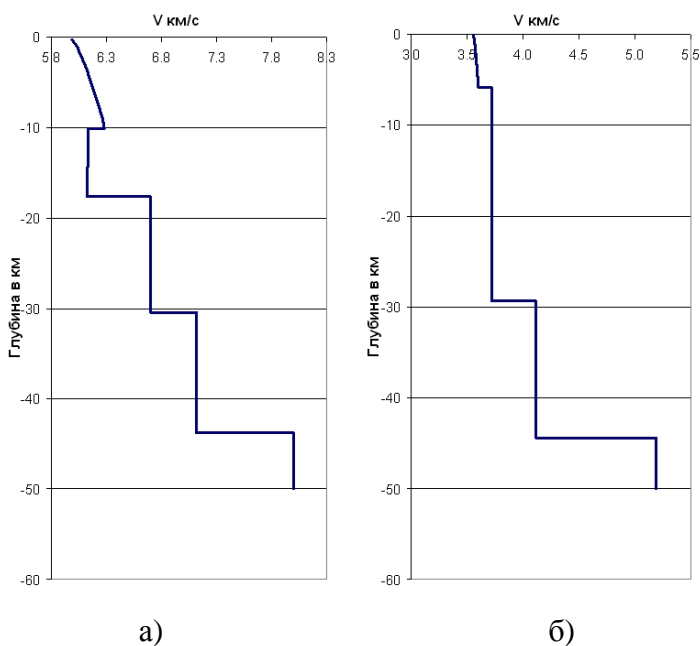


Рис. 2 – Скоростные модели построенные по  $P$ -волнам (а) и  $S$ -волнам (б)

Под градиентным слоем регистрируется волновод, который может быть причиной образования зоны сейсмической тени на определенных удалениях от пунктов возбуждения упругих волн. Мощность зоны пониженной скорости достигает 7.5 км,  $V_p=6.13$  км/с. С подошвой волновода связана граница  $K_2$

На глубине 30.5 км выделяется граница К. Скорости Р-волн над и под этой границей составляют 6.7 и 7.11 км/с, что соответствует породам диоритового и метабазитового состава. Мощность «диоритового» слоя – 13 км. Мощность «метабазитового» тоже 13 км. Его подошвой является раздел Мохо (М), который имеет глубину залегания 43.5 км. Скорость под границей М, определенная по осредненному годографу волны  $P_n$ , составляет 8.0 км/с.

Менее детально построена скоростная модель по S-волнам. Также как и в модели построенной по Р-волнам, здесь выделяется верхний слой мощностью до 5 км. в котором нелинейно происходит увеличение скорости с глубиной от 3,56 до 3,59 км/с. Уверенно прослеживаются отражения связанные с границами К и М, которые находятся на глубинах 29,3 и 44,4 км. соответственно. Скорость над границей К достигает 3,72 км/с, под 4,11 км/с. Мантийная скорость S-волн была условно определена по скорости продольных волн, она составляет 5,19 км/с.

В заключении хочется отметить, что выполнено только построение первого приближения региональной скоростной модели и региональных скоростных годографов. Далее необходимо решение прямой задачи для уточнения параметров и расчет годографов для различной глубины гипоцентров сейсмических событий.

*Автор выражает благодарность своим научным руководителям Надежке Людмиле Ивановной и Дубянскому Александру Игоревичу, за ценные консультации и предоставленные материалы.*

#### **Список используемой литературы**

1. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Кашубин С.Н., Скребнев А.В. Сейсмичность Воронежского кристаллического массива // Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины. Геофизика. -№ 6. – Т. 3. – Днепропетровск, 1999. – С. 73-75.
2. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Сафронич И.Н., Скребнев А.В. Сейсмический режим Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -2000. –№ 9. – С. 209-215.
3. Надежка, Л.И. Землетрясение 31 марта 2000 г. в восточной части Воронежского кристаллического массива поданным группы сейсмостанций «Воронеж» / Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, И.П. Габсатарова // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных территорий : материалы междунар. конференции. – Воронеж, 2001. – С. 140–146
4. Надежка Л. И. Никольское землетрясение / Л. И. Надежка [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 2000 г. – 2006. – С. 245–253.
5. Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И. Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, геология 2010 г. №1.
6. Дубянский А.И. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по данным взрывной сейсмологии/ Автореферат, диссертация, канд. геол.-мин. наук. Свердловск 1984г. 21 с.

## Автоматизированная система обработки и интерпретации сейсмических разрезов в геофизических параметрах геологической среды на основе энергетического подхода

Карпенко Александр Васильевич, ведущий инженер  
Институт геофизики им. С. И. Субботина НАНУ, Киев  
karpenkoav@ukr.net  
научный руководитель – д.ф.-м.н., проф. Стародуб Юрий Петрович

Анализ опыта использования физических, математических и программных основ существующих систем обработки и интерпретации (Focus, Petrel, PROMAX и др.) данных 2D, 3D сейсморазведки показал, что поиск и доразведка углеводородных залежей в сложных геологических условиях имеет коэффициент успешности, который колеблется в пределах 30-50%. Обусловлено это решениями задач инверсии, в основу которых положены приближённые (линейные) аспекты физико-математического обоснования связи волнового поля (ВП) с физическими параметрами геологической среды (ФП ГС).

Физические аспекты нелинейной связи ВП с ФП ГС не получили такого развития, как приближённые линейные математические методы решения прямых и обратных задач сейсморазведки и компьютерные средства их исследования, поскольку сложность связана с учётом большого числа физических факторов, формирующих ВП.

Анализ современных физико-математических концепций, направленных на моделирование нестационарных стохастических процессов показал, что наиболее адекватной физической реальности является парадигма создания детерминировано-стохастической нестационарной модели динамики физической точки (ФТ) ГС в сейсмическом волновом поле на основе энергетического подхода к движению ФТ в физическом пространстве [1,2,3], который обобщает действия законов сохранения, изменения, переноса и упаковки энергии в динамике ФТ.

На основе метода энергетического анализа волнового поля (МЭА-ВП) разработана единая физико-математическая модель процессов: возмущения ГС, распространения, отражения, регистрации и интерпретации сейсмического импульса – названная моделью импульсной сейсморазведки (МИС)

На основы МИС разработана автоматизированная система обработки и интерпретации данных сейсморазведки (АСОИ-ДС), упрощённая структура которой приведена на рис.1.

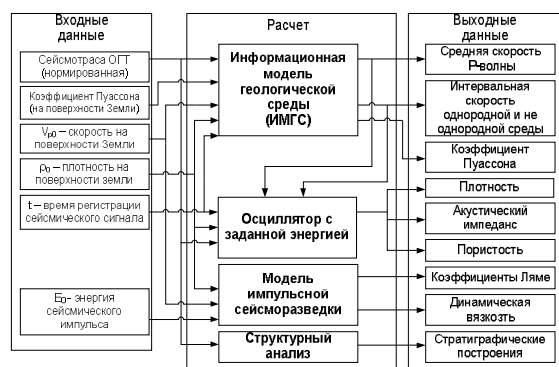


Рис.1 – Структура АСОИ-ДС.

В основу АСОИ-ДС положены:

1) Энергетическая модель ГС (ЭМ-ГС) моделирует изменение модуля Юнга в  $1 \text{ м}^3$  от изменения геостатической энергии, зависящей от глубины залегания объёма [4].

2) Энергетическая модель осциллятора с заданной энергией (ЭМ-О) – изменение энергии колебаний ФТ, состоящей из сейсмодатчика и  $1 \text{ м}^3$

земной поверхности, которые имеют неизменные заданные упругие физико-механические параметры, от изменения энергии отражённого сейсмического импульса [5].

3) Энергетическая модель импульсной сейсморазведки (ЭМ-ИС) – изменение информации о физических параметрах ГС, определённых на земной поверхности в ходе анализа энергии отражённого (ОСИ) и энергии заданного сейсмического импульса (ЗСИ) с использованием функции детерминированной вероятности (ФДВ) [1], пришедшего с рассматриваемой глубины ГС, от изменения энергии колебаний ФТ на земной поверхности.

Физическая модель ЭМ-ГС представлена на рис. 2.



$$S_i(x, y, z, \omega, t) = \int_0^t W_{AN}(x, y, z, \omega, \tau) \cdot E_0(t - \tau) d\tau, \text{ Дж} \cdot \text{с} \quad (4)$$

где  $S_i(x, y, z, \omega, t) = E_i(x, y, z, \omega, t) \cdot t$  – зарегистрированное суммарное действие ОСИ, как реакция-функция ФТ на одиночные ЗСИ  $E_0(t - \tau)$ , Дж, заданные на земной поверхности в моменты  $\tau$ , с;  $W_{AN}(x, y, z, \omega, t)$  – передаточная функция-полином ГС;  $z = V_p(z)t$  – вертикальная ось ГС, м.

Совместно с уравнениями движения сейсмоприёмника и Р – волны, уравнение (4) позволяет корректно определять физические параметры отражающего пласта по акустическому волновому полю, регистрируемому на земной поверхности.

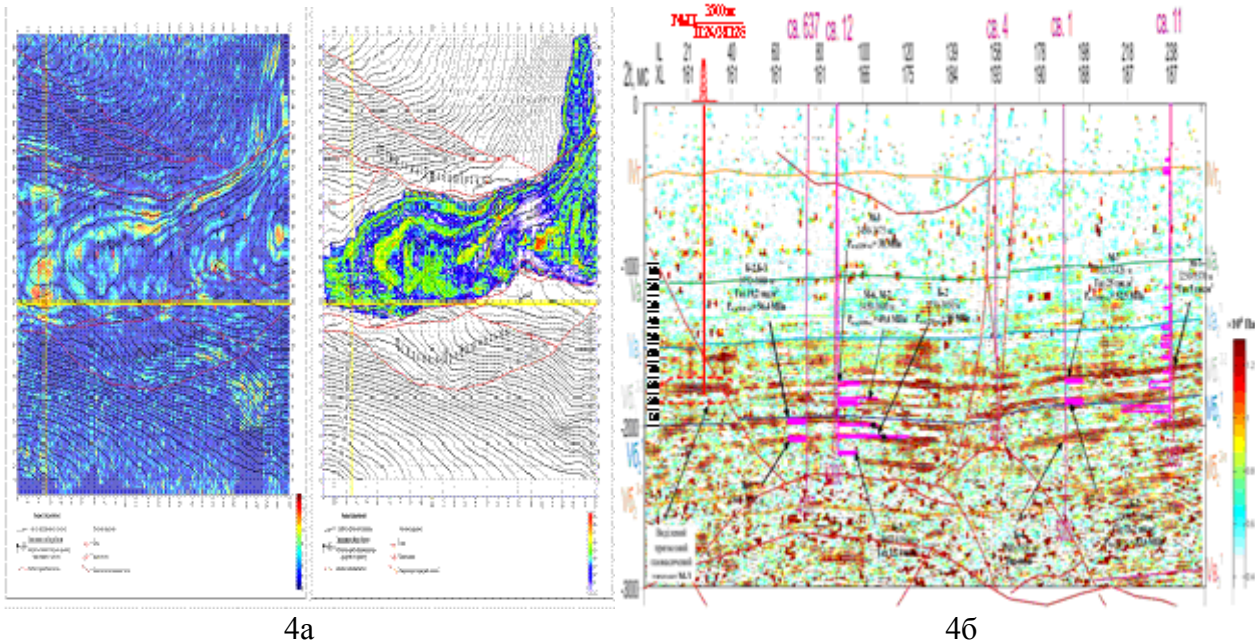


Рис. 4а – Характеристики пористости пород-коллекторов: слева – МЭА-ВП по данным ВП; справа - Petrel по данным ВП и ГИС в 7 скв.; Рис. 4б – сейсмогеологический разрез с физическим параметром динамическая вязкость ГС, газовым каротажем и ГИС в 5-и скважинах.

На рис. 4 показанный фрагмент анализа распределения пористости в породах-коллекторах, определённой в программной системе Petrel с использованием ГИС 7 скважин и МЭА-ВП с использованием только мигрированных сумотрас куба 3D сейсморазведки. На перекрестье профилей рекомендована скважина. Сейсмогеологический разрез IL26, интерпретированный в физическом параметре – динамическая вязкость, показан на рис.4б

### Литература

1. Физическая энциклопедия. Т 2. Глав. ред. А.М. Прохоров. М.: Советская энциклопедия. 1990. –703 с.
2. Карпенко В.М., Стародуб Ю.П. Функція детермінованої ймовірності у дослідженнях будови Землі геофізичними методами. Геоінформатика. №4. – Київ. – 2007. – С.31-39.
3. Карпенко В.М. Стародуб Ю.П. Рівняння гауссової лінії на поверхні. Вісник Львів. ун-ту. Серія прикладна математика. Вип. 14. – 2008. – С. 100-235.
4. Карпенко В.Н., Стародуб Ю.П. Математична модель загальної геометрії фізичного простору в задачах геофізики. Геодинаміка №1(8) / 2009, -С. 97-105.
5. Дудля М.А., Карпенко В.М., Гриняк О.А. Цзян Гошен. Автоматизація процесу буріння: монографія. – Дніпропетровськ: Національний гірничий університет. – 2005. – 207 с.
6. Карпенко В.М., Стародуб Ю.П., Карпенко О.В. Аналіз динамічних параметрів руху фізичного осцилятора з заданою енергією на основі енергоінформаційного підходу. Геодинаміка, №1(6). – 2007. – С81-84.

## **Магнитные свойства и минералогические особенности ультрамафитов на месторождении талькового камня Озерки (Костомукшская зеленокаменная структура)**

Климовская Екатерина Евгеньевна, младший научный сотрудник  
Климовский Александр Валерьевич, младший научный сотрудник  
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск  
klimeee@gmail.com, klimava@gmail.com

### **Аннотация**

Работа посвящена исследованиям месторождения талькового камня Озерки в пределах южной части Костомукшской зеленокаменной структуры. По результатам петрофизических и минералого-геохимических исследований пород месторождения выявлены закономерности изменения магнитных свойств ультрамафитов в зависимости от интенсивности гидротермальных и метасоматических процессов. Результаты представляют практический интерес и применимы при поисково-разведочных работах, а также при эксплуатационной разведке с целью повышения эффективности комплекса горно-геологических работ.

### **Введение**

Вследствие низкой обнаженности территории Карелии важную роль играют геофизические методы поисков и разведки. При поисковых работах на тальковые руды и тальковый камень, наземная магнитная съемка является первоочередным поисковым методом, позволяющим оконтуривать продуктивные тела ультрамафитов среди вмещающих пород [1]. Метакоматииты выделяются сильно дифференцированным аномальным магнитным полем интенсивностью 500 – 2000 нТл на фоне более спокойного поля (0 – 500 нТл), создаваемого вмещающими метабазами [2]. Области развития талькового камня выделяются по понижению аномальных значений магнитного поля. Объяснению природы магнитных аномалий и сопоставлению их амплитуды и характера с минералогическими разностями ранее не уделялось большого внимания.

### **Геологическая обстановка**

Месторождение талькового камня Озерки (участок Зеленая горка) расположено в пределах Костомукшского железорудного района (Карельский кратон, Фенноскандинавский щит) и приурочено к коматиитам рувинварской свиты контоксской серии неархея.

В пределах участка исследования (450×300 м) толща талькосодеждающих пород представляет собой дифференцированное крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания, согласно залегающее среди метабазальтов.

Метабазальты представлены мелкозернистыми рассланцованными темно-серыми породами полевошпат-роговообманкового состава, коренные выходы которых имеют грядобразные формы, обрамляющие западную и восточную часть участка.

По результатам исследования кернa скважин толща измененных ультрамафитов сложена переслаивающимися маломощными дифференцированными лавовыми потоками коматиитов со спинифекс структурой. По наличию зон спинифекс на участке Зеленая горка установлено не менее 5 потоков коматиитов. Тело талькового камня сложено породами карбонат-хлорит-талькового состава с подчиненным развитием тремолит-тальк-хлоритовых и амфибол-хлоритовых разностей.

*Амфибол-хлоритовые* породы образуют небольшие по мощности (от 2 до 20 м) линзообразные и пластовые тела в толще талькосодеждающих пород и, вероятно, являются останцами, не затронутыми тальк-карбонатными изменениями. Представлены тонкозернистыми массивными разностями серого и темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком. Содержание порообразующих минералов: амфибол 20-60%, хлорит 25-60%, рудные 4-10%, тальк 0-10%, карбонат 0-5%.

*(Карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовые* породы представляют собой тонкозернистые переходные разновидности от светло-серого до темно-серого цвета, в зависимости от содержания хлорита, с тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками размером от 2–3 мм до первых сантиметров. Содержание порообразующих

минералов: амфибол 25-30%, хлорит 20-40%, тальк 20-40%, карбонат 1-16%, рудные 0-10%. Характерно наличие тонкой рудной сыпи между волокнами тремолита, в линзовидных скоплениях хлорита, а также в зернах доломита. Фиксируется замещение тремолит-хлоритовых агрегатов тальком и карбонатом.

*Карбонат-хлорит-тальковые* породы (тальковый камень) представляют собой мелко- и тонкозернистые разновидности от светло- до темно-серого цвета (в зависимости от преобладания карбоната либо хлорита) с тальковыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками мощностью от 2–3 мм до первых сантиметров. По сравнению с (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовыми породами в целом содержат большее количество карбоната и талька. Содержание породообразующих минералов: тальк 30-55%, хлорит 20-40%, карбонат 10-30%, рудные до 5 %.

Для пород участка характерно наличие реликтовых ортокумулятивных и спинифекс структур. Наилучшая их сохранность отмечается в северо-западной и центральной части участка. В восточной части участка породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, характеризуются отсутствием первичных структур коматиитов.

Для всех разновидностей пород характерно наличие магнетита, ильменита (содержание которых до 10 %), акцессорных хромшпинелидов и бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротинном, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, сфалеритом и галенитом. Отмечается наличие апатита и единичные находки циркона.

Магнитные свойства пород участка определяются главным образом характером распределения магнетита, основного ферромагнитного минерала. Магнетит встречается в двух формах: 1 - в виде тонкой вкрапленности размером до 0,05–0,1 мм, неравномерно распределенной по породе, а при наличии реликтовых спинифекс структур образующей цепочки по граням первичных минералов, а также в виде отдельных кристаллов кубического габитуса размером до 0,3 мм, вероятно представляющих собой полностью замещенные зерна хромшпинелидов (в первом случае магнетит представлен хроммагнетитом с  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 2%, во втором случае  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 6,6%); 2- магнетитовые каймы в зональных зернах хромшпинелидов. Реликтовые ядра хромитов содержат  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в количестве 50-52,8 %, FeO 32,2-35%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12-13,9%, MgO 1,4-2,2%, ZnO 0,9-2,1%. Для магнетитовой каймы характерны содержания  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  70-97,5%,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  2,5-30%. Отмечается рост содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от внешнего края магнетитовой каймы к краевой части ядра зерна хромшпинелида.

Количество магнетита в измененных коматиитах определяется первичным распределением  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ , интенсивностью метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов. Гидротермальные и метасоматические воздействия приводят к частичному или полному уничтожению ферромагнитных минералов или к кристаллизации минералов с низкими магнитными свойствами. В целом отмечается снижение количества магнетита от амфибол-хлоритовых к карбонат-тальк-хлоритовым разностям при увеличении количества талька и карбоната, что обусловлено увеличением интенсивности тальк-карбонатных изменений (ростом химического потенциала углекислоты).

В толще талькового камня отмечаются мелкие вытянутые дайковые тела основного состава мощностью 1,2 - 5 м, залегающие согласно вмещающим тальковым породам. Дайки сложены темными зеленовато-серыми мелкозернистыми плагиоклаз-амфиболовыми породами массивной, реже сланцеватой текстуры. На контактах дайковых тел, а также на контактах тальксодержащих пород с вмещающими metabазальтами возникает биметасоматическая реакционная зональность, включающая следующие зоны: (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковая с порфиробластами амфибола, хлорит-амфиболовая, амфиболовая, (хлорит)-тальковая, биотитит, измененная основная порода.

### **Результаты геофизических исследований**

Измерения магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) пород проводились по керну скважин (всего 21 скважина) капаметром КТ-5. Замерам подвергались все целые фрагменты керна длиной более диаметра датчика прибора (примерно от 8 см). Если длина образца позволяла, производились измерения с шагом 3 см.

По результатам каппаметрии керна, отражающим характер и интенсивность вторичных процессов, выделяются 3 группы измененных ультрамафитов. В первую группу объединены разности с относительно высокими значениями магнитной восприимчивости  $\approx$  около  $(40-60) \times 10^{-3}$  ед. СИ с большим количеством высокоамплитудных отклонений как в область высоких, так и в область низких значений  $\alpha$ . Это большая часть пород участка, включающая породы, недостаточно проработанные углекислыми растворами амфибол-хлоритового, (карбонат)-тремолит-талек-хлоритового состава, а также карбонат-талек-хлоритовые породы с неравномерным распределением магнетита, но с большим его содержанием относительно пород второй группы. Максимальные значения магнитной восприимчивости, превышающие  $80 \times 10^{-3}$  ед. СИ (до  $150 \times 10^{-3}$  ед. СИ), обусловленные значительным количеством магнетита (до 10%), соответствуют разностям с зонами спинифекс. Вероятно, это связано с относительно повышенным содержанием  $FeO_{\text{общ}}$  в верхних частях потоков коматиитов.

Ко второй группе относятся карбонат-талек-хлоритовые породы с относительно спокойным распределением магнитной восприимчивости с фоновыми значениями  $(20-40) \times 10^{-3}$  ед. СИ. Данные породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, низкие содержания магнетита (до 3%). Понижение содержания магнетита сопряжено с ростом железистости породообразующих силикатов и карбонатов. Наибольшие колебания железистости отмечаются для хлорита, так как он оказывается наиболее чувствительным к изменению внешних условий [3]. Увеличение железистости доломита обусловлено повышением химического потенциала углекислоты в растворе, следовательно, породы данной группы были наиболее проработаны. Снижение количества магнетита при увеличении железистости минералов свидетельствует о низком химическом потенциале кислорода [3].

Третья группа включает породы в составе метасоматической зональности, образующейся на контакте ультрамафитов с дайками и вмещающими основными породами. Для данных пород характерны стабильно низкие (без резких отклонений) значения магнитной восприимчивости менее  $10 \times 10^{-3}$  ед. СИ. Метасоматические процессы приводят к полной потере магнетита и магнитная восприимчивость пород обусловлена наличием только парамагнитных минералов.

### **Выводы**

Проведенные петрофизические и минералогические исследования показали, что наибольшие значения аномального магнитного поля на поверхности, позволяющие выявлять области развития измененных ультрамафитов, создают недостаточно проработанные углекислыми растворами коматииты. Аномалии обусловлены наличием относительно повышенного количества ферромагнитных минералов (преимущественно магнетита). Локальные понижения аномального магнитного поля, вызванные сокращением количества магнетита или полным его отсутствием, свидетельствуют о наличии более проработанных ультрамафитов или даек основного состава. При малой мощности даек 1,2 – 5 м зона их влияния (формирование биметасоматической реакционной зональности) достигает 4 м, что сказывается на качестве талькового камня (изменяя его свойства). Использование магниторазведки позволяет выявить предполагаемые области развития даек и зон повышенной проницаемости флюидов, выражающихся в виде зон пониженных значений аномального магнитного поля на фоне общей аномалии, создаваемой менее проработанными ультрамафитами. Вследствие понижения значений аномального магнитного поля вблизи контакта измененных ультрамафитов и вмещающих metabазальтов, точное определение местоположения контакта может быть получено при использовании электроразведки в комплексе с магниторазведкой, так как metabазальты выделяются резким повышением значений кажущегося удельного сопротивления.

### **Литература:**

1. Фурман В. Н. Отчет о результатах поисков тальковых руд и тальк-хлоритового камня в Республике Карелия в 1990-1994 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1995.
2. Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988-2001 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск. 2001.
3. Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 455 с.



## **Анализ изменений температуры земной поверхности на Урале и в Восточной Европе в 17-19 вв. по данным скважинной термометрии**

Котлованова Анастасия Александровна, студентка 5 курса  
Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург  
free\_ride\_@mail.ru  
научный руководитель – д. г.-м. наук Демежко Д.Ю.  
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

**Аннотация.** По 83 термограммам, полученным в скважинах Урала и Восточной Европы (Украины, Белоруссии, Финляндии), было проведено исследование изменения температуры земной поверхности в 17-19 вв., которое позволило выявить значительную пространственно-временную неоднородность температурных изменений за исследуемый период. Анализируются возможные причины наблюдаемой модели температурных изменений.

### **Введение**

Научный интерес к климатическим изменениям, происходившим 17-19 вв., остается неизменно высоким в течение нескольких последних десятилетий. Малый ледниковый период, имевший место в это время, и последующее потепление являются последними значительными климатическими событиями на Земле. Особенности потепления в 20 веке хорошо изучены благодаря метеонаблюдениям. Климатические изменения, происходившие в более отдаленном прошлом, позволяет оценить геотермический метод реконструкции температурной истории земной поверхности.

Множество индивидуальных реконструкций выявили существенные пространственно-временные неоднородности климатических изменений [1, 2], которые можно нивелировать, усредняя данные по большим регионам [3], и получая, таким образом, надежную среднюю оценку климатических изменений для данной территории. В настоящей работе предпринята попытка выявить пространственно-временные особенности климатических изменений, информация о которых теряется при региональных осреднениях скважинных реконструкций.

### **Данные и анализ**

В качестве исходного материала для анализа климатических изменений использовались 83 термограммы, записанные в скважинах Урала [3, 4] и Восточной Европы (Украины, Белоруссии, Финляндии) [5]. С помощью алгоритма [4] по каждой термограмме была реконструирована температурная история земной поверхности.

Пространственный анализ палеоклиматических реконструкций требует, чтобы все исследуемые скважины были одинаковы по глубине, а реконструкция температурной истории проводилась при одних и тех же параметрах с применением одного метода для всех термограмм [2]. Поэтому для всех реконструкций использовался только верхний 300-метровый интервал и одинаковый коэффициент теплопроводности  $a=10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Данные за 20 век были исключены из рассмотрения, т.к. температурные истории имеют различные даты окончания в 20-м веке (вследствие различного положения верхних точек термограмм). Кроме того, тепловые неоднородности верхнего слоя пород вносят существенные искажения в реконструкцию температурной истории последнего столетия [6].

Оценивались две пространственные закономерности распределения двух климатических характеристик: амплитуды температурных изменений за три века, с 17-го по 19-й, и даты начала потепления. Амплитуды температурных изменений по каждой температурной истории рассчитывались как разность средних значений температуры во второй половине 19 века и температуры в 1670 году (начало реконструкции). Карты пространственного распределения амплитуды температурных изменений за 17-19 вв. представлены на рисунке 1.

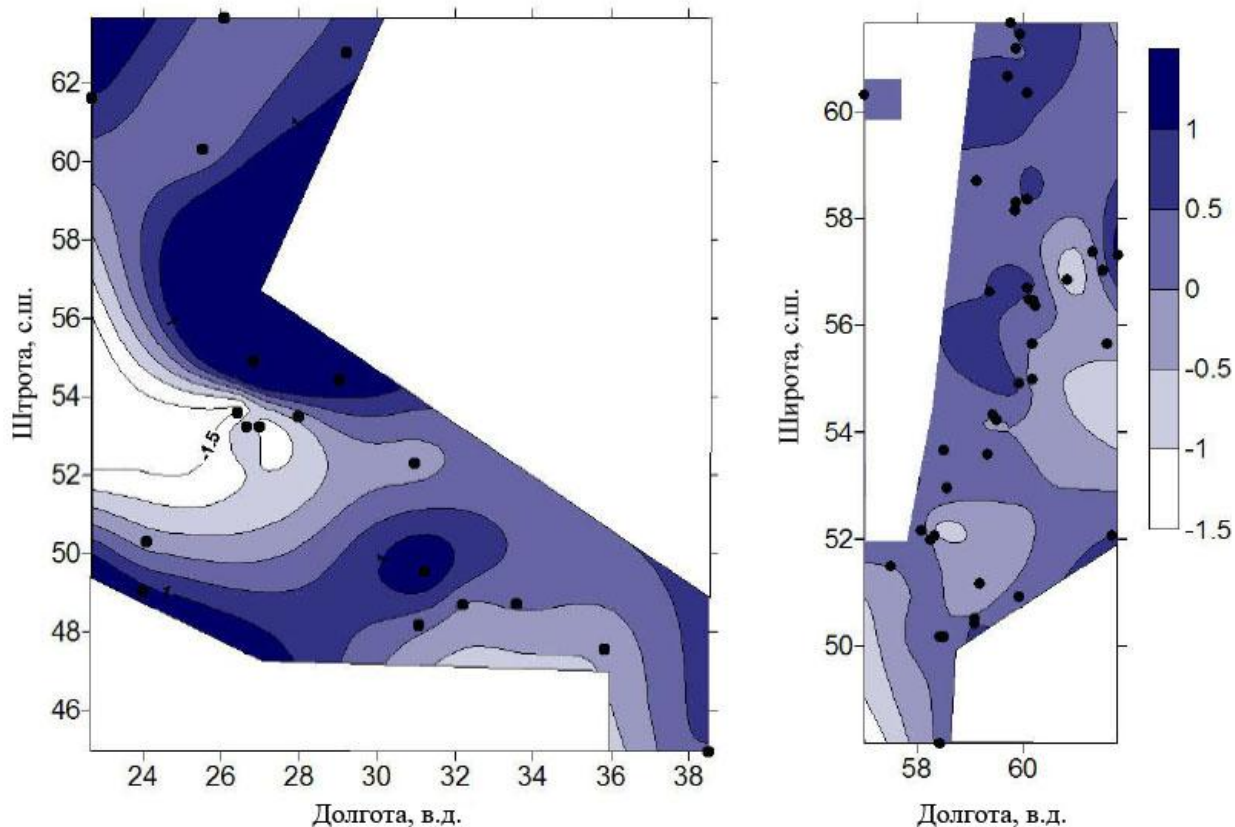


Рисунок 1 - Карта пространственного распределения амплитуд температурных изменений за 17-19 вв. на Урале и в Восточной Европе

Амплитуды климатических изменений значительно различаются для различных регионов. Положительные значения амплитуд, соответствующие потеплению климата, характерны для севера и северо-запада Урала, а также для севера, юга и всей восточной области Восточной Европы. В то же время области отрицательных амплитуд тянутся в направлении юго-запад – северо-восток по Уралу, а также характеризуют центральную часть европейской территории. Такая пространственная неоднородность распределения значений амплитуд температурных изменений может быть обусловлена особенностями движения воздушных масс, переносящих большие массы теплого и холодного воздуха, а также эффектом, связанным с изменением количества осадков (зимние осадки увеличивают температуру почвы, летние – уменьшают ее). Четких пространственных закономерностей изменения температур для рассматриваемых областей не наблюдается. Велика роль локальных явлений для климатической системы, которые могут быть связаны с освоением территорий, с изменением ландшафтов, возникновением островных ареалов тепла.

Для оценки временных закономерностей индивидуальные температурные истории были приведены к стандартному виду: каждая история была центрирована по своему средневзвешенному значению за период с 1670 по 1900 гг. и нормирована на стандартное отклонение. Стандартизованные температурные истории разделились, по крайней мере, на две группы: истории с более ранним и более поздним временами начала потепления (рисунки 2 и 3). Исходя из этой информации, можно выдвинуть предположение о том, что потепление, следовавшее за малым ледниковым периодом, проходило в несколько этапов и для разных регионов началось в разное время.

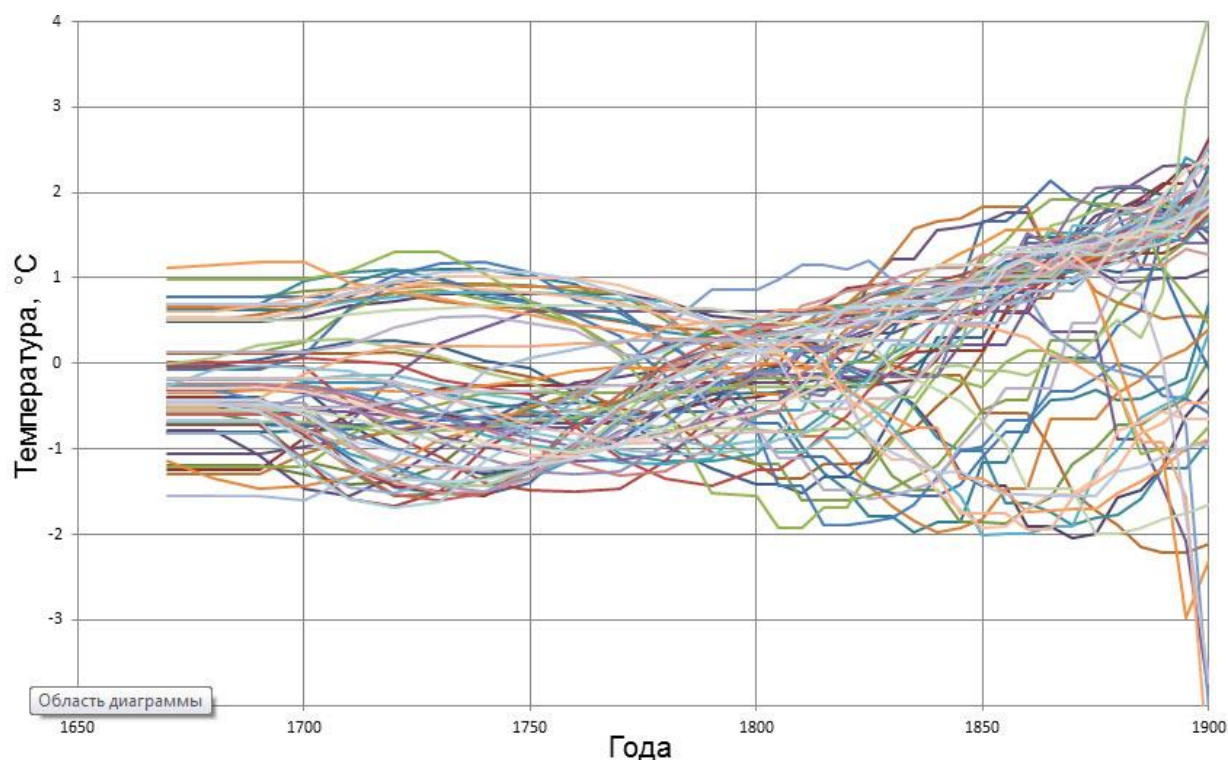


Рисунок 2 - Стандартизованные температурные истории земной поверхности по Уралу

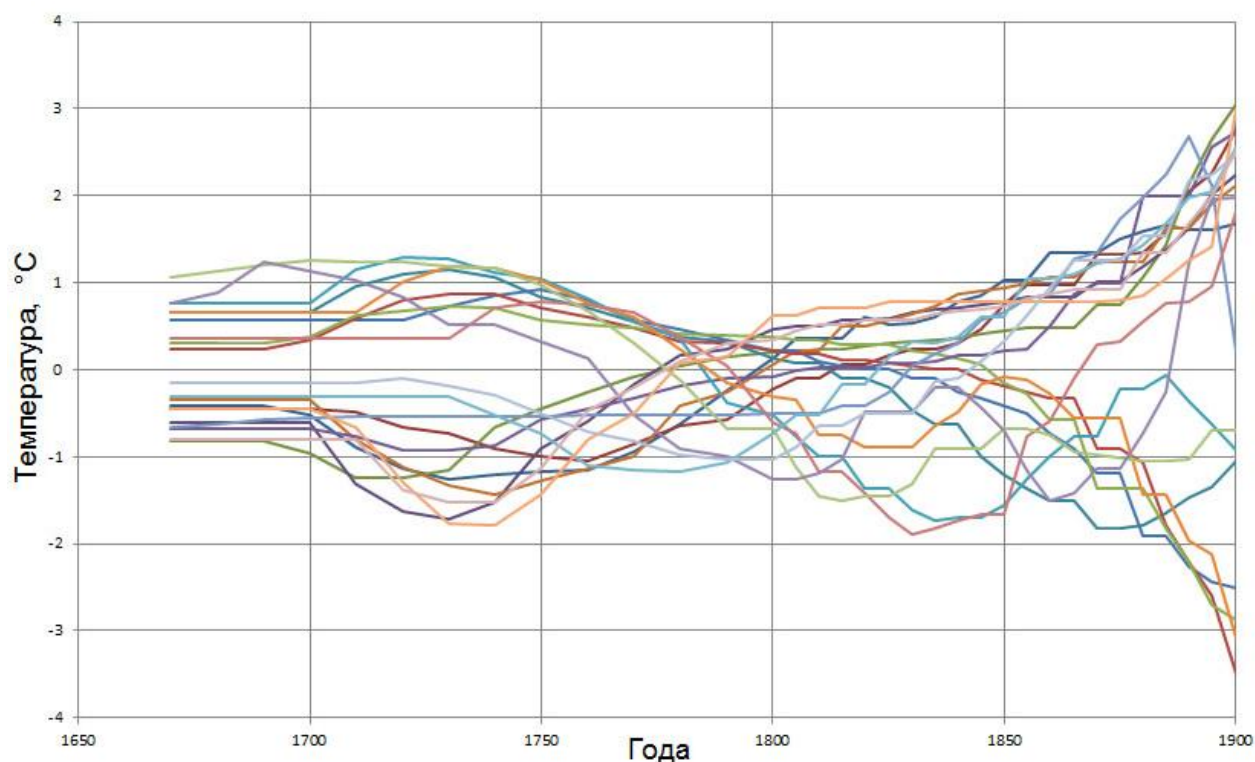


Рисунок 3 - Стандартизованные температурные истории земной поверхности по Восточной Европе

Оправданность предположения о потеплении в несколько этапов подтверждается также пространственной неоднородностью распределения дат начала потепления, которая отражена на рисунке 4. Наиболее ранним началом потепления характеризуется северо-западная часть Урала, а также север Восточной Европы. Позднее климатические изменения коснулись Зауралья и центра европейской территории.

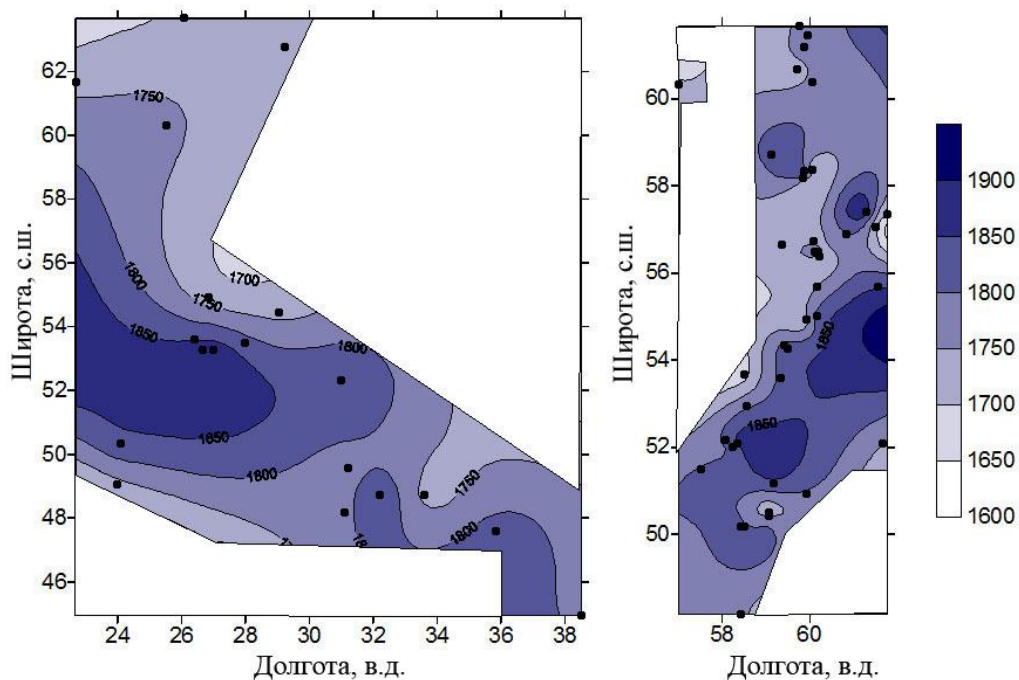


Рисунок 4 - Карта пространственного распределения дат начала потепления на Урале и в Восточной Европе

### Заключение

Реконструированные закономерности выявили высокую степень пространственной изменчивости исследуемых параметров. Вероятно, эта высокая изменчивость является не только следствием шумов неклиматической природы, инвертированных в климатические изменения, но реально существовавших природных процессов [1]. Изучение пространственных особенностей климатических изменений поможет понять механизм формирования вековых климатических циклов Земли, последним из которых был малый ледниковый период.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю Демежко Д.Ю. за предложенную тему для исследований и помощь, оказанную в ходе выполнения работы.

### Литература

1. *Majorowicz, J.* The Climate of Europe in Recent Centuries in the Context of the Climate of Mid to High Latitude Northern Hemisphere from Borehole Temperature Logs /In: Przybylak, R.; Majorowicz, J.; Brázdil, R.; Kejan, M. (Eds.) The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview. Springer Verlag, 2010, 1, p. 103-126, DOI: 10.1007/978-90-481-3167-9\_4
2. *Beltrami, H., C. Gosselin, and J. C. Mareschal.* Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1499, doi: 10.1029/2003GL017144, 2003.
3. *Demezhko D.Yu., and Golovanova I.V.* Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data. *Climate of the Past*, 2007, 3, p. 237-242 (<http://222.clim-past.net/3/237/2007/cp-3-237-2007.html>)
4. *Демежко Д. Ю.* Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. ISBN 5-7691-1106-2. 143с.
5. *Huang, S. and Pollack, H.N.* Global Borehole Temperature Database for Climate Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series #1998-044. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. 1998. (<http://www.geo.lsa.umich.edu/climate/>)
6. *Котлованова А.А.* Влияние параметра тепловой активности на распространение температурных волн в геологических средах. Двенадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011, с. 119-123

## Моделирование эффекта подмагничивания литосферных пород вековой вариацией геомагнитного поля на период 2000 - 2009 гг. в районе обсерватории Арти

Криковцева Татьяна Георгиевна, аспирант, УрФУ  
t.krikovtseva@yandex.ru

научный руководитель: чл.-корр. РАН, проф., д.ф.-м.н. П.С.Мартышко  
консультант: д.ф.-м.н. Н.В. Федорова

### *Введение*

Вековые вариации геомагнитного поля связаны с источниками, лежащими внутри земного шара, и вызываются, в основном, теми же причинами, что и магнитное поле Земли [1]. Локальные аномалии векового хода могут быть созданы изменением намагниченности литосферных пород вследствие пьезомагнитного или индукционного эффектов [2]. Геофизическая обсерватория Арти расположена в зоне крупной магнитной Манчажской аномалии на расстоянии 25 км к востоку от её эпицентра. На Манчажском полигоне в результате синхронных наблюдений в 1971 – 1978 гг. была выделена область аномального векового хода [3]. По результатам полевых магнитовариационных исследований и моделирования индукционных эффектов, вызванных геомагнитными солнечно-суточными вариациями и суббурей, показано, что Манчажская аномалия вызвана преимущественно индуктивной намагниченностью пород земной коры [4]. В представленной работе проведено моделирование эффекта подмагничивания вековой вариацией литосферных пород и проведена оценка индукционного эффекта в районе обсерватории Арти для периода 2000-2009 г.

### *Моделирование источников региональных аномалий*

Изучаемая территория ( $56^{\circ}$ – $57^{\circ}$  с.ш. и  $57^{\circ}$ – $60^{\circ}$  в.д.) имеет достаточно большие размеры  $\sim 110 \times 300$  км. При моделировании геофизических полей от крупных объектов без учета формы Земли возникают погрешности, достигающие существенных величин и имеющие сложные закономерности [5], поэтому моделирование выполнено для сферической формы Земли.

Для аппроксимация магнитного поля Манчажской и Михайловской аномалий использовалась модель трехмерных источников, представляющая собой набор из 87 сферических параллелепипедов, полученная в результате итерационного процесса подбора аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  [6]. Каждый элементарный параллелепипед задавался 7 параметрами: географическими координатами долготы и широты нижнего левого угла  $\lambda_1$ ,  $\varphi_1$  и  $\lambda_2$ ,  $\varphi_2$  - верхнего правого; глубины до верхней  $h_1$  и  $h_2$  – нижней кромок объекта и вектором намагниченности  $\mu = \mu(I, J, D)$ . В пределах тела намагниченность считается однородной. Горизонтальные размеры сферических параллелепипедов для района Манчажской региональной магнитной аномалии задавались  $5' \times 5'$ . Нижняя кромка была задана на глубине 35 км. Значения магнитного поля рассчитывались по сетке  $10' \times 10'$ . Общее количество точек поля составило  $\sim 450$ .

Для определения компонент вектора напряженности магнитного поля модели использованы формулы, приведенные в работе [5]. Расчет составляющих магнитного поля от сферического параллелепипеда проводился с помощью численного интегрирования по объему источника. В работе было рассмотрено несколько численных методов, в основе которых лежат квадратурные формулы Гаусса-Лежандра. Хорошо зарекомендовали себя вычислительные методы с использованием кубатурных формул с равноотстоящими узлами [6]. Так же при вычислениях применялись кубатурные процессы, описанные в работе [5]. Итоговое поле модели получено суммированием полей от элементарных сферических параллелепипедов.

Алгоритм реализован в виде программного модуля на языке C# и работает на платформе .NET. На вход подается файл, содержащий параметры источников, компонент

намагничивающего поля, начальные точки наблюдения и параметры шага по  $\lambda$  и  $\varphi$  для сетки наблюдений. Выходные данные представлены в таблице, содержащей точки наблюдения и вычисленные значениями компонент вектора напряженности магнитного поля.

Геометрия источников задавалась моделью, описанной выше. Величина и направление намагниченности  $I$  определялись земным магнитным полем и изменялись вслед за ним (индуцированная намагниченность). Параметры намагничивающего поля задавались по данным наблюдений обсерватории «Арти» за 2000 – 2009 гг. Для Манчажской аномалии ранее проводилось моделирование для периода 1968 – 1978 гг. [2], где данные для интервала 1968 – 1972 гг. задавались из измерений, опубликованных в работе [3], и экстраполировались по результатам измерений в обсерватории В.Дубрава.

Для представленной модели источников региональных магнитных аномалий был рассчитан эффект подмагничивания литосферных пород вековой вариацией геомагнитного поля для периода 2000 – 2009 гг.

#### *Анализ результатов моделирования*

По результатам моделирования для изучаемой территории были построены карты прямоугольных составляющих  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  аномального магнитного поля. Так же для модели источников на каждый год периода 2000 – 2009 гг. рассчитывались значения вектора напряженности магнитного поля  $T$ . Были построены ежегодные карты разности модулей вектора  $T$ , что позволило оценить годовые значения вариационных эффектов, создаваемых подмагничиванием пород земной коры вековой вариацией геомагнитного поля.

На рис 1. приведены карта аномального магнитного поля района исследований (а) и результаты моделирования динамики магнитного поля вследствие эффектов подмагничивания для промежутков времени:

б) 2002-2003 гг. Изменение модуля  $T$  составило  $dT_n = 53$  нТл, что соответствует максимальному годовому изменению (вековому ходу) для 2000-2009 гг. Изменения наклона и склонения составляли:  $dI = 3'$ ,  $dD = 7'5''$ ;

в) 2005 –2006 гг. Модуль  $T$  увеличился на 32 нТл, что соответствует минимальному вековому ходу для интервала 2000-2009 гг., при этом угловые составляющие изменились на  $dI = 1'1''$  и  $dD = 2'2''$ ;

г) 2000-2009 гг. Изменение геомагнитного поля за исследуемый интервал составило  $dT_n = 373$  нТл,  $dI = 15'57''$ ,  $dD = 29'4''$ .

По результатам моделирования за представленный временной промежуток годовые значения вариационных эффектов в обсерватории Арти изменялись от 0.27 нТл/год в 2001 г. до 0.12 нТл/год в 2009 г. В эпицентре Манчажской аномалии интенсивность магнитного поля за 2001 г. увеличилась на 1.14 нТл и на 1.11 нТл в 2009 году.

#### *Выводы*

За девятилетний интервал 2000-2009 гг. значительные вековые изменения модуля  $T$  и угловых составляющих геомагнитного поля отразились и на вариационном эффекте, создаваемом подмагничиванием пород земной коры. Так в результате подмагничивания интенсивность аномалии в эпицентре увеличилась на 10.24 нТл. Кроме того, для разных лет исследуемого периода по результатам моделирования в эпицентре Манчажской аномалии относительно значений в обсерватории Арти рост поля составил около на 1 нТл/год. Так в 2003 г. разность достигла 1.22 нТл/год, а 2007 г. - 0.87 нТл/год.

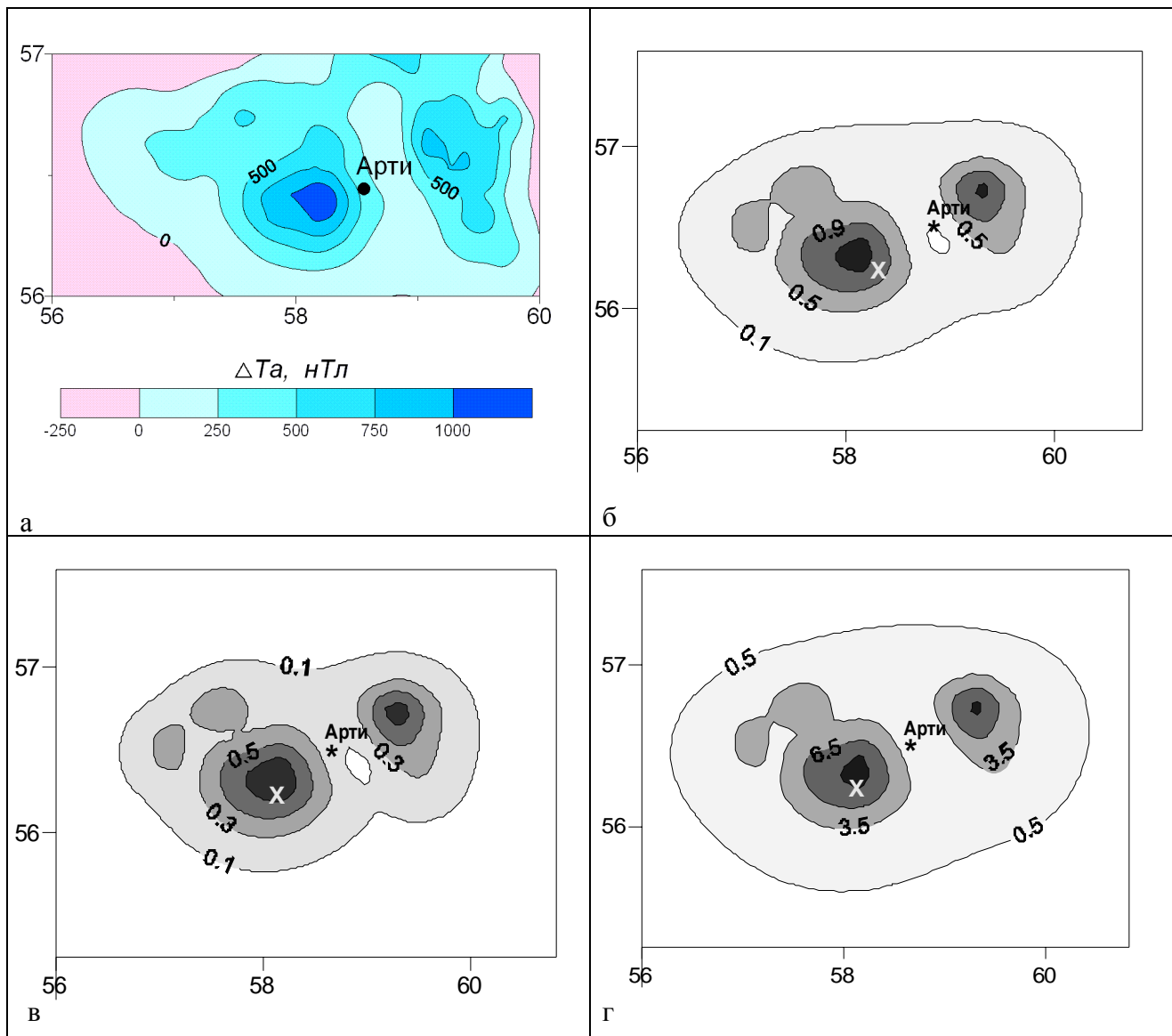


Рис. 1. Результаты моделирования. Карта аномального магнитного поля (а).

Индукционные эффекты подмагничивания литосферных пород вариациями геомагнитного поля за периоды: б) 2002-2003гг.; в) 2005 - 2006 гг.; г) 2000-2009 гг.

Автор выражает глубокую благодарность П.С. Мартышко и Н.В. Федоровой за всестороннюю поддержку и помощь в исследованиях.

#### Литература

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.Ж Изд-во МГУ, 1978, 592 с.
2. Федорова Н. В. Исследование аномалии векового хода геомагнитного поля в обсерватории Арти и на Манчажском полигоне. //Уральский геофизический вестник №7/ Екатеринбург: УрО РАН, 2005, с. 61 – 69.
3. Шапиро В.А. Исследование временной динамики Манчажской региональной магнитной аномалии //Физика Земли, 1982, №8, с.65-77.
4. Федорова Н.В., Максимовских С.И. Исследование магнитовариационных эффектов на Манчажской магнитной аномалии // Теория и практика геоэлектрических исследований / Под ред. Улитина Р.В. Екатеринбург.: УрО РАН, 2000, с. 156 – 165.
5. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Загоротько А.Н. Методика решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наукова думка, 1986, 112 с.
6. Крылов В.И., Шульгина Л.Т. Справочная книга по численному интегрированию. М.: Наука, 1966, 372 с.

## Возможности получения сейсмических изображений верхней части геологического разреза по данным МПВ

Крылевская А.Н., аспирант, УГГУ  
ГБОУ ВПО “УГГУ”, Екатеринбург  
a.krilevskaya@mail.ru

научный руководитель – к.г.-м.н. Крылатков С.М.

Для решения задач инженерной геологии нередко применяются геофизические методы. Одним из наиболее эффективных из них является сейсморазведка.

Задачи, которые может решать сейсморазведка, заключаются в изучении распределения упругих характеристик грунтов. Результатом этого являются разрезы скоростей, упругих модулей и изображения границ.

В работе [1] рассказывается об опыте получения временного разреза по методу общей глубинной точки. На рис.1 представлен разрез МОВ ОГТ, полученный в карстоопасном районе. Наличие карстовой полости оценивается по степени разрушения изображающей границы.

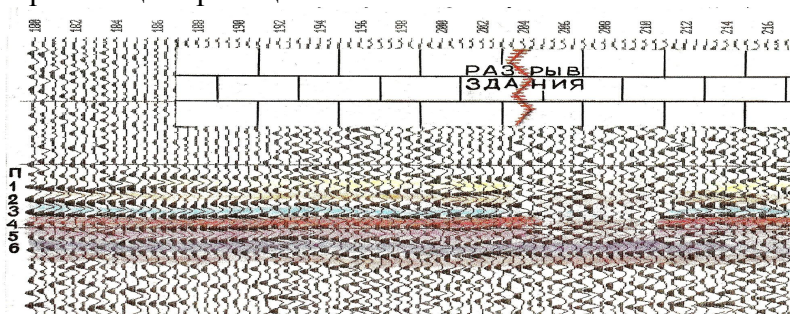


Рис 1. Временной разрез однократного непрерывного профилирования, показывающий положение карстовой полости

В то же время в силу ряда причин при инженерно-геологических исследованиях в большинстве случаев применяется метод преломленных волн (МПВ).

Этим методом определяют глубину залегания коренных пород (мощности зоны выветривания) и их физические свойства. Прочностные свойства пород рассчитываются по

значениям скоростей преломленных волн. [3]

В основном при любой обработке сейсмической записи используют кинематические (время прихода, скорость волн) и динамические (амплитуда, частота, степень затухания волн) характеристики. Однако в инженерной сейсморазведке качественный характер многих признаков и неоднозначность их истолкования усложняют возможности их эффективного применения, и приводит на практике к отказу от их использования. В настоящее время в методе преломленных волн выполняется в основном кинематическая обработка, то есть используются кинематические параметры.

Кинематическая обработка проводится по годографам первых вступлений и включает такие операции, как определение граничных и средних скоростей и построение преломляющих границ. Динамика волн используется только при корреляции волн на записях[3].

Существующие способы построения временных разрезов в МПВ [2] предназначены для работ, связанных с поисками нефти и газа на глубинах 0,5-3 км. Технология получения таких разрезов не применима на малых глубинах. На рис.2 приведен пример временного разреза МПВ, полученный этим способом.

Кроме того недостатком таких изображений является то, что получаемый временной разрез в МПВ плохо согласуется с глубинным разрезом, что может привести к ошибкам в геологических выводах. Иногда не выделяются целевые волны и на разрезе могут появиться фиктивные преломляющие границы.

На основании сказанного можно сделать вывод, что в настоящее время многие вопросы построения изображений среды для условий изучения верхней части разреза недостаточно проработаны. В то же время получение таких изображений представляет большой интерес



при инженерно-геологических изысканиях.

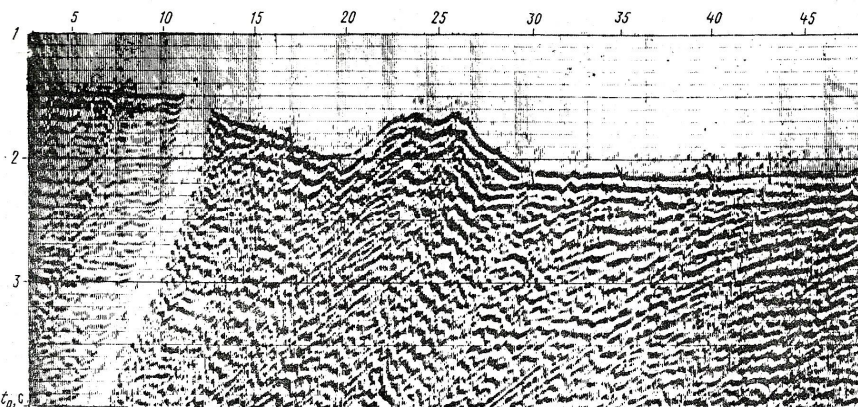


Рис.2. Фрагмент временного разреза по профилю КМПВ (по Пилипенко В.Н.) [2]

Существующие методы построения изображений верхней части разреза по данным МПВ или МОВ имеют ограничения. Этому есть определённые причины. Одна из таких причин то, что длины сейсмических волн и размеры геологических объектов (неоднородностей) сопоставимы по величине.

Другим обстоятельством является то, что высокочастотные волны сильно затухают, возбуждение и регистрация их сложны. Поэтому обычно, зарегистрировав волновое поле, проводят только его кинематическую интерпретацию. При этом, несмотря на повышенную плотность системы наблюдений и небольшой шаг между сейсмоприёмниками, получают достаточно простые модели среды (содержащие, как правило, 1-2 преломляющие границы в интервале глубин до 10-20 м). И часто эти границы не связаны напрямую с геологическим строением разреза.

Поэтому нами были проведены исследования по изучению возможностей получения как кинематических, так и динамических изображений разреза по сейсмограммам МПВ.

Для этого рассмотрены различные одномерные и двумерные сейсмические модели среды. На рис.3 изображена одна из наиболее интересных двумерных моделей с преломляющей границей, ниже которой в середине профиля имеется вертикальная граница, на которой наблюдается разрыв граничной скорости. Параметры модели таковы:  $V_1=200\text{м/с}$ ,  $V_2=400\text{м/с}$ ,  $V_3=800\text{м/с}$ ,  $h=10\text{м}$ . (мощность первого слоя),  $X_g=60\text{м}$  (горизонтальная координата вертикальной границы). На рис. 4 изображены теоретические встречные годографы первых вступлений, рассчитанные для данной модели. Пункты взрывы расположены с шагом 10м.

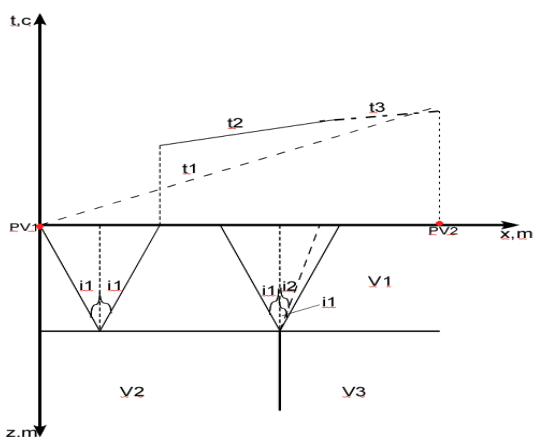


Рис.3 - Модель среды с вертикальной границей во втором слое

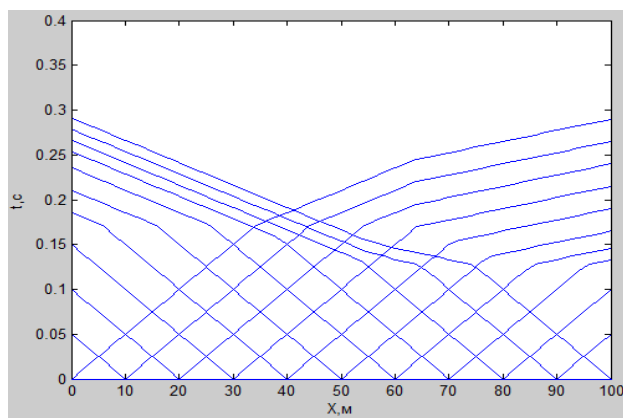


Рис. 4 –Система встречных годографов первых вступления для модели на рис.3

На рис. 5 показаны глубинные разрезы кинематических атрибутов «время» и «средняя скорость». Глубина их отнесения в разрезе вычислялась по формуле  $Z=k*X$ , где  $k$  -некоторый эмпирический коэффициент.

Даже такие простые изображения кинематических атрибутов показывают наличие довольно сложного объекта в середине профиля на некоторой глубине.

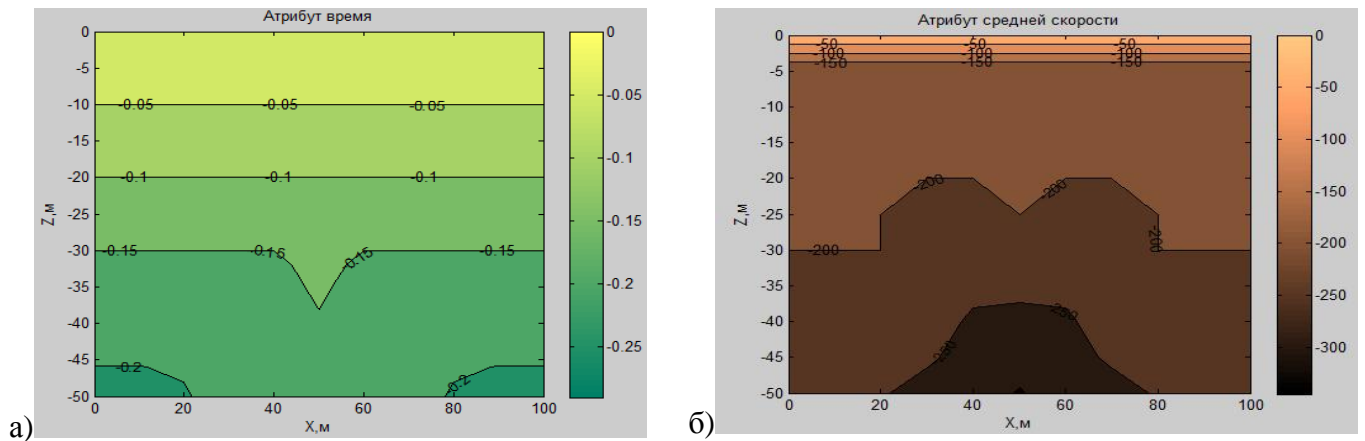
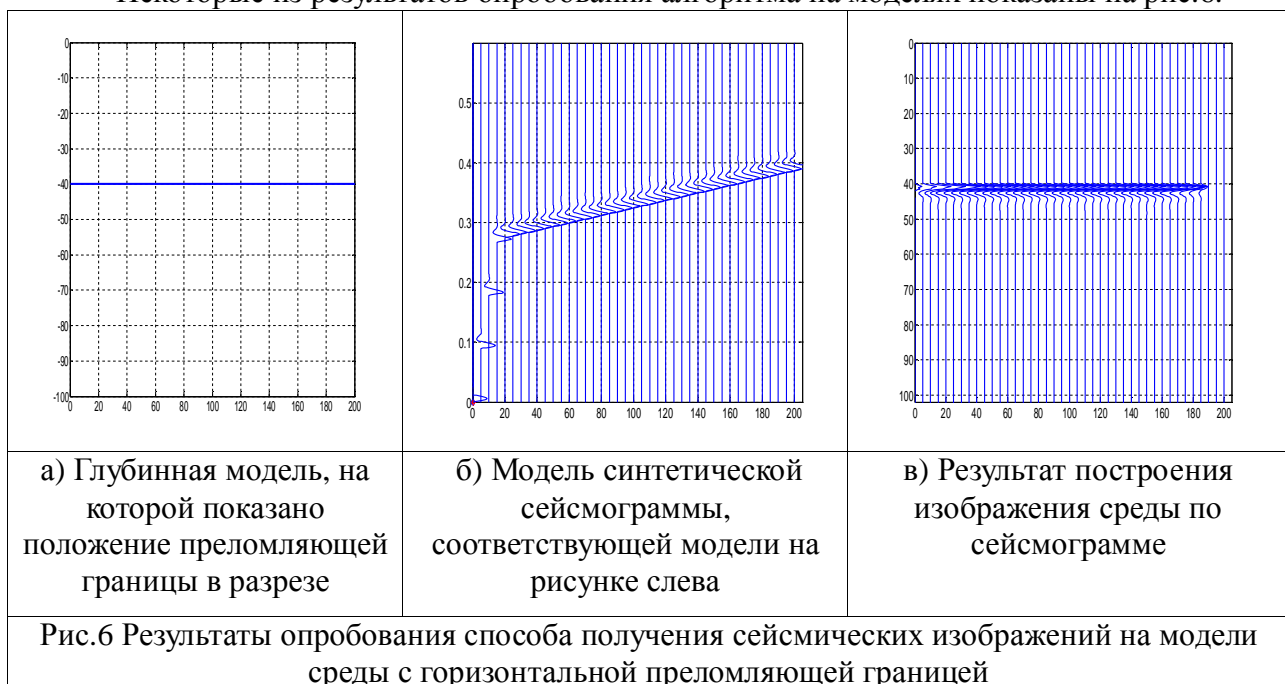


Рис. 5 — Сейсмические изображения, полученные по системе годографов показанных на рис.4. и построенные для атрибутов «время» -а и «средняя скорость» -б

Для изучения возможностей использования динамических характеристик нами был разработан алгоритм построения глубинного разреза по сейсмограммам МПВ, который реализован в виде скриптов в системе MATLAB. Для опробования эффективности этого алгоритма, проводилось численное моделирование на простых сейсмических моделях. Использовались модели с постоянными значениями скоростей с плоскими горизонтальными, а также криволинейными преломляющими границами. Далее на основании сверточной модели и рассчитанных годографов головных волн рассчитывались теоретические сейсмограммы. При этом эффекты затухания и расхождения фронта волн не учитывались.

Некоторые из результатов опробования алгоритма на моделях показаны на рис.6.



Они позволяют сделать вывод об эффективности и перспективности разрабатываемой технологии получения сейсмических изображений по сейсмограммам МПВ.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю за помощь в проводимых исследованиях к.г.-м.н. С.М. Крылаткову.

#### Литература:

1. Боганик Г.Н., Номоконов В.П., 1994, Выявление карстовых образований высокоразрешающей сейсморазведкой МОВ / Журнал Геофизика. - № 2.- С. 52-53.
2. Старобинец А.Е., Старобинец М.Е., 1983, Цифровая обработка и интерпретация данных метода преломленных волн. – М.: Недра.
3. Телегин А.Н., 2004. Сейсморазведка методом преломленных волн. – СПб.: Издательство С.-Петербургского университета.

## **Установление параметров связи между локальной системой координат Восточного рудника ОАО «Апатит» и геоцентрической системой координат WGS84**

Кузнецов Михаил Андреевич, старший маркшейдер, Восточный рудник ОАО «Апатит»  
Достовалов Роман Николаевич, технолог, Горный институт КНЦ РАН  
Научный руководитель: д.т.н. Каспарьян Эдуард Варужанович

Основная цель — получение параметров связи между действующей местной системой координат в районе восточного рудника ОАО «Апатит» и мировой системой координат WGS84 для выполнения маркшейдерских работ и развития системы диспетчеризации рудника с применением GPS-технологий. Стандартные параметры перехода из одной системы в другую обеспечивают точность порядка 1,5м, что для выполнения маркшейдерских работ не недостаточно.

Район Восточного рудника ОАО «Апатит» в достаточной степени обеспечен пунктами государственной плановой и высотной геодезической сети. Плановая опорная сеть представлена сетями триангуляции II, III и IV классов, ходами полигонометрии IV класса и I и 2-го разрядов. Высотная опорная сеть представлена ходами геометрического нивелирования III и IV классов. В качестве исходной сети GPS-наблюдений были выбраны 12 пунктов государственной геодезической сети с известными плановыми координатами в местной системе координат и высотными отметками в Балтийской системе высот 1977 г.

Высотные отметки пунктов, полученные тригонометрическим нивелированием в расчётах параметров связи не использовались.

Все запланированные к наблюдениям пункты были специально подготовлены к GPS-измерениям, для улучшения условий приёма радиосигналов от спутников площадки непосредственно вокруг пунктов были расчищены от кустов и деревьев, убраны повреждённые конструкции сигналов, найдены и расчищены центры пунктов.

Для обеспечения возможности эффективной работы спутникового оборудования на территории рудника в течении длительного срока принято решение об установке и привязке базовой станции.

В соответствии с проектом на крыше административно-бытового здания установлен специальный фундаментальный пункт, на котором крепится приёмная антенна. Конструкция пункта выполнена с учётом требований длительной сохранности и стабильности положения центра пункта. Пункту базовой станции присвоен идентификатор – EMBS.

Всё приёмники были настроены идентично, а именно: регистрировались только сигналы спутников GPS через 15 секунд с маской отсечения  $5^0$ .

На этапе рекогносцировки, исходя из числа имеющихся измерительных комплектов GPS-аппаратуры, с учётом максимального удобства подходов на пункты была разработана программа измерений и последовательности перестановки приёмников. При этом время измерения каждого вектора GPS-сети составляло не менее 2-х часов.

На базовой станции измерения выполнялись непрерывно в течение всего периода наблюдений.

Обработка спутниковых измерений выполнялась в три этапа. На первом этапе производится первичная обработка и контроль качества измерений, на втором этапе определяются координаты базовой станции (EMBS) в глобальной системе координат ITRF относительно ближайших пунктов международной сети IGS, и на третьем этапе определяются координаты пунктов сформированной сети Восточного рудника в системе координат ITRF относительно пункта EMBS.

С помощью программы TEQC выполнялась первичная оценка качества измерений, исходя из уровня зашумлённости сигнала, устанавливались параметры отбраковки измерений, имеющих большой уровень переотражения.

Для определения координат базовой станции (EMBS) на Восточном руднике в системе координат WGS84 в качестве исходных пунктов были использованы пункты международной геодезической сети IGS (Рис.1).

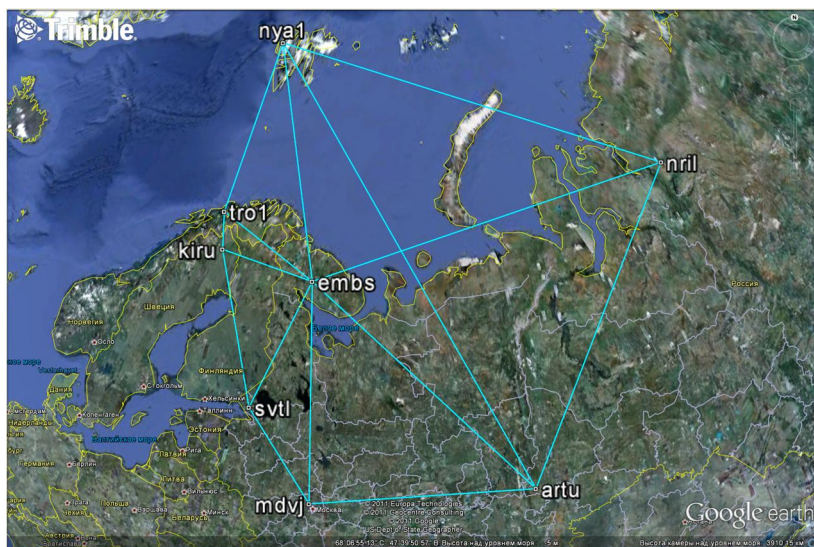


Рис.1 Сеть для привязки базовой станции (EMBS) Восточного рудника ОАО «Апатит» к международной сети IGS

Для определения координат пунктов опорной геодезической сети Восточного рудника ОАО «Апатит» в системе координат ITRF сформирована сеть спутниковых наблюдений, произведены измерения и вычислены пространственные векторы между пунктами.

Калибровка района работ (site calibration) — порядок действий по определению зависимости между координатами в системе WGS-84 (ITRF) и местными (каталожными) плоскими прямоугольными

координатами с отметками в Балтийской системе высот. Полученные зависимости могут корректно использоваться только на территории калиброванного района и позволяют с хорошей точностью использовать спутниковые технологии в режиме реального времени.

Общий порядок при определении параметров калибровки района следующий:

- Переход от геоцентрических прямоугольных координат WGS-84 наблюдаемых пунктов опорной сети в географические;
- Переход от географических координат WGS-84 к плоским прямоугольным координатам с использованием стандартных картографических проекций;
- Сопоставление плоских прямоугольных координат и эллипсоидальных высот пунктов опорной сети, полученных из WGS-84, с их координатами из исторических каталогов;
- Определение параметров аффинных преобразований от системы плоских прямоугольных координат эллипсоидальных высот, полученных из WGS-84, к местной системе плоских прямоугольных координат и Балтийской системе высот;
- Оценка точности полученных преобразований.

Для выполнения калибровки в районе Восточного рудника ОАО «Апатит», в первую очередь, переводим вычисленные геоцентрические прямоугольные координаты ITRF 2005 наблюдаемых пунктов опорной сети в географические WGS-84.

Далее осуществляем переход из географических координат WGS-84 в систему плоских прямоугольных координат, используя поперечную цилиндрическую проекцию с началом координат в пункте EMBS.

Параметры аффинных преобразований (Рис.2) системы плоских прямоугольных координат с началом координат в пункте EMBS в систему местных (каталожных) координат, а также эллипсоидальных высот в Балтийскую систему высот 1977 г. определяются с использованием модуля калибровки программы Trimble Business Centre версии 2.60.

а) Плановая калибровка

б) высотная калибровка

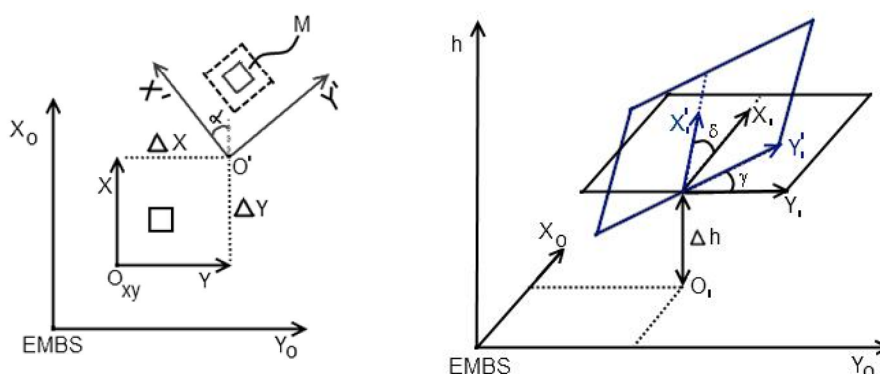


Рис. 2. Схема аффинных преобразований координат

Полученные параметры калибровки района Восточного рудника ОАО «Апатит» представлены в таблице.

#### Параметры плановой калибровки

Сдвиг на север:	$\Delta X$	27596,771 м
Сдвиг на восток:	$\Delta Y$	57649,575 м
Поворот:	$\alpha$	$-1^{\circ}04'43''$
Начало отчёта север от EMBS:	$O_x$	1174,932 м
Начало отчёта восток от EMBS:	$O_y$	-3305,155 м
Масштабный коэффициент:	$M$	1,0000416475

#### Параметры высотной калибровки

Сдвиг в вертикальной плоскости:	$\Delta h$	-18,927 м
Наклон плоскости на север:	$\delta$	$-3,815 \cdot 10^{-6}$
Наклон плоскости на восток:	$\gamma$	$41,192 \cdot 10^{-6}$
Начало отчёта север от EMBS:	$O_{1x}$	29506,301 м
Начало отчёта восток: от EMBS	$O_{1y}$	48324,716 м

При перевычислении координат пунктов опорной сети в местную систему координат и Балтийскую систему высот 1977 г. с использованием найденных параметров калибровки получены следующие максимальные величины отклонений от каталожных значений – горизонтальное 0,097м, вертикальное 0,129м, что на порядок лучше стандартного пересчёта координат.

В результате проведенных работ уточнён алгоритм калибровки местных геодезических и маркшейдерских сетей, т.е. определения перехода от координат пунктов, полученных методами GPS-технологий в глобальных системах координат, к координатам в местных системах. Непременным условием калибровки является заложение базовой станции для получения и учёта дифференциальных поправок в спутниковых измерениях.

Алгоритм реализован при калибровке маркшейдерской сети Восточного рудника ОАО «Апатит», получены параметры перехода, обеспечивающие непосредственное использование высокоэффективного GNSS-оборудования в режиме реального времени для маркшейдерского обеспечения горных работ.

Проведенная калибровка местных геодезических и маркшейдерских опорных сетей принципиально позволяет совершенствовать систему диспетчеризации технологического оборудования в плане достижения дециметровой точности позиционирования контролируемых объектов.

## Повышение кратности суммирования на основе дифракционного преобразования данных сейморазведки

Курашов Иван Александрович, аспирант  
Уральский государственный горный университет, Екатеринбург  
ivan.kurashov@m.ursmu.ru  
научный руководитель – д.г.-м.н. Бондарев В.И.

### Аннотация

В работе рассматривается способ построения сейсмических изображений на основе анализа дифракционной составляющей волнового поля. Предлагается способ пересчета исходных трасс на специальным образом подобранные области, с целью наиболее полного учета положения источников регистрируемого сейсмического сигнала. В результате применения предлагаемого способа обработки к данным, полученным при стандартных параметрах системы наблюдения, могут быть сформированы изображения обладающие повышенной кратностью суммирования трасс и рассчитанные по более густой их сети.

### Постановка задачи

Стандартные подходы к обработке данных сейморазведки предполагают, главным образом, возврат сейсмической энергии посредством зеркальных отражений от протяженных границ, обусловленных различием в акустической жесткости пород. Но вместе с этим в геологической среде присутствует и другой класс объектов, фиксирующийся на сейсмических временных полях. Такие объекты представляют собой локальные неоднородности акустической жесткости в среде — дифракторы, источники вторичных дифрагированных или рассеянных сейсмических волн. При этом, вся среда в полной мере может быть представлена как отдельными дифракторами, так и их упорядоченной совокупностью, что, например, используется в различных вариантах миграционных преобразований Кирхгофа [1].

Задача обнаружения рассеивающих объектов не может в достаточной степени решена при использовании стандартных процедур обработки данных в методе общей средней точки, поэтому возникает необходимость перестроения системы анализа материала таким образом, чтобы она была в основном направлена на выделение дифрагирующих объектов и областей их значительной локализации.

### Алгоритм

Основой предлагаемого алгоритма обработки данных становится пересчет наблюденных трасс каждой сейсмограммы на группы точек предварительно заданной сети бинов. Данный подход основан на том, что в случае рассеивающих источников их положение по зарегистрированному сигналу не может быть определено однозначно. Ранее наблюденную трассу относили к средней точке между источником и приемником, как к наиболее вероятному положению сейсмической неоднородности, а полученные в результате такого подхода смещения затем устраняли при помощи специальных миграционных процедур, поправок за угол наклона  $DMO$  и пр. [2].

В данном случае предлагается уйти от этого исходного противоречия переместив исходный сигнал на область вероятных положений его источника, которая представляет собой криволинейную поверхность. Осуществляться этот процесс будет последовательным переносом сейсмических трасс на точки с заданными координатами, с одновременным вводом специальной кинематической поправки, определяемой геометрией (координата источника, приемника и текущей расчетной точки) и скоростной моделью среды. Величина поправок определяются оператором преобразования трасс:

$$t_0(x_D, y_D) = \sqrt{t^2(x_D, y_D) - \frac{2}{V^2} \cdot (R_1^2 + R_2^2) - \frac{(R_1^2 - R_2^2)^2}{V^4 \cdot t^2(x_D, y_D)}},$$

где  $R_1 = \sqrt{(x_D - x_{ПВ})^2 + (y_D - y_{ПВ})^2}$ ;  $R_2 = \sqrt{(x_{ПП} - x_D)^2 + (y_{ПП} - y_D)^2}$ ;  $t(x_D, y_D)$  - текущее время на наблюдаемой трассе;  $x_{ПВ}$ ,  $y_{ПВ}$ ;  $x_{ПП}$ ,  $y_{ПП}$ ;  $x_D$ ,  $y_D$  - координаты на плоскости наблюдений соответственно пункта возбуждения, пункта приема и центра бина, в который трансформируется каждая наблюдаемая трасса  $t(x_D, y_D)$ . Область, на которую осуществляется преобразование исходной трассы получила название большого бина, положение, размер и форма данной области пересчета являются основными управляющими параметрами данной процедуры. Схема преобразования и используемые обозначения приведены на рис.1.

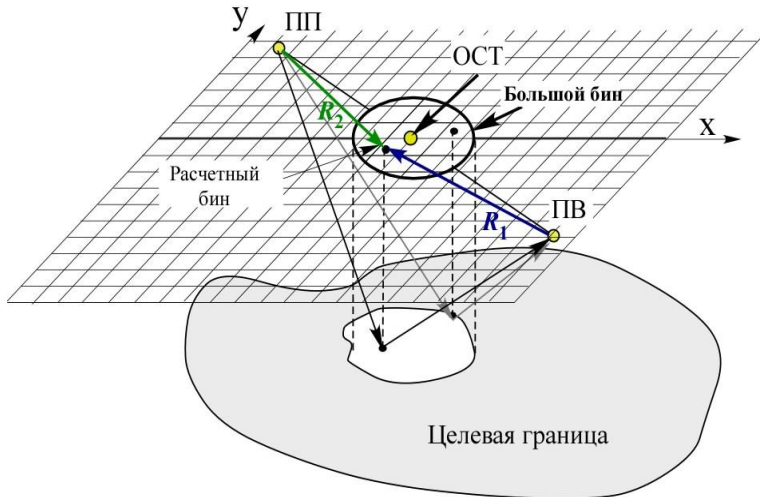


Рис.1. Схема, поясняющая выполнение трансформации трасс ОТВ и используемые обозначения

Преобразования могут выполняться как по сейсмограммам общего удаления, так и по сейсмограммам общей точки возбуждения (ОТВ). Важным результатом такой обработки данных становится многократное увеличение плотности трасс на единицу площади, в конечном счете, кратность суммирования профильных работ может быть увеличена на порядок, а в случае площадных наблюдений и на два порядка по сравнению с кратностью съемки, обусловленной технологией полевых работ. При этом важно отметить, что размер элементарной расчетной ячейки площади — бина не будет оказывать влияния на значение получаемой кратности, а значит появляется возможность уменьшать размер бина для того чтобы получать все более детальные по горизонтали сейсмические изображения геологической среды.

### Примеры

Реализация полученных алгоритмов выполнялась в программном комплексе *MATLAB*. В результате моделирования было получено большое количество математических моделей сейсмических волновых полей и была выполнена их трансформация в соответствии с описанными выше алгоритмами и подходами к обработке сейсморазведочных данных

На рис. 2 показаны результаты применения описываемой процедуры к моделям горизонтальной (б) и наклонной (в) отражающих границ, а также дифрагирующего объекта (а) - основным элементам сейсмогеологического разреза, по горизонтали отмечены номера бинов по профилю, для данного примера размер бина составляет 25 м. Длина модельного профиля — 5000 м., максимальная кратность суммирования в его центральной части достигает 120, центральная система наблюдения, шаг между пунктами возбуждения 250 м., между пунктами приема — 50 м., 61 канал записи. В исходные сейсмограммы при моделировании был включен случайный равномерно распределенный шум, соотношение сигнал/помеха — 3. Из полученных изображений видно, что в ходе обработки дифрагированные элементы могут быть успешно локализованы, а в положение границ внесены поправки за нормальное удаление источник-приемник и угол наклона, то есть на выходе мы имеем уже мигрированные сейсмические изображения геологической среды, что позволяет отнести разработанную процедуру к классу временных миграционных преобразований до суммирования. При используемом подходе к формированию изображений дифракторы, а в особенности их локализованные совокупности будут являться наиболее ярким элементом всего разреза, так как в основе метода лежит учет

преимущественно дифрагированной составляющей волнового поля. Результаты моделирования показывают что за счет высокой интенсивности суммирования трансформированных трасс может быть значительно улучшено исходное соотношение сигнал/шум.

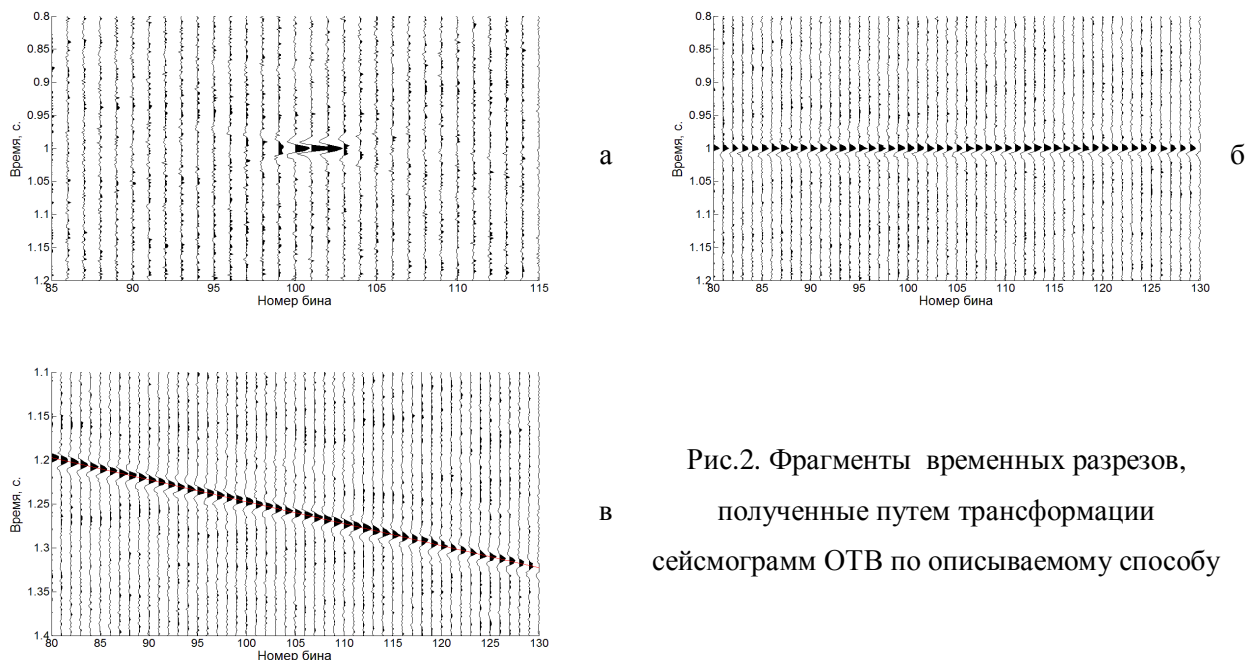


Рис.2. Фрагменты временных разрезов, полученные путем трансформации сейсмограмм ОТВ по описываемому способу

Для описанной методики разработана модифицированная технология построения вертикальных спектров скоростей, с ее помощью, непосредственно по исходным сейсмограммам ОТВ, может быть проведен скоростной анализ данных, построена скоростная модель изучаемой среды.

### Заключение

В результате реализации описанных методов обработки данных может быть получен относительно простой и дешевый метод повышения детальности сейсморазведочных работ по поверхности площади наблюдений. Также данный способ может быть использован в ходе обработки данных полученных, в силу различных причин, с редкой сетью наблюдения.

Возможности, получаемые в результате изображения преимущественно дифрагированных и рассеянных волн в зарегистрированном волновом поле, могут быть использованы при выявлении многочисленных локальных областей ослабленных горных пород, таких как зоны трещиноватости, дробления, каналы миграции углеводородов и прочих типов гетерогенных геологических сред различной природы.

Работа выполнена в рамках НИР Г-4 "Исследование структуры сейсмических волновых полей и установление ее взаимосвязи со свойствами изучаемой геологической среды" - №01201156174 проводимых по заданию и при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Бондареву В.И. и к.г.-м.н. Крылаткову С.М. за формирование базовой концепции и направлений развития данного исследования.

### Литература:

1. Клаербоут Д.Ф. Сейсмическое изображение земных недр.- М.:Недра, 1989.- 407 с.
2. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии.- Тверь: Изд-во ГЕРС, 2006.- 480 с.



## Электропроводность сейсмоактивных платформенных регионов Украины

Кушнир Антон Николаевич, младший научный сотрудник  
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев  
Antonn@ukr.net  
научный руководитель – д. геол. н. Бурахович Т.К.

Рассмотрена возможная природа аномальной электропроводности ДДВ и Донбасса. Приведено детальное описание материалов Новодарьевского и Ровеньковского землетрясений. Автор делает предположение, что одним с возможных спусковых механизмов может быть присутствие графитовых образований и трещинно-поровых массивов способствующих освобождению накопившейся сейсмической энергии в виде землетрясений.

**Новодарьевское землетрясение.** В Луганской области, в приграничном районе Украины и России на территории Восточно-Европейской платформы 11 мая 2004 года в 01 час 37 минут произошло ощутимое землетрясение.

Согласно результатам макросейсмических оценок интенсивность сотрясений составила  $I = 6$  баллов. Ближайшим населенным пунктом к эпицентру землетрясения, было, село Новодарьевка Луганской области которое и дало название землетрясению.

В структурно-тектоническом плане область эпицентра землетрясения относится к территории угленосного Донецкого бассейна, к юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена, разделяющего Воронежское поднятие и Украинский щит Восточно-Европейской платформы [1, 2].

Учеными [3], на основе оценки сейсмического потенциала Восточно-Европейской платформы с использованием комплексной типизации земли, было установлено, что Днепровско-Донецкая впадина выделяется как одна из сейсмоопасных зон. По этим данным для нее характерна широкая полоса северо-западного простирания, состоящая из сеймотектонических обстановок, для которых сейсмический потенциал прогнозируется в широком диапазоне магнитуд:  $M_{\max} = 3.0 - 7.3$ , причем более напряженная прогнозная сейсмическая ситуация по площади более связана с юго-восточной частью впадины.

В работе [4], реализован детальный анализ инструментальных записей волновых форм полученных на различных эпицентральных расстояниях от  $3^{\circ}$  и до  $68^{\circ}$ , также проведены уточнения магнитудных и энергетических оценок этого события. Таким образом, в ходе анализа за окончательные приняты следующие параметры гипоцентра Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г.: время возникновения  $t_0 = 01 \text{ ч } 37 \text{ мин } 12,1 \text{ с}$ ;  $\varphi = 48,09^{\circ}\text{N}$ ;  $\lambda = 39,34^{\circ}\text{E}$ ;  $h = 11(+/-5) \text{ км}$ ;  $K_p = 11,2$ ;  $M_L = 4,2$ ;  $M_s = 3,8$ .

**Ровеньковское землетрясение.** 19.04.2006 г. с 02.00 до 03.00 часов ночи на территории г. Ровеньки, Луганской области, расположенного в 52 км южнее г. Луганска, наблюдалось 15 подземных толчков, которые ощущались населением на площади около  $10 \text{ км}^2$ .

Макросейсмическая оценка последствий Ровеньковского землетрясения показала, что на территории г. Ровеньки интенсивность сотрясений составила  $I = 4-5$  баллов, что касается с. Калиновка то здесь интенсивность сотрясений составила  $I = 5$  баллов, а в районе пос. Новодарьевка ( $I = 6$  баллов). Известно, что Ровеньковском районе ведется интенсивная добыча угля, поэтому первоначально в качестве причины землетрясения рассматривался обвал шахтных выработок. Но по данным шахтоуправления оказалось, что в эпицентральной зоне выработок нет.

Из-за отсутствия в регионе стационарных сейсмических станций не удастся достаточно точно определить положение гипоцентров и надежно восстановить механизмы очагов Ровеньковского землетрясения. Согласно работе [5], указанное событие может быть приурочено к Ровеньковскому тектоническому разлому.

*Природа аномальной электропроводности ДДВ и Донбасса.* Проводник с  $\rho$  от 0,5 до 100 Ом·м, залегающий на глубине 2 км в недрах Донбасса, трудно объяснить присутствием только минерализованной воды, потому что такие значения  $\rho$  не достигаются даже при ее концентрации до 1% с минерализацией более Юг/л [6, 7]. Эти трудности снимаются, если допустить, что наряду с обводненностью пород в разрезе находятся проводники другого типа – полупроводникового или электронного. Наиболее вероятным источником повышенной проводимости в этом интервале глубин являются угли. Удельное сопротивление углей зависит от степени их углефикации (метаморфизма) и зольности (наличия минеральных компонент). Оно значительно возрастает при переходе от бурых к каменным, затем постепенно понижается к углям тощим, а при переходе от них к полуантрацитам и антрацитам резко падает. При наличии пластов большой мощности антрациты нередко заметно снижают суммарное сопротивление всей угленосной толщи [8]. Резкое увеличение электропроводности при переходе к антрацитам является результатом молекулярно-структурных перестроек в углях на данной стадии углефикации и обеспечивает антрацитам свойства полупроводников. С повышением метаморфизма значительную роль начинает играть подвижность свободных электронов, определяющаяся не столько составом, сколько плотностью вещества, строением молекул [9]. Резкое увеличение влажности в углях ведет к резкому уменьшению  $\rho$ , что связано с увеличением роли электронной проводимости. Таким образом, этот проводящий слой может образовываться комбинированной флюидно-электронной проводимостью. Наличие воды на таких глубинах вполне возможно [10].

Кроме того, в формировании электропроводности большую роль играет сера в геотермальных водах. Серная химия очень похожа на водную и может существенно влиять на электропроводность. В некоторых районах комбинация воды и серы более значима, чем вода сама по себе [11].

Проводник на глубине 10 км с  $\rho = 1 \div 100$  Ом·м в рифейской части, ДДВ и Донбассе коррелирует с выделенной В.В. Гордиенко [12, 6] зоной возможного частичного плавления в мантии. В земной коре минерализованный флюид, увлажняющий электронно-проводящие включения пород черносланцевой толщи рифея [10] и создающий сквозную связность, возник в результате дегидратации пород мантии. Этот же регион характеризуется низкими значениями намагниченности до 0,3 А/м глубинных частей земной коры [13], скорее всего за счет поднятия изотермы Кюри. Кроме того, распространение проводящего слоя в пределах ДДВ и Донбасса в модели, построенной для электромагнитных данных, полученных на 2000 с, качественно коррелирует с распространением отражающего горизонта в интервале глубин от 10 до 20 км, который характеризуется четко выраженной анизотропией скоростей (6,0—5,8) [14].

Одним из нерешенных вопросов природы выявленных проводников является отсутствие на кривых ГМТЗ данных об аномально высокой электропроводности частично расплавленных пород мантии. Однако на фоне мощного проводника в недрах земной коры (до 10000 См) на кривых ГМТЗ проводники в мантии не выделяются.

**Выводы** Очаги Новодарьевского и Ровеньковско землетрясений тяготеют к осевой части Донбасской аномалии электропроводности, которая размещается в земной коре на глубинах от 2 км до 30 км. Обращая внимание на присутствие зоны возможного частичного плавления мантии, скрытого на глубинах 10 км, можно предположить, что древние тектонические процессы окончательно себя не исчерпали и продолжают свою эволюцию, что и приводит к формированию и развитию напряженно-деформационных систем и накоплению сейсмической энергии. В исследуемом районе имели место существенные метаморфические процессы, которые сумели переработать всю мощность Земной коры, что проявилось в углефикации и повышении зольности углей. Также процесс метаморфизации мог повлечь образование графитов различного генезиса, а также образования порово-трещинных массивов в результате дегазации горных пород.

Таким образом, опираясь на выше изложенное можно предположить, что в области Донбасской аномалии электропроводности, графит, содержащийся в первичных осадках и,

возможно, образовавшийся в результате метаморфизма керогена, а также флюиды, заполняющие порово-трещинные пространства, является источниками пониженного сопротивления внутри земной коры и способствует освобождению накопившейся сейсмической энергии в виде наблюдающихся землетрясений.

#### **Литература:**

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир. 2001. – 606с.
2. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Академик Ю.Г. Леонов. – М.: Наука. 2004. –340 с.
3. Рейснер Г.Н., Иогансон Л.И., Комплексная типизация земной коры Восточно-Европейской платформы, как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Статья 2. Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности. Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып.3. – С.3–13.
4. Габсатарова И.П., Бабкова Е.А. Современные возможности определения параметров землетрясений по инструментальным данным в районах слабой сейсмичности на примере Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004года с  $M_s=3.8$  (Луганская обл., Украина) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Междунар. конф. Т. I [А-М]. Воронеж, 2006. С. 112-127.
5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1. Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 320.
6. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. – Киев; Изд. Ин-та геофизики НАН Украины, 1998. –85 с.
7. Гордиенко В.В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журн. – 2001. – 23, 1. – С. 29–39.
8. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. А. Г. Тархова. – М: Недра, 1980. – 518с.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Спр, геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман. – М: Недра, 1984. – 455с.
10. Лукин А. Е. Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогекных бассейнах. – Киев: Наук, думка, 1997.– 224с.
11. Olhoeft C.R. Geoelectrical properties of granite with implication for lower crust //J. Geophys. Res. – 1981, – 86, №32. – P.931– 936.
12. Азаров Н.Я., Беляевский В.В., Бердичевский М.Н. и др. Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий – Киев: Знание, 1998. – 264с.
13. Орлюк М.І. Нафтогазоносність земної кори України у зв'язку з її намагніченістю // Нафтова і газова промисловість. – 1994. – №3. – С. 16–19.
14. Левенштейн М. А, Павленкова Н.И., Баранова Е.П.– Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины // Геолог, журн, – 1971. – 31, вып. 2. – С, 77–82.

## Решения прямой двумерной задачи магнитометрии с использованием адаптивной аппроксимации тела

Лошаков Георгий Геннадьевич, студент  
Воронежский Государственный Университет  
lg2k@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Глазнев В.Н.

Развитие методов интерпретации потенциальных полей во многом обусловлено совершенствованием методов решения соответствующих прямых задач. В настоящее время существует достаточно развитый арсенал численного решения прямых задач теории потенциала, используемый в гравиметрии и магнитометрии, которые отличаются различными особенностями представления модели среды. В процессе развития и совершенствования численных методов решения прямых задач в первую очередь обращается внимание на повышение точности и увеличение скорости.

Фактически при решении прямой задачи для тел простой формы, ограниченных прямыми (в двумерной постановке) или плоскостями (в трехмерной постановке), используются известные аналитические методы для таких тел. Для тел более сложной формы, в том числе многосвязных, существует множество алгоритмов и способов расчетов потенциальных полей от таких объектов, которые основаны на различных вариантах аппроксимационного представления моделей тел. Эти методы, требующие значительных вычислительных ресурсов, стали доступны с развитием численного моделирования с использованием высокопроизводительных компьютеров. В такой постановке задача математического моделирования потенциального поля от тела произвольной формы рассматривается как совокупность прямых задач от тел более простой формы, для которых известны аналитические способы решения прямой задачи.

В рассматриваемой постановке в качестве элементарного аппроксимирующего двумерного тела использован бесконечный по простиранию параллелепипед с квадратным сечением. Основным требованием, предъявляемым к такому рекурсивному алгоритму аппроксимации среды, являются требование точности представления среды. Поскольку аппроксимация среды интересует нас лишь как некоторое промежуточное действие, необходимое для решения прямой задачи от канонического элемента представления сетки покрытия, то данное условие можно сформулировать требование конечной точности вычисления поля от минимального элемента аппроксимации тела в данной точке. То есть глубина рекурсии должна выбираться исходя из естественного требования

$$|A(J_r, d_r, \xi_r, \zeta_r, R_{min})| \leq \varepsilon, \quad (1)$$

в котором приняты обозначения:  $A$  – оператор решения прямой задачи от некоторого  $r$ -го канонического элемента,  $J_r$  – намагниченность данного элемента,  $d_r$  – характерные размеры  $r$ -го элемента,  $\xi_r$  и  $\zeta_r$  – координаты центра  $r$ -го элемента,  $R_{min}$  – минимальное расстояние от центра  $r$ -го элемента до точки вычисления поля,  $\varepsilon$  – априорно заданная требуемая точность вычисления поля.

Реализация рекурсивного алгоритма аппроксимации предполагает следующую последовательность действий.

1. На первом этапе выполняется нахождение центра масс аппроксимируемого тела ( $P$ ), который совмещается с центром первого квадрата, являющегося корневым узлом квадротомического дерева. Сторона квадрата выбирается таким образом, чтобы он покрыл полностью все тело.

2. В процессе вычислений квадрат делится на четыре равных по площади квадрата, которые становятся его потомками, для каждого из них проверяется степень влияния создаваемого им магнитного поля (компонент индукции или модуля вектора индукции) в ближайшей точке наблюдения.

3. Условием остановки разбиения является:  $q \in P$ , где  $q$  элемент рекурсии. Значение точности вычислений непосредственно влияет на размер  $q$  и соответственно на степень точности аппроксимации геологического тела.

4. В результате работы алгоритма аппроксимации получается упорядоченное квадротомическое дерево, представленное совокупностью канонических элементов.

5. После завершения процесса аппроксимации тела выполняется решение прямой задачи вычисления поля (компонент индукции или модуля вектора индукции), создаваемого листовыми узлами квадродерева на основе аналитических формул. Решение прямой задачи производится, рекурсивно, спускаясь вниз по дереву, с вычислением суммарного влияния магнитного поля от всех узлов, заполняющих заданный геологический объект. Для данной совокупности элементов квадродерева решение прямой задачи выполняется с гарантированной точностью представления суммарного поля от заданного тела.

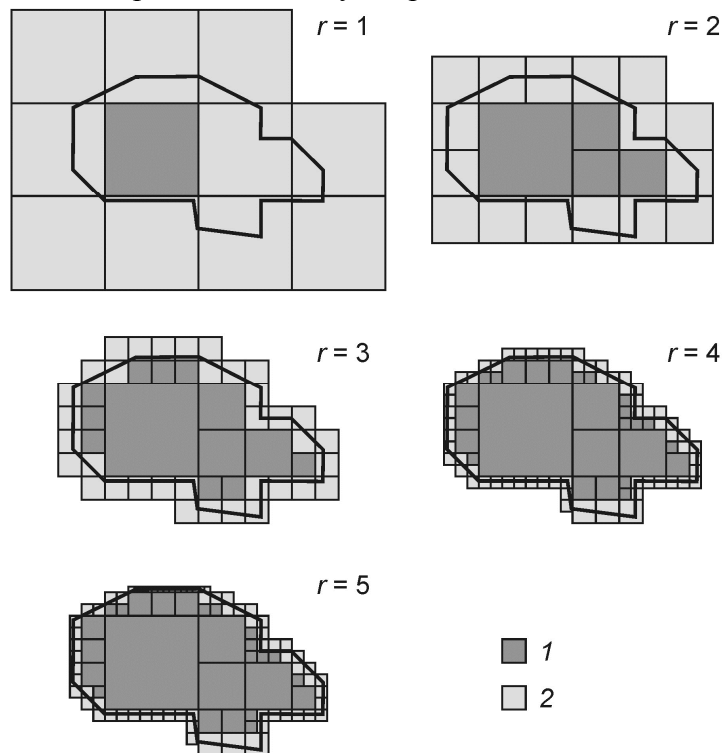


Рис. 1. Аппроксимация заданного тела в процессе рекурсии ( $r$  – порядок рекурсии). Обозначения: 1 – элементарные объекты полностью покрывающие тело; 2 – элементарные объекты не полностью покрывающие тело.

Предложенный алгоритм адаптивной аппроксимации среды является достаточно гибким и эффективным по времени вычислений. На практике использование такого алгоритма предлагается использовать в качестве составного элемента в программе решения обратной задачи магнитометрии. Развитый подход к аппроксимации аналогично может быть реализован и при решении прямой и обратной задачи гравиметрии.

Автор приносит благодарность научному руководителю Глазеву В.Н.

Работа выполнена в рамках исследований по гранту РФФИ 11-05-00110-а.

#### Литература:

1. Блох Ю.И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки. М.: МГГА, 1993. 79с.
2. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан, ООО "Март", 2002. 188с.
3. Долгаль А.С., Балк П.И., Христенко Л.А. Синтез линейной и нелинейной постановок обратной задачи в гравиразведке и магниторазведке / Ред В.И. Старостенко. – Берлин, ФРГ, Горный институт УрО РАН, Пермь, 2011.

## Динамика подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне перед сильными землетрясениями с $M > 5.5$ района Авачинского залива

Макаров Евгений Олегович, младший научный сотрудник  
Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский  
ice@emsd.ru

Научный руководитель: д.ф.-м.н., Фирстов П.П.

Исследования связи между концентрацией радона в почвенном воздухе и изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды с целью прогноза землетрясений усиленно ведутся в течение последних нескольких десятков лет во всех сейсмоактивных регионах Земли. В настоящей работе рассмотрены особенности отклика объемной активности подпочвенного Rn (ОА Rn) на изменения напряженно-деформированного состояния литосферы района Авачинского залива в связи с подготовкой сильных землетрясений с магнитудой  $M > 5.5$ .

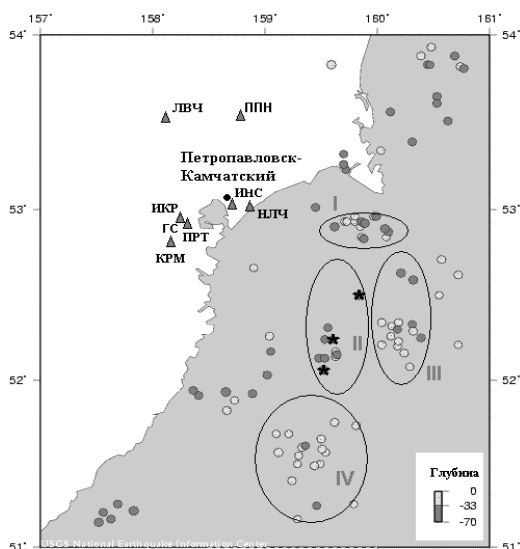


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений района Авачинского залива с  $M > 5.5$  за 1973-2010 гг.

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне начиная с 1998 г. работает сеть пунктов регистрации содержания радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) в почвенном воздухе рыхлых отложений [3, 4]. Пункты сети радонового мониторинга расположены в разных структурных элементах побережья Авачинского залива, что дает основание предполагать различный отклик в динамике радона в зависимости от местоположения очага землетрясений (Рис. 1). В качестве датчиков на всех пунктах используются газоразрядные счетчики типа СБМ-19, что позволяет вести пассивную регистрацию  $^{222}\text{Rn}$  по  $\beta$ -излучению продуктов его распада [2]. С начала организации сети регистрации ведется с помощью радиометров РЕВАР изготовленных в КБ ИРЭ (Фрязино). Как правило, датчики располагаются в заборных емкостях (ведро – 10 л) на двух глубинах зоны аэрации: т. 1 – глубина около одного метра, т. 2 – глубина около двух метров. Переход от концентрации к объемной активности осуществляется по эмпирической формуле ОА Rn ( $\text{Бк/м}^3$ ) =  $9 \cdot N$  (имп/мин).

В настоящее время пункты сети оснащаются современными регистрирующими приборами серии ALMEMO, оборудованными системой коннекторов.

По данным National Earthquake Information Center (NEIC) для землетрясений с  $M > 5.5$  в акватории Авачинского залива выделяются устойчивые в пространстве эпицентральные зоны, которые показаны на рис. 1 (I - IV):

- Зона I приурочена разлому регионального порядка – Шипунскому.
- Зона II отражает сеймотектонические процессы в Авачинской котловине.
- Зоны III и IV связаны с тектоникой Северного и Южного блоков подводного хребта Шатского.

За период наблюдений в Авачинском заливе произошло 7 землетрясений с  $M > 5,5$  (рис. 1, выделены звездочкой), Из них предвестниковые аномалии имели только 4.

Из выделенных событий наиболее полно изучены: роевая последовательность землетрясений 4–5 августа 2004 г. с  $M_{\text{max}} = 5.6$  [5], форшок-афтершоковая последовательность землетрясений, произошедшая с 30 июля по 3 августа 2010 г. с  $M_{\text{max}} =$

6.3, афтершоковая последовательность землетрясений 15 - 19 марта 2003 г.,  $M_{max} = 6.1$ ,  $R=166$  км.

*Форшок-афтершоковая последовательность землетрясений 30 июля-3 августа 2010 г.,  $M_{max} = 6.3$ ,  $R = 125$  км.* С 30 июля по 3 августа в Авачинском заливе на глубинах 20-60 км произошла форшок-афтершоковая последовательность землетрясений с  $M_{max} = 6.3$ . Спустя две недели южнее мыса Шипунского произошел рой землетрясений на глубинах 40-60 км с  $M_{max} = 5.8$ . На рис. 2 приведены графики динамики ОА Rn за период 4 июля – 23 августа 2010 г. Следует отметить увеличение ОА Rn в период с 11 по 29 июля на всех пунктах регистрации, что может свидетельствовать об увеличении скорости конвективного потока подпочвенных газов в результате изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды. С целью выявления общих элементов поведения в динамике ОА Rn на пунктах ИНС, НИС, КРМ на основе трехмерного ряда по методике А.А. Любушина [1] построен агрегированный сигнал. В агрегированном сигнале четко выделяются аномалии 12-20 июля и 8-13 августа (рис. 2в). Для выделения вступлений аномалий и определения времени их запаздывания относительно первого пункта - КРМ, была произведена барокомпенсация полученных рядов с целью учета суточных колебаний, обусловленных термическим приливом. После чего была выполнена кросс-корреляция и по максимуму коэффициента определены временные задержки вступлений аномалий на каждом пункте регистрации. При допущении плоского фронта распространяющейся с постоянной скоростью «геодеформационной волны», рассчитан азимут ее прихода, который составил  $162^\circ$ , значительно южнее направления на эпицентр наиболее сильного землетрясения. Скорость распространения «геодеформационной волны», составила  $\sim 21.6$  км/сут.

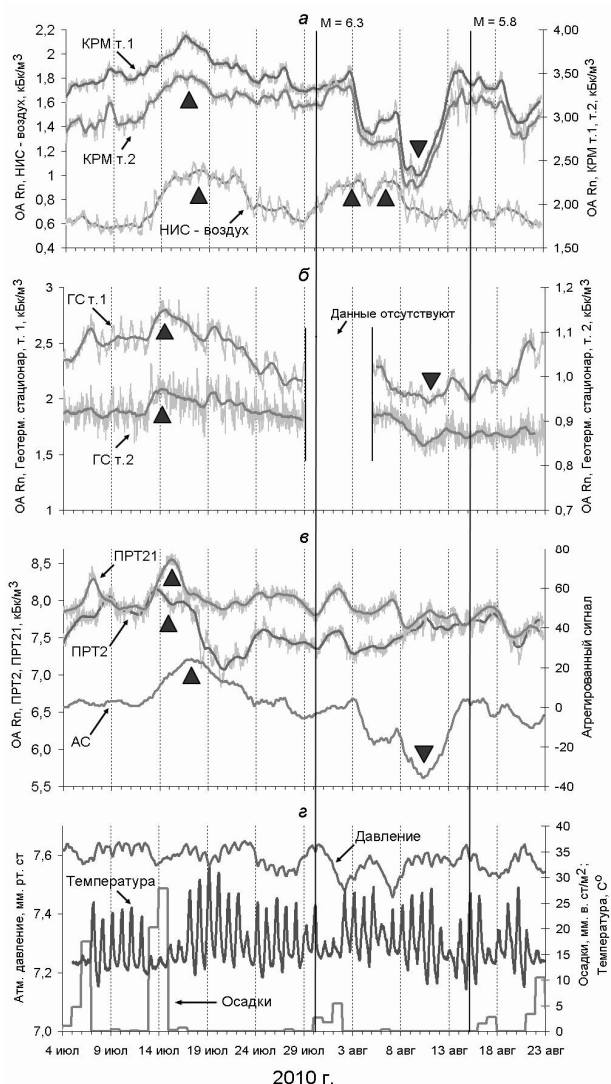


Рис. 2. *а* – динамика ОА Rn в пунктах НИС (воздух), КРМ (т. 1, т. 2); *б* – динамика ОА Rn в пункте ГС (т. 1, т. 2); *в* – динамика ОА Rn в пунктах ПРТ2, ПРТ21, агрегированный сигнал, построенный по трем временным рядам данных пунктов КРМ, НИС, ИНС (подвал); *г* – метеопараметры. Треугольниками отмечены фазовые корреляции сигналов. Тонкими серым линиями показаны исходные данные, жирной линией отображены данные после осреднения скользящим средним по 46 точкам. Сплошными вертикальными линиями отмечены моменты возникновения сильных землетрясений с  $M > 5.5$ .

Рассмотрим землетрясения с  $M > 5.5$  произошедшие в районе Северного блока подводного хребта Шатского (зона III). Из трех произошедших в этой зоне событий за все время наблюдений только одно имело предвестник в поле подпочвенного радона.

*Афтершоковая последовательность землетрясений 15 - 19 марта 2003 г.,  $M_{max} = 6.1$ ,  $R=166$  км.* С 15 по 19 марта 2003 г. в Авачинском заливе на глубинах более 30-60 км произошла афтершоковая последовательность землетрясений с  $M_{max} = 6.1$ . В динамике ОА Rn выделяются

бухтообразные аномалии длительностью 5 суток. Моменты вступлений которых выделяются, достаточно, четко на трех станциях ЛВЧ, НИС и ПРТ. Причем для станций ЛВЧ и ПРТ, наблюдается резкое увеличение, а на станции НИС уменьшение ОА Rn. Для выделения вступления аномалий и определения времени их запаздывания относительно вступления на первый пункт - НИС, была произведена барокомпенсация и выполнена кросс-корреляция. По разности запаздывания вступлений аномалий на пунктах регистрации рассчитан азимут прихода «геодеформационной волны» ( $149^\circ$ ), который удовлетворительно совпадает с направлением на эпицентр землетрясения. При этом скорость ее распространения составила 88 км/сут.

### *Выводы*

На сети пунктов мониторинга подпочвенного радона на Петропавловск - Камчатском полигоне перед землетрясениями с  $M > 5.5$  с эпицентрами в Авачинском заливе зарегистрированы аномальные возмущения в 30-50% от уровня фона (район II, III, рис. 1). По временам прихода вступлений аномалий на треугольники станций оценены азимуты на источники, которые удовлетворительно совпадают с направлением на эпицентры соответствующих землетрясений. Эти аномалии рассматриваются как реакция поля подпочвенного радона на процессы подготовки землетрясений. По-видимому, выделенные радоновые аномалии можно рассматривать как отклик изменения массопереноса Rn в геосреде на «геодеформационные волны», обусловленные пластическими деформациями в зоне субдукции, которые могут предшествовать землетрясениям. Сопоставление результатов радонового мониторинга и пространственно-временных характеристик сейсмичности показало удовлетворительное совпадение времен основных реперных точек по обоим видам наблюдений. Возрастание амплитуды агрегированных сигналов многомерных рядов по данным радонового мониторинга перед сильными землетрясениями можно рассматривать как краткосрочный предвестник (с временем упреждения от одного до 15 суток).

Автор выражает благодарность научному руководителю Павлу Павловичу Фирстову за проявленное внимание и поддержку в процессе выполнения работы.

### *Литература*

1. *Любушин А.А.*(мл). Агрегированный сигнал систем низкочастотного геофизического мониторинга // Физика Земли, 1998. №1. С. 69 – 74.
2. *Рудаков В.П.* Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ // Автореферат на соискание степени доктора физико-математических наук. М. 1992 г.
3. *Фирстов П.П.* Мониторинг объемной активности подпочвенного радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) на Паратунской геотермальной системе в 1997-1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1999. № 6. С. 1-11.
4. *Фирстов П.П., Рудаков В.П.* Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 26-41.
5. *Фирстов П.П., Широков В.А., Руленко О.П., Яковлева В.С., Исаев А.В., Мальшева О.П.* О связи динамики подпочвенного радона ( $^{222}\text{Rn}$ ) и водорода с сейсмической активностью Камчатки в июле - августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология, 2006. № 5. С. 49-59.



## Построение плотностной модели центральной части Даниловского грабена ХМАО по гравитационным данным

Манушко Екатерина Александровна, аспирант  
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург  
cap\_st@prm.uran.ru  
научный руководитель – к. г.-м. н. Вахрушева Н.В.

Построена плотностная модель центральной части Даниловского грабена на основе интерпретации аномального поля притяжения в редукции Граафа-Хантера. Предположение о восточном падении западной границы грабена подтверждено моделированием.

Цель работы - построить пространственную плотностную модель всего гравиактивного слоя в центральной части Даниловского грабена. Трёхмерная плотностная модель строилась методом подбора при решении прямой задачи гравиразведки, реализованном в программном комплексе 3-D интерпретации потенциальных полей [3]. Все избыточные плотности приведены относительно значения  $2.67 \text{ г/см}^3$ . При построении модели предполагалось, что аномальное поле создаётся верхней частью земной коры до глубины 12 км. Размеры слоёв модели по вертикали заданы так, чтобы, с одной стороны, наилучшим образом отобразить априорную информацию о рельефе кристаллического фундамента и дневной поверхности, а с другой – получить максимально простую модель там, где строение коры нам достоверно неизвестно. Размер элементарной модельной ячейки в плане определился из этих соображений и масштаба карт фундамента и рельефа дневной поверхности (1:200000). Далее, из работы [2] использовалась карта доюрского основания западной части ХМАО и значения плотностей для этих пород [1].

При моделировании оптимальным оказалось оставить на границах грабена контакты тел вертикально падающими до глубин порядка 3 – 3.5 км на западе и примерно 2 км на востоке. Мощность грабена меняется от 2 км на юго-западе до менее 1 км на северо-востоке и постепенно сходит на нет на северо-восточном углу планшета, где пришлось ввести в модель очень плотные (с избыточной плотностью до 0.43) тела поднимающиеся с глубин 12 км до глубины 3-4 км. При моделировании западного массива гранитоидов и обрамляющих их гнейсов оказалось разумным предположить вертикальное падение контактов этих тел для моделирования соответствующих градиентов аномального поля. На глубинах от 12 км до 8 км, а местами и выше пришлось вводить тяжёлые объекты, не выходящие на эрозионный срез фундамента.

Остаточное поле представляет собой мозаичную структуру с мелкими деталями и размахом  $\pm 2$  миллигала, а в отдельных точках 3 миллигала, за исключением краёв планшета, где сказывается влияние масс, лежащих за пределами рассматриваемой площади.

Создана плотностная модель на весь гравиактивный слой на участке моделирования. Для более точной геологической интерпретации результатов следует провести моделирование аномального магнитного поля с использованием геометрии построенной плотностной модели.

### Литература:

1. Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы, 2008.
2. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Фёдоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. Т.50. № 4. С. 484-501.
3. Костров Н.П., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. Система 3D интерпретации результатов гравимагнитных наблюдений с целью геологического картирования доюрского комплекса Западной Сибири // Горные ведомости, 2005, №1. С. 57-61.

## Аппроксимация гравитационного поля при помощи конечного набора параллельных стержней

Мартышко М.П., младший научный сотрудник

Бызов Д.Д., младший научный сотрудник

ИГФ УрО РАН

maxim@martyshko.ru, ivanov389@gmail.com

Научный руководитель: чл.-корр. РАН Мартышко П.С.

При интерпретации гравитационных данных часто приходится решать задачу аппроксимации. В.Н. Страхов и А.В. Цирульский высказали идею подбора наблюдаемых данных не полями модельных тел, а гармоническими функциями, имеющими особенности в нижнем полупространстве (полуплоскости). В двухмерном случае эта идея была блестяще реализована в работах А.В. Цирульского, Ф.И. Никоновой, Н.В. Фёдоровой: определён класс логарифмических функций, который оказался оптимальным для аппроксимации, разработаны и программно реализованы алгоритмы аппроксимации. Особенности функций из аппроксимационного класса располагались на отрезках («материальных стержнях»), отсюда возникла идея и в трёхмерном случае вести подбор наблюдаемых данных полями сингулярных источников – «материальных стержней». Первые такие попытки аппроксимаций гравитационного поля в трёхмерном случае были предприняты в работах Ф.И. Никоновой, Н.В. Фёдоровой, электрического поля – в работах П.С. Мартышко.

В настоящей работе программно реализованы алгоритмы подбора (с использованием современных программных средств) и построены примеры аппроксимации.

Рассмотрим задачу аппроксимации в следующем виде. Пусть в узлах некоторой прямоугольной сетки заданы значения вертикальной производной  $U_z$  потенциала гравитационного поля, создаваемого некоторым ограниченным телом. Требуется приблизить данное поле при помощи набора сингулярных источников. В качестве сингулярных источников в работе рассматриваются одномерные стержни конечной длины с постоянной линейной плотностью. Каждый стержень из набора полностью определяется семью параметрами: координатами и плотностью.

Прямая задача гравиметрии для таких стержней решается достаточно просто путем непосредственного интегрирования. Так, для стержня плотности  $\delta$ , концы которого имеют координаты  $x_1, y_1, z_1, x_2, y_2, z_2$  в декартовой системе координат, вертикальная производная гравитационного потенциала  $U_z(x, y, z)$  вычисляется по формуле

$$\Delta g = U_z(x, y, z) = \gamma\delta\sqrt{a}\left(\frac{-M}{a\sqrt{a+b+c}} + \frac{2(N-Mb/2a)(2a+b)}{(4ac-b^2)\sqrt{a+b+c}} + \frac{M}{a\sqrt{c}} - \frac{2b(N-Mb/2a)}{(4ac-b^2)\sqrt{c}}\right),$$

где  $M = z_2 - z_1$ ,  $N = z_1 - z$ ,  $a = (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2$  – квадрат длины стержня,  $b = -2((x - x_1)(x_2 - x_1) + (y - y_1)(y_2 - y_1) + (z - z_1)(z_2 - z_1))$ ,  $c = (x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 + (z - z_1)^2$ .

Особым является случай, когда точка, в которой вычисляется поле, лежит на прямой, проходящей через стержень. Здесь формула для вычисления производной принимает более простой вид:

$$U_z(x, y, z) = \frac{\gamma\delta(z_2 - z_1)}{ap(1-p)},$$

где  $(x - x_1)/(x_2 - x_1) = (y - y_1)/(y_2 - y_1) = (z - z_1)/(z_2 - z_1) = p$

Задача приближения заданного на сетке поля сводится к минимизации некоторого функционала  $F$ , характеризующего степень близости гравитационных полей - исходного и создаваемого набором сингулярных источников, в нашем случае, стержней. Такой функционал можно задавать различными способами. В работе, в частности, использовался следующий вариант определения:

$$F = \sum_i |u_i - w_i|^2$$

где  $u_i$ ,  $w_i$  - значения исходного поля и поля, создаваемого набором стержней в  $i$ -ом узле сетки, суммирование ведется по всем узлам.

Данный функционал неотрицателен и равен нулю, когда значения полей совпадают во всех узлах сетки.

В качестве метода минимизации применялся метод Пауэлла. Несмотря на то, что метод не использует производные, он по классификации Химмельблау относится к группе «лучших» наряду с самыми эффективными градиентными методами. Кроме того, отличительной особенностью данного метода является относительно медленный рост количества вычислений функционала при увеличении числа искомых параметров. При решении различных задач минимизации часто возникает стандартный вопрос об устойчивости. Численные эксперименты показали, что задача нахождения минимума функционала  $F$  в случае подбора стержнями является неустойчивой. Поэтому возникла необходимость в некоторой регуляризации. С этой целью было наложено регуляризующее ограничение на геометрические размеры стержней. Так, в случае подбора одним стержнем вместо функционала  $F$  практически минимизировался функционал

$$F_1 = F + \lambda a,$$

где  $a$  – квадрат длины стержня,  $\lambda$  - параметр регуляризации.

В случае подбора набором параллельных стержней минимизировался функционал

$$F_1 = F + \lambda(a + b),$$

где  $a$  – квадрат длины стержней,  $b$  – квадрат расстояния между крайними стержнями из набора,  $\lambda$  - параметр регуляризации.

Алгоритм подбора гравитационного поля при помощи набора параллельных материальных стержней был программно реализован.

### **Программа подбора гравитационного поля при помощи конечного набора параллельных стержней**

Данная программа написана на языке C++. Программа позволяет подбирать вертикальную производную гравитационного поля, заданную на регулярной прямоугольной сетке, при помощи конечного набора параллельных стержней. При этом количество узлов сетки по оси  $Ox$  и  $Oy$ , а также шаг вдоль этих осей могут быть различными.

Один однородный стержень, очевидно, определяется семью параметрами: координатами и плотностью. Набор, состоящий из конечного фиксированного числа однородных стержней одинаковой плотности и длины (также как и прямоугольная однородная пластина) полностью определяется девятью независимыми параметрами. В программе, для определения набора используются следующие параметры:

$\delta$  - линейная плотность стержней;

$2a$  – длина стержней;

$2b$  – расстояние между крайними стержнями набора;

$x_0, y_0, z_0$  – координаты центра набора (координаты центра прямоугольной пластины, описывающей по периметру набор стержней);

$w_1, w_2, w_3$  - углы поворота Эйлера в радианах, которые определяются следующим образом: сначала выполняется поворот вокруг оси  $Oz$  на угол  $w_1$ , затем - вокруг оси  $Ox$  на угол  $w_2$ , потом - снова вокруг оси  $Oz$ , но на угол  $w_3$ . Соответствующая матрица движения имеет вид:

$$\begin{pmatrix} \cos w_1 & -\sin w_1 & 0 \\ \sin w_1 & \cos w_1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos w_2 & -\sin w_2 \\ 0 & \sin w_2 & \cos w_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos w_3 & -\sin w_3 & 0 \\ \sin w_3 & \cos w_3 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Работа алгоритма проверялась на ряде модельных примеров. В частности, были аппроксимированы поля прямоугольных параллелепипедов и наклонных призм (с достаточной, с практической точки зрения, точностью).

## **Сравнительный анализ технологий каротажа продуктивности в скважинах специальных конструкций**

Мартюшев Илья Геннадьевич, магистр  
ПГНИУ, Пермь  
incredibles@gmail.com  
научный руководитель – к.т.н. Шумилов А.В.

Большинство нефтедобывающих компаний, как в России, так и за рубежом столкнулись в настоящее время с проблемой добычи трудно-извлекаемых запасов. Это обстоятельство стимулировало нефтедобытчиков к поиску новых, нетрадиционных технологий, в какой то мере альтернативных общепринятым и наиболее распространенным в практике разработки большинства нефтяных месторождений. Это означает, что пробуренные и эксплуатируемые скважины представляют собой наиболее реальные источники дополнительного дохода. В связи с этим важнейшей задачей, является обеспечение оптимальных и экономически целесообразных показателей работы скважин в течение всего срока их службы.

С течением времени горизонтальные скважины составляют все большую часть от вновь пробуренных нефтяных скважин. Также увеличивается количество боковых горизонтальных стволов из старых малодобитных скважин. В связи с этим актуальность исследования горизонтальных скважин (ГС) непреклонно возрастает. Для эффективного исследования горизонтальных стволов нужен другой теоретический подход, новые научно-технические средства и способы доставки геофизического оборудования в действующие скважины.

В зарубежной практике для геофизических исследований ГС широкое распространение получили колтюбинговые установки и скважинные трактора. Отечественные геофизические предприятия имеют незначительный опыт исследований горизонтальных скважин гибкими трубами. Датская компания Welltec выпускает тракторы двух типов - для буксировки приборов и буксировки гибких труб, притом нижняя (буксирующая) часть устройства остается без изменения. Технология доставки забойным трактором не имеет ограничений по длине горизонтального ствола, работает от электрической и гидравлической энергии.

В России исследования действующих горизонтальных скважин, в основном, проводятся при помощи систем: жесткий геофизический кабель и «Латераль». Следует отметить, что при помощи указанного кабеля невозможно доставлять приборы с большой массой к забоям скважин с длинами условно горизонтальных участков 100 и более метров с зенитными углами 70-75 градусов.

Комплекс «Латераль» обеспечивает доставку приборов к забоям, как бурящихся, так и эксплуатационных ГС при помощи НКТ малого диаметра (33, 42 мм), сборка и спуск которых производится по стандартным технологиям. Электрическая связь с предварительно спущенным в скважину на трубах прибором выполняется при помощи закрепленного на геофизическом кабеле специального устройства осуществления электрической связи («мокрый контакт»), крепление колонны НКТ к геофизическому кабелю производится при помощи кабельного зажима.

Геофизические исследования в горизонтальных скважинах действующего фонда, в настоящее время, можно выполнять только при помощи установок типа колтюбинг и «Латераль». Оба комплекса обеспечивают: 100 % доставку кабельных геофизических приборов на забой ГС; использование общепринятой технологии исследования действующих скважин при освоении их компрессором; возможность спуска приборов, проведения исследований при наличии избыточного давления на устье без глушения скважины, кроме того комплексом «Латераль» возможно проводить исследования при освоении и

эксплуатации скважин УЭЦН и ШГН по технологии предварительного спуска прибора и подвески труб под насос (рис. 1) [1].

Применение ГИС на стадии эксплуатации страдает рядом существенных проблем, исследования, не носят системного во времени и пространстве характера. В наибольшей степени это касается скважин оборудованных УЭЦН, дающих 80% добычи страны. Проблема состоит в доставке геофизической аппаратуры под работающий электронасос.

Технология предварительного спуска геофизических приборов под глубинный насос разработана (А.Д. Савич, А.В. Черепанников и др.) длительное время применяется ОАО «Пермнефтегеофизика» в производстве, что позволило проводить, свободный выбор скважин для их исследований независимо от кривизны (рис. 1).

К плюсам можно отнести тот факт, что она позволяет в режиме реального времени получать информацию от забоя до насоса. Из недостатков это трудоемкий процесс совместного спуска УЭЦН и геофизического оборудования, а также вероятность пережима и закручивания кабеля вокруг НКТ во время движения компоновки [3].

Основная проблема эксплуатации нескольких пластов одной сеткой скважин - организация отдельного контроля дебитов и обводнённости каждого из них. Специалистами НПФ «Геофизика» (А.А. Булгаков, В.В. Лаптев и др.) разработана технология, позволяющая с использованием стандартного силового кабеля ЭЦН получать в режиме реального времени не только технологическую информацию о работе насоса, но и геолого-геофизическую, гидродинамическую информацию о работе одного или нескольких пластов, из которых ведётся добыча нефти. Информация непрерывно поступает из скважины, как во время работы, так и при отключении ЭЦН, что в свою очередь позволяет проводить в скважине гидродинамические исследования пластов, для реализации технологии разработан аппаратно-программный комплекс (АПК) «Спрут» (рис.2).

Отличительной чертой данной технологии является возможность получать информацию в режиме реального времени сразу от нескольких эксплуатируемых объектов и контролировать процесс работы насоса. К недостаткам можно отнести отсутствие возможности получать дифференцированную информацию вдоль ствола скважины под приемом насоса [2].

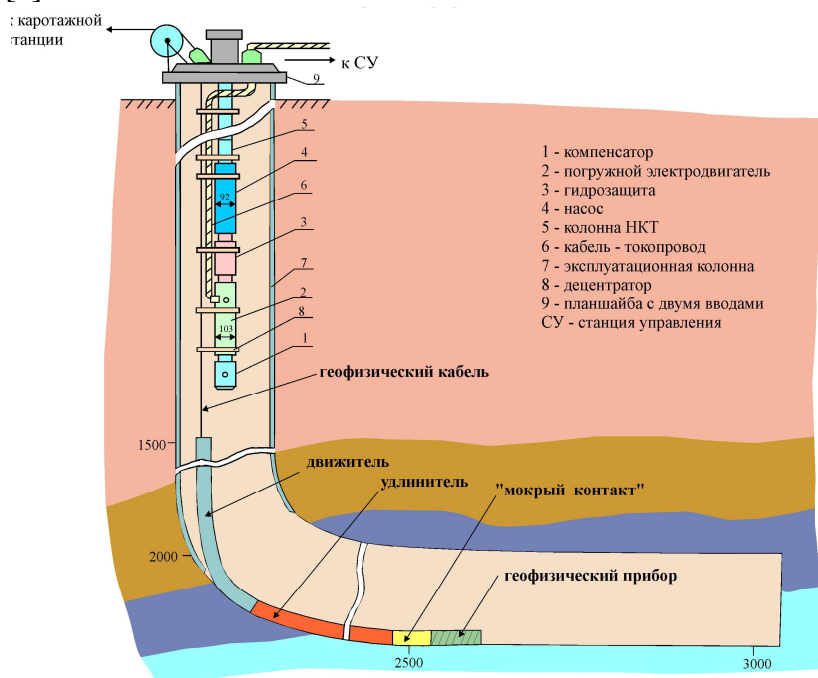


Рис. 1. Схема исследования скважин по технологии предварительного спуска приборов под насос с применением ТК «Латераль»



Рис. 2. Общий вид АПК «Спрут»

На основании промышленной апробации перечисленных измерительных систем можно сделать оптимистический вывод о том, что появилась реальная возможность на базе традиционных геофизических приборов организовать постоянный мониторинг добычи нефти из отдельных пластов, что в свою очередь снимет ограничения на совместную разработку нескольких пластов одной скважиной, и, соответственно, будет способствовать включению в разработку значительных объемов трудно-извлекаемых запасов углеводородов.

Методы геофизического контроля продукции скважин, а также способы доставки оборудования в горизонтальные скважины интенсивно развиваются и начинают широко применяться на месторождениях нефти и газа.

Сравнивая выше приведенные под насосные технологии нельзя признать однозначно первенство, какой либо из них, так как все они предназначены для решения схожих задач. Каждая из них реализует свои технологические приемы в зависимости от геолого-технических условий работы конкретного месторождения.

### Литература:

1. Бурдин Д.Л. Способы доставки геофизических приборов в горизонтальные скважины // Конференция студентов, аспирантов и молодых ученых геологического факультета ПГУ: материалы конф. / Перм. Гос. Ун-т. Пермь, 2009. С. 71-75.
2. Лаптев В.В., Бабушкин И.П. ГИС в скважинах с УЭЦН. // Совещание в ТНК-ВР по вопросам ОРЭ: материалы совещания. Уфа, 2010. С. 20.
3. Шумилов А.В. Диагностика нефтяных скважин геофизическими методами // учебно-методическое пособие. Пермский университет – Пермь, 2007. С. 86-99.

## Комплексные геофизические исследования локальных термальных объектов Юго-Восточной Камчатки

Мельникова Алла Владимировна, студентка

Рылов Евгений Сергеевич, аспирант

Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

zaparin16@mail.ru

Научные руководители – к.т.н. В.А. Рашидов, к.г.-м.н. И.Ф. Делемень

Использование геофизических методов для разведки месторождений термальных вод было начато на Камчатке в конце 50-х годов XX века Камчатским геологическим управлением на Паужетском и Налычевском геотермальных полях с целью поисков бороносных вод. В последующие годы объем геофизических работ увеличивался, вырабатывалась рациональная методика и комплексирование методов, большой объем исследований в этом направлении был выполнен производственными геологическими организациями. Итогом работ сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР по изучению 10 месторождений термальных вод Камчатки явилась монография [3]. В последнее время в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН наблюдается возобновление интереса к геофизическому изучению геотермальных районов Камчатки [1, 2, 4-7 и др.].

В 2010 и 2011 гг. сотрудниками ИВиС ДВО РАН были проведены работы на трех термальных площадках Камчатки в пределах Налычевской (НГС) и Карымшинской (КГС) гидротермальных систем с целью изучения локальных термальных объектов и апробации комплекса геофизических методов их изучения.

НГС позднеплейстоценового возраста, характеризуется наличием обширной зоны разгрузки, где разгружаются многочисленные источники различных типов – от нисходящих и восходящих родников до грязевых котлов и грифонов; в центральной части системы располагается отмерший травертиновый купол, рядом с которых расположены многочисленные воронки отмерших грязевых котлов [6, 7].

КГС, судя по гидротермальной проработке позднеплейстоценовых водно-ледниковых отложений, сопоставима по длительности существования с Налычевской системой. Разгрузка термальных вод сосредоточена на одном участке, предположительно в зоне выхода на поверхность разлома сбросового или сбросо-сдвигового типа.

По нашему мнению сравнительное исследование этих гидротермальных систем с различающимися типами разгрузки (рассредоточенным и сосредоточенным) позволяет разработать в перспективе оптимальный комплекс геофизических исследований зон разгрузки гидротермальных систем и локальных термальных объектов в пределах Юго-Восточной Камчатки.

В июле 2010 г. в пределах НГС на термальных площадках «Котёл» и «Грифон Иванова» были выполнены комплексные геофизические исследования [4-7 и др].

Термальные площадки «Котел», размером 180×200 м, и «Грифон Иванова», размером 90×100 м, сложены травертиновыми отложениями.

Площадные измерения были выполнены в 501 точке в узлах регулярной сети 10×20 м. Привязка точек наблюдения осуществлялась с помощью GPS Garming С62. В каждой точке наблюдения последовательно измерялись модуль вектора магнитной индукции, магнитная восприимчивость и мощность дозы  $\gamma$ -излучения. Геомагнитные исследования проводилась протонным магнитометром G-856 АХ и каппаметром КТ-6. Измерения  $\gamma$ -поля выполнялись сцинтилляционным геологоразведочным прибором СРП-68-01. Кроме того, на профиле, пересекающем обе термальные площадки, в 73 шпурах радиометром  $\alpha$ -активных газов РГА-01 выполнены измерения  $OA Rn$  в подпочвенном газе.

Многочисленные травертиновые чаши и купола в пределах термальной площадки «Котел», развиты вдоль радиальных трещин, что находит свое отражение, как в рельефе, так и в геофизических полях.

Геомагнитные исследования показали, что травертиновый купол «Котёл» располагается в области развития отрицательной аномалии магнитного поля. На термальной площадке «Грифон Иванова» существенных аномалий магнитного поля ( $\Delta T$ ), связанных с естественными источниками не выявлено. Зональность осадков различного типа находит своё отражение на карте магнитной восприимчивости. При этом максимальные значения магнитной восприимчивости в юго-западной и восток-юго-восточной частях на травертиновой площадке «Котёл» совпадают с максимальными значениями аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ).

При выполнении 2,5D магнитного моделирования для термальных площадок «Котёл» и «Грифон Иванова» в качестве априорной информации использовались данные бурения [5, 7]. Моделирование показало, что источники аномалий на площадке «Котёл» расположены на глубинах 15-25 м в развитых здесь глинистых и валунно-галечных отложениях, а аномалия на площадке «Грифон Иванова» связана с обсадной трубой и с ожелезнёнными гидротермально-изменёнными породами, развитыми в районе скважины. Наиболее намагничёнными являются андезиты, вскрытые в глубинном интервале: 32,5-67,95 м, а наименее намагничёнными – гранодиорит-порфиры, вскрытые в глубинном интервале: 115,4-203,7 м.

В пределах термальной площадки «Котел» выявлены локальные аномалии  $\gamma$ -излучения со значением 20-30 мкР/ч, вызванные повышенным содержанием радия, который отлагается в травертиновом покрове в зонах разгрузки термальных вод. Локальные аномалии  $\gamma$ -поля на термальной площадке «Грифон Иванова» имеют чётко выраженное СЗ-ЮВ простирание. Выделяются две локальные аномалии интенсивностью 8-10 мкР/ч: вокруг «Грифон Иванова» и на расстоянии ~ 90 м к ЮВ от него. По-видимому, в пределах этих аномалий происходит, осаждение радийсодержащих минералов в формирующемся травертиновом покрове [6,7].

В сентябре 2011 г. в центральной части зоны разгрузки КГС была изучена термальная площадка «Теплые земли». Эта площадка размером 60×200 м располагается вдоль левого берега р. Карымшина, сложена валунно-галечными отложениями, частично перекрытыми почвенным слоем [4]. Здесь расположена скважина ГК-5, являющаяся объектом режимных наблюдений Камчатского филиала Геофизической службы РАН, который с 1977 г. проводит непрерывные наблюдения за режимом подземных вод и газов, организованные специально в связи с задачей поиска и изучения гидрогеологических (гидрогеохимических) предвестников землетрясений на Камчатке.

Комплекс геофизических исследований был дополнен сейсморазведкой (корреляционным методом преломленных волн – КМПВ), электроразведкой методом вертикального электрического зондирования – ВЭЗ и естественного поля (ЕП), терморазведкой.

Площадные измерения были выполнены в 129 точках, в узлах регулярной сети 10×10 м. В каждой точке последовательно измерялись те же величины, что и в 2010 г., плюс температура термометром Yokogawa и ЕП мультиметром. В дальнейшем на ряде выбранных профилей в пределах этой сети были выполнены исследования методами КМПВ цифровой сейсмической станцией «Лакколит-24М» и электроразведка методом ВЭЗ портативной цифровой электроразведочной аппаратурой «ЭРП-1».

На каждой из построенных карт выделяются аномалии СВ простирания. По нашему мнению, это может быть связано с зоной трещиноватости и разгрузкой воды в верхней части разреза. Также заметны повышенные значения магнитной восприимчивости и интенсивности  $\gamma$ -поля вдоль берега реки.

По данным ВЭЗ было выделено 3 границы, различные по кажущемуся сопротивлению. Первая граница залегает на глубине около 1.5 м и, скорее всего, отслежена



из-за различий кажущегося сопротивления, т.к. в диапазоне глубин 0-4.2 м по данным кернометрии залегают валунно-галечные отложения и никакой контрастной границы не обнаружено. Вторая граница залегает на глубине около 4-5 м, что по данным бурения соответствует границе между валунно-галечными отложениями и андезитами. Третья граница располагается на глубине около 30 м, и, отслежена, скорее всего, из-за различий кажущегося сопротивления, т.к. в диапазоне глубин 4.2 – 42 м, что по данным кернометрии залегают андезиты и никакой контрастной границы не обнаружено [4].

По двум отработанным профилям были построены сейсмические разрезы. Глубина залегания отраженной границы на первом профиле около 3-4 м, на втором профиле она залегает на глубине 4-5 м, что может свидетельствовать о наклоне слоя от реки. Данная граница соответствует границе между валунно-галечным отложениям и андезитам по данным кернометрии скважины.

Методика комплексных геофизических исследований на локальных объектах в пределах геотермальных систем, прошла успешную апробацию. В результате обработки полученных данных построены детальные карты и разрезы, которые в дальнейшем могут рассматриваться с различных точек зрения. Наличие на изученных полигонах буровых скважин позволило идентифицировать границы, выделяемые геофизическими методами с данными кернометрии скважин. Исследованные объекты являются легкодоступным для проведения 4D съемок.

Работа выполнена по программе полевых работ Молодежного исследовательского лагеря «Геофизик-2010» и при финансовой поддержке ООО НИЦ «Геоконсалтинг».

#### **Литература:**

1. Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Рылов Е.С., Феофилактов С.О. Комплексные геофизические исследования в районе Нижнекошлевского пародоминирующего геотермального месторождения (Южная Камчатка) // Региональная научная конференция «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2011г. С. 39.

2. Карпов Г.П., Федорченко И.А., Яроцкий Г.П. Результаты комплексных геофизических исследований в кальдере Узон (Камчатка, 2008) // Материалы конференции посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 141-148.

3. Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки. М.: Нука, 1985. 112 с.

4. Мельникова А.В., Шульженкова В.Н., Берсенева Н.Ю., Рылов Е.С. Комплексные геофизические исследования в районе скважины ГК-5 (Карымшинская геотермальная система) // Материалы IX региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 185-200.

5. Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геомагнитные исследования термальной площадки «Котел» (Налычевская гидротермальная система, Камчатка) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г.Успенского. Пермь: ГИ УрОРАН, 2011. С. 254-256.

6. Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В., Андреев В.И., Шульженкова В.Н. Ядерно-геофизические исследования в Природном парке "Налычево" (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 231-240.

7. Firstov P.P., Rashidov V.A., Melnikova A.V., Shulzenkova V.N. Geomagnetic and nucleargeophysical investigations of thermal travertine areas in the Nalychevo hydrothermal system, Kamchatka // 7th biennial workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: Mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science, JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. August 25-30, 2011. P. 294-297.

## Специализированный Веб-портал решения геофизических задач на многопроцессорных вычислительных системах

Мисилов Владимир Евгеньевич, магистрант  
Уральский Федеральный университет, Екатеринбург  
out.mrscreg@gmail.com  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Акимова Е.Н.

В работе [1] описывается разработанный специализированный Веб-сервер, предназначенный для запуска программ, реализующих параллельные алгоритмы решения линейной обратной задачи гравиметрии – задачи выделения аномального гравитационного поля в слое и определения переменной плотности в слое на многопроцессорном комплексе МВС-ИММ через Веб-интерфейс. В работе [2] рассматриваются алгоритмы решения нелинейных обратных задач грави-магнитометрии о восстановлении поверхности раздела между средами с помощью итеративно регуляризованного метода Ньютона, на каждом шаге которого используются параллельные итерационные методы градиентного типа. В работе [3] рассматриваются эффективные прямые и итерационные алгоритмы решения СЛАУ с блочно-трехдиагональными матрицами применительно к задачам электроразведки: параллельный алгоритм матричной прогонки, параллельный метод сопряженных градиентов с предобуславливателем и параллельный метод квадратного корня для решения СЛАУ с симметричной положительно-определенной матрицей.

Данная работа является продолжением и обобщением работы [1]. Она посвящена разработке системы удаленных вычислений (Веб-портала) решения обратных задач гравиметрии (выделение аномального поля, нахождения плотности в слое, восстановления поверхности раздела между средами) и решения СЛАУ с блочно-трехдиагональными матрицами применительно к задачам электроразведки на многопроцессорных вычислительных системах (МВС) различного типа: на МВС-ИММ и гибридном вычислительном кластере NVIDIA Tesla, установленных в Институте математики и механики УрО РАН, а также на гибридной вычислительной системе (ГВС) NVIDIA GeForce, установленной на кафедре Вычислительных методов и уравнений математической физики ИРИТ-РтФ УрФУ.

Веб-портал состоит из трех основных частей (рис. 1): HTTP-сервер IIS (Internet Information Services – информационные службы Интернета), на котором установлено Веб-приложение; база данных SQL Server 2000, в которой хранятся все задачи пользователей с входными и выходными данными; служба, выполняющая загрузку данных, запуск задач на многопроцессорные вычислители различных типов, просмотр состояния задачи и загрузку результатов завершившихся задач на Веб-портал.

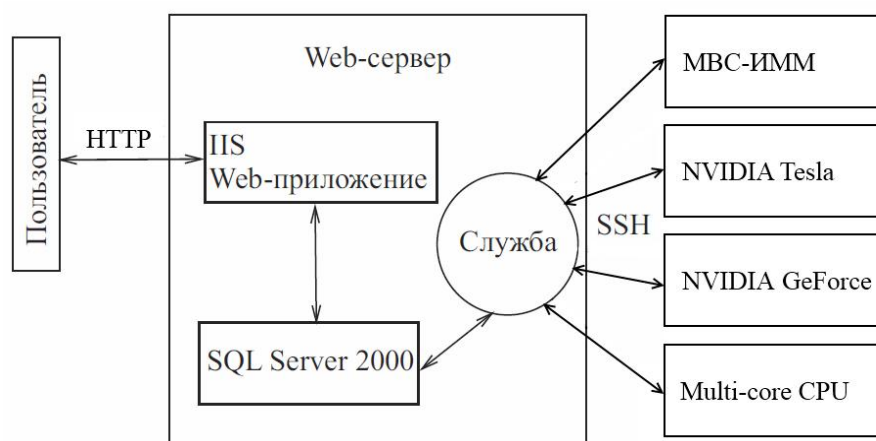


Рис. 1. Архитектура Веб-портала

Веб-портал предоставляет возможность пользователю через Веб-интерфейс выбирать тип вычислителя с указанием числа процессорных узлов, вид задачи и метод ее решения, загружать входные данные, получать выходные данные и графическое изображение результатов решения с помощью графических пакетов Surfer и gnuplot. Для каждой задачи выводится время счета на выбранном вычислителе.

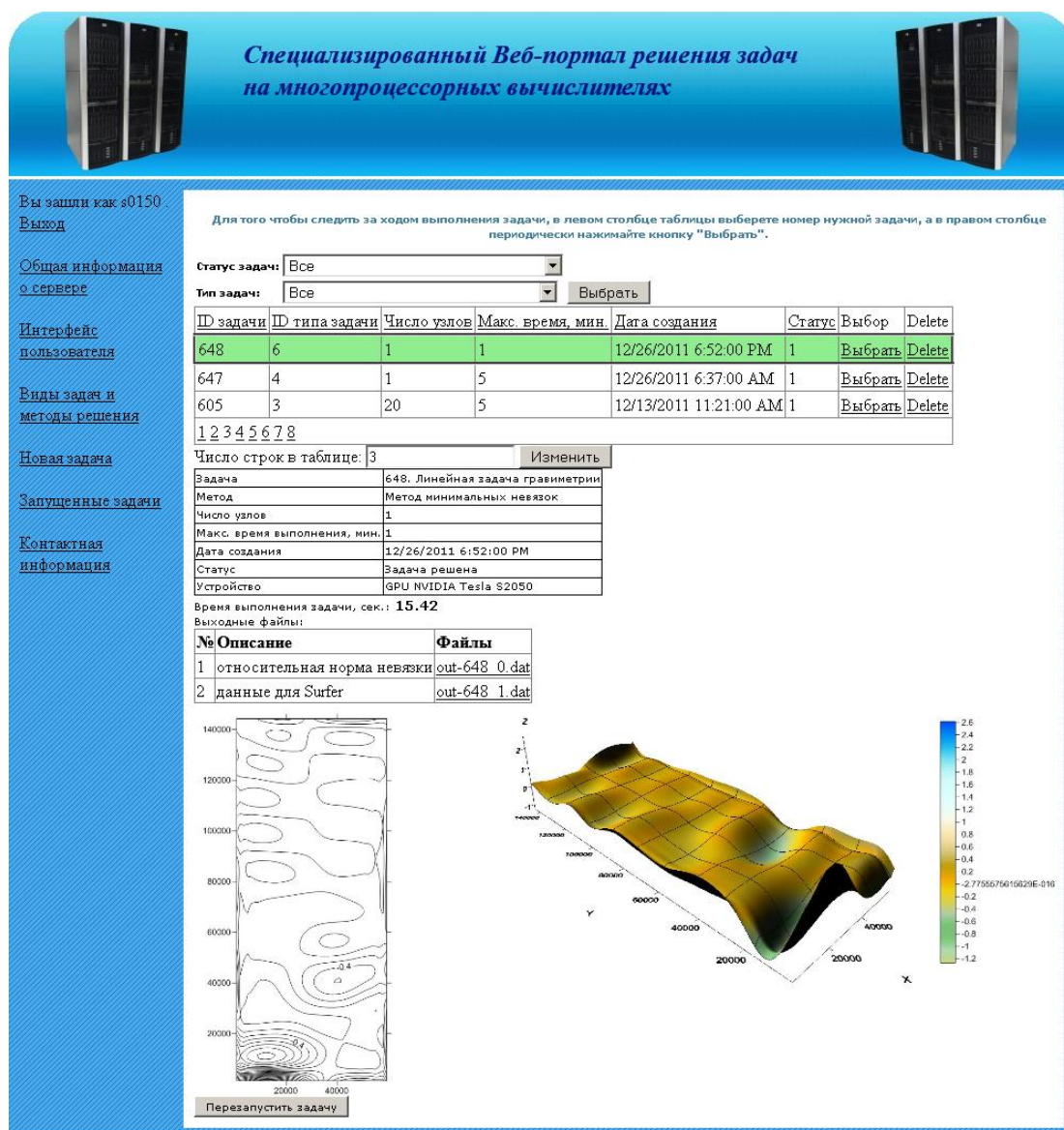
В настоящее время к исходному Веб-приложению [1] добавлено следующее.

1. Дополнена система аутентификации. При регистрации на Веб-портале происходит проверка одноименной учетной записи на МВС-ИММ. При ее отсутствии или несовпадении паролей регистрация отменяется. Реализовано SSL-шифрование трафика.
2. Предусмотрена возможность взаимодействия с разными вычислительными устройствами. Веб-портал позволяет запускать методы решения задач на многопроцессорных вычислителях различного типа, поддерживающих связь по **ssh**, передачу файлы по **scp** и запуск программ через планировщик **mpirun** или **sbatch**.
3. Модифицированы службы, отвечающие за прием и передачу файлов и запуск задач на вычислителях различного типа. В интерфейс запуска задачи добавлен выбор вычислителя, на котором эта задача будет запущена. В интерфейсе просмотра запущенных задач добавлено отображение вычислителя, на котором была запущена выбранная задача. Добавлена возможность удаления запущенной задачи из списка задач.
4. Добавлено управление загруженными файлами данных для вычислений, а именно, возможность запуска другой задачи с этими же данными с целью снижения нагрузки на сервер (перекачки файлов). Расширены наборы параметров задачи. Например, для решения линейных задач гравиметрии имеются две возможности – введение двух констант (границ) для горизонтального слоя и загрузка двух файлов (границ) для криволинейного слоя.
5. Подключено управление созданием изображений: пользователь может выбрать, из каких входных и выходных файлов строить изображения, которые будут видны на странице с конкретной решенной задачей. Для задач гравиметрии строится трехмерная поверхность и линии уровня с помощью программы Scripter пакета Surfer.
6. Изменен дизайн страниц, добавлены подробные описания задач и методов. Реализована система управления контентом, а именно, возможность редактирования на сайте описания методов решения задач и добавления новых.

С помощью Веб-портала на МВС-ИММ, NVIDIA Tesla и ГВС GeForce решена следующая задача [4]. Для восточной части Урала был обработан массив гравитационных данных, измеренный на площади  $S$ , имеющей размеры  $59.4 \times 144 \text{ км}^2$ . Эта площадь пространственно совпадает с зоной Буткинской магнитной аномалии векового хода, ограничивающей Урал с востока. Аномальное гравитационное поле предоставлено сотрудниками Института геофизики УрО РАН. Для изучения природы аномалии по реальным наблюдаемым данным решена задача о нахождении плотности в горизонтальном слое между глубинами  $H_1 = 10 \text{ км}$  и  $H_2 = 20 \text{ км}$  для области  $S$ . При этом шаги сетки  $\Delta x = 0.594 \text{ км}$  и  $\Delta y = 1.44 \text{ км}$ , гравитационная постоянная  $f = 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$ . После дискретизации исходных уравнений на сетке задача свелась к СЛАУ с симметричной матрицей  $10000 \times 10000$ . Для решения задачи использовался параллельный итеративно регуляризованный метод минимальных невязок с параметром регуляризации  $\alpha = 0.001$ .

На рис. 2 изображено распределение плотности в слое, восстановленной по аномальному полю для области  $S$ . Интерпретация результатов проведена сотрудниками ИГФ УрО РАН. В результате интерпретации выделен протяженный субмеридиональный блок земной коры пониженной плотности ( $0.2\text{--}0.3 \text{ г/см}^3$ ) (см. [4]).

Таким образом, специализированный Веб-портал позволяет эффективно решать обратные задачи гравиметрии и СЛАУ с блочно-трехдиагональными матрицами применительно к задачам электроразведки на многопроцессорных вычислительных системах различного типа.



**Рис. 2.** Решение линейной задачи гравиметрии с помощью Веб-портала

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН в рамках программ Президиума РАН № 15 (проект 12-П-1-1023) и № 18 (проект 12-П-15-2019).

Автор приносит благодарность за постановку задачи, полезные советы и обсуждения своему научному руководителю – ведущему научному сотруднику Института математики и механики УрО РАН Акимовой Елене Николаевне.

### Литература:

1. Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Параллельные алгоритмы решения обратной задачи гравиметрии и организация удаленного взаимодействия между МВС-1000 и пользователем // Вычислительные методы и программирование. 2008. Т. 9. № 1. С. 133–144.
2. Акимова Е.Н. Параллельные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии на МВС-1000 // Вестник ННГУ. 2009. N 4. С. 181-189.
3. Акимова Е.Н., Белоусов Д.В. Параллельные алгоритмы решения СЛАУ с блочно-трехдиагональными матрицами на многопроцессорных вычислителях // Вестник УГАТУ. 2011. Т. 15. № 5 (45). С. 87–93.
4. Мартышко П.С., Васин В.В., Акимова Е.Н., Пьянков В.А. О комплексной интерпретации гравитационных и магнитовариационных данных // Геофизика. 2011. №4. С.30-36.

## Динамика флюидов в терригенных коллекторах по данным ВИКИЗ

Михайлов Игорь Владиславович, инженер 1-ой категории  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск  
MikhaylovIV@gmail.com

Научный руководитель – д.т.н., профессор, академик РАЕН Антонов Ю.Н.

### Аннотация

Отдельное каротажное измерение “захватывает” только определенную стадию распределения флюидов около скважины. Разновременные диаграммы метода ВИКИЗ позволяют проследить динамику флюидов в области, прилегающей к скважине.

### Введение

Существует явно выраженная взаимосвязь между временем выполнения каротажа и электрофизическими параметрами околоскважинной зоны. [1]. Так, интерпретация более ранних измерений может существенно отличаться от таковой, когда каротаж проводился через значительный промежуток времени после бурения. Использование разновременных измерений методом ВИКИЗ, которому присуща уникальная разрешающая способность геоэлектрического разреза [2], позволяет проследить эволюцию электрофизических параметров в коллекторах.

### Примеры практических диаграмм и кривых зондирования ВИКИЗ

На рис. 1 представлен наклонно-горизонтальный разрез продуктивной залежи, полученный в одной из скважин Федоровского месторождения Западной Сибири.

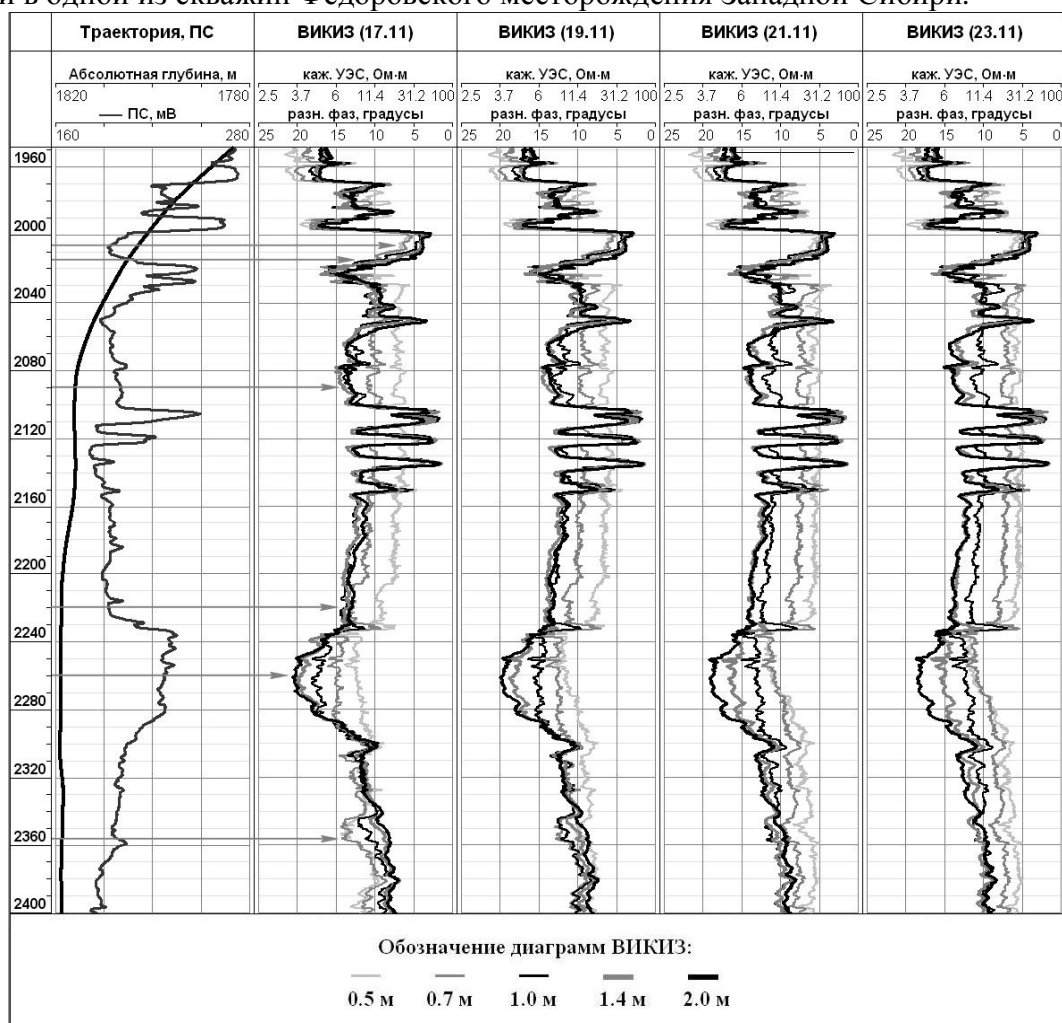


Рис. 1. Разновременные каротажы ВИКИЗ в наклонно-горизонтальном участке скважины. Федоровское месторождение.

На левом треке приведена траектория скважины и диаграмма метода самополяризации (ПС). Последующие треки содержат разновременные каротажные диаграммы ВИКИЗ, выполнявшиеся по мере поэтапного наращивания ствола скважины. Даты выполнения каротажей – 17.11, 19.11, 21.11 и 23.11 соответственно.

Диаграммы метода ВИКИЗ, выполненные в разное время, напрямую отражают динамику флюидов около скважины (рис. 1). Разновременные кривые зондирования, приводимые в качестве дополнения, придают результатам каротажа большую наглядность.

На рис. 2 приведены кривые зондирования с пикета 2007 м на интервале коллектора с газовым насыщением. Замещение газа водным фильтратом, в целом, привело к уменьшению удельного сопротивления в зоне проникновения, что отражено на разновременных графиках. Однако удельное сопротивление зоны проникновения со временем увеличивается в ближней зоне (зонды ВИКИЗ 0.5 и 0.7 м) за счет интенсивного вытеснения соленой пластовой воды пресным фильтратом. В то же время, сопротивление пласта по данным длинных зондов (1.0, 1.4 и 2.0 м) уменьшается за счет смещения соленой воды вглубь коллектора.

Кривые зондирования, изображенные на рис. 3, получены в нижней части газоносного пласта (пикет 2015 м). По сравнению с вышележащим интервалом, здесь содержится значительно больше пластовой воды. Как результат, в областях исследования средних зондов ВИКИЗ сформировались низкоомные окаймляющие зоны, сдвигающиеся со временем вглубь коллектора, значительно занижая кажущееся сопротивление продуктивного пласта.

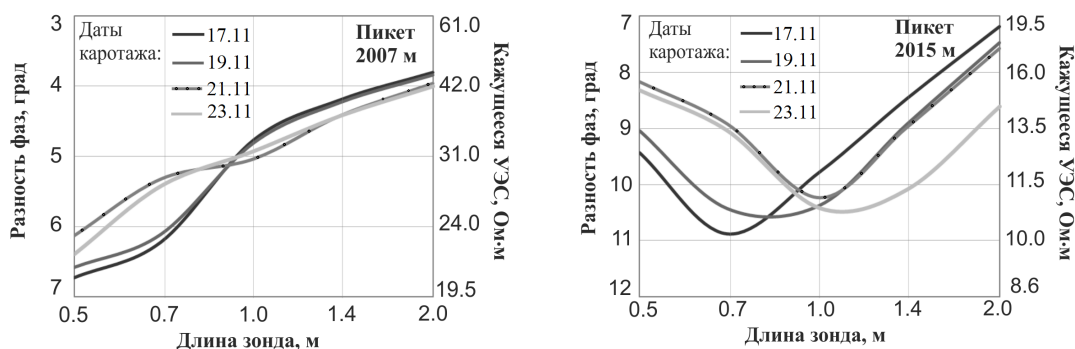


Рис. 2 и рис. 3. Разновременные кривые зондирования газоносного пласта.

Интервалы залежи, насыщенные в большей мере пластовой водой, чем нефтью (пикеты 2090 и 2220 м), представлены кривыми зондирования на рис. 4 и рис. 5. На графиках, соответствующих ранним измерениям, минимумы кажущихся сопротивлений находятся в области исследования промежуточных зондов ВИКИЗ. Такие минимумы являются признаком сформировавшихся окаймляющих зон, свидетельствующих о наличии подвижной нефти в пластах. Последующие измерения выражаются на кривых зондирования повышающим проникновением фильтрата, без явных признаков окаймляющей зоны, фиктивно отражая залежь водоносной. Эта фиктивность в большей мере видна на результатах поздних измерений.

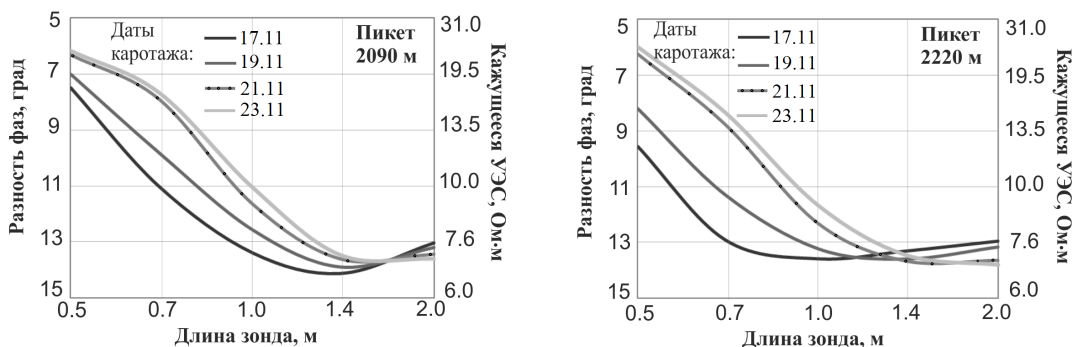


Рис. 4 и рис. 5. Разновременные кривые зондирования нефте-водоносных пластов.

На рис. 6 представлены кривые зондирования, полученные на пелитизированном участке разреза (пикет 2260 м), что подтверждается диаграммой метода ПС. Несмотря на пелитизацию, наблюдается интенсивная динамика пространства около скважины, причем кажущееся сопротивление растет по показаниям всех зондов ВИКИЗ. Это объясняется тем, что один и тот же объем фильтрата проникает на меньшую глубину в “чистый” песчаник и на большую глубину в пелитизированный песчаник. Действительно, часть пор, куда фильтрат может внедриться, занята мелкими частицами, поэтому он закономерно фильтруется в более глубокие части пласта. Это находит отражение в диаграммах длинных зондов ВИКИЗ.

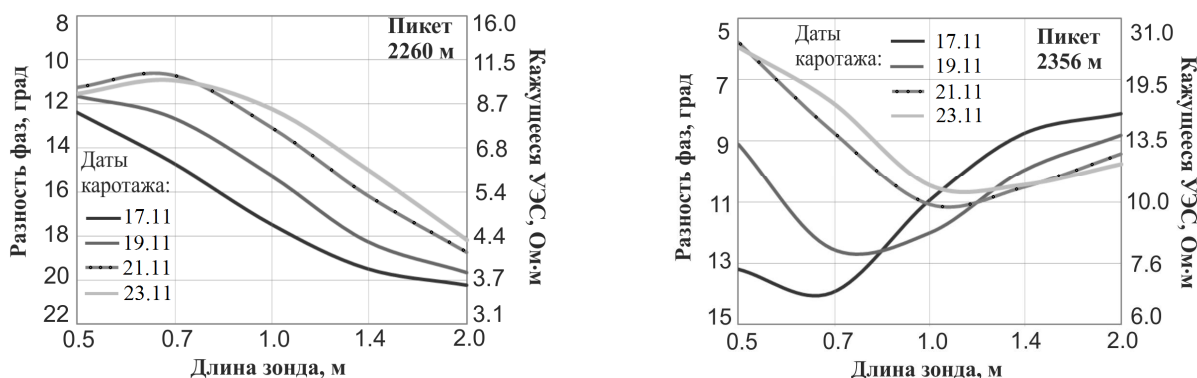


Рис. 6 и рис. 7. Кривые зондирования пелитизированного (рис. 6) и нефте-водоносного (рис. 7) интервалов.

Наконец, рис. 7 представлен кривыми зондирования нефте-водоносного интервала (пикет 2356 м). Здесь сформировалась окаймляющая зона, которая выражена на результатах всех измерений. Приведенные кривые зондирования показывают динамику окаймляющей зоны, а также зоны проникновения и части пласта, изначально незатронутой бурением. Удельное сопротивление зоны проникновения увеличивается со временем в несколько раз за счет вымывания пластовой воды. В свою очередь, окаймляющая зона, постепенно расширяясь в пласт, занижает кажущееся сопротивление все более длинных зондов ВИКИЗ. Неучет этого факта приводит к неверной интерпретации данных каротажа.

#### Заключение

Один из существенных факторов, влияющих на результаты интерпретации данных каротажа, – время проведения измерений.

Разновременные каротажи методом ВИКИЗ позволяют проследить эволюцию электрофизических параметров залежи около скважины. Это способствует более достоверной оценке свойств пластов-коллекторов.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю д.т.н., профессору, академику РАН Антонову Юрию Николаевичу за всестороннюю поддержку в исследованиях.

#### **Литература:**

1. Антонов Ю.Н. Интерпретация диаграмм ВИКИЗ // НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 1999. Вып. 64. С. 6–43.
2. Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ. Методическое руководство // Под ред. Эпова М.И., Антонова Ю.Н. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. Изд-во СО РАН, 2000. 122 с.

## Решение линейных обратных задач на основе минимизации эмпирического риска

Мичурин Антон Владимирович, младший научный сотрудник  
ФГБУН Горный институт Уральского отделения Российской академии наук  
ami.perm@mail.ru,  
научный руководитель: д. ф.-м. н. Долгаль Александр Сергеевич

Состоятельность любого метода решения обратной задачи гравиразведки и магнитометрии определяется его адекватностью целям и реальным условиям проведения геофизических исследований, открытостью к использованию различной априорной информации о помехах и источниках поля, наличием средств оценивания точности и достоверности собственных результатов. В полной мере удовлетворить этим требованиям могут лишь методы, сочетающие достоинства детерминистского и вероятностно-статистического подходов к интерпретации. Если  $q^T = (q_1^T, q_2^T, \dots, q_m^T)$  - вектор оцениваемых параметров в модели источников поля,  $D$  - множество решений  $q = (q_1, q_2, \dots, q_m)$  обратной задачи, не противоречащих априорной информации детерминистского толка, то проблема совмещения двух подходов состоит в построении (на основе априорных данных о свойствах помех) функции плотности вероятностей  $P(q)$  на множестве  $D$ , являющейся исчерпывающей информацией о векторе  $q^T$ .

В статье рассмотрено решение линейных обратных задач гравиразведки и магниторазведки, заключающихся в определении аномальных физических характеристик (избыточной плотности, эффективной намагниченности) геологических объектов с известными геометрическими параметрами по наблюдаемым геофизическим полям. Данный тип задач имеет большое практическое значение и широко применяется при изучении физических свойств горных пород в естественном залегании (например - при интерпретации результатов полевых измерений на буровых линиях); при независимой оценке адекватности глубинных сейсмических построений по материалам гравиметрических и магнитных съемок [1]; при построении 3D моделей пространственного распределения геоплотностных (геомагнитных) неоднородностей в алгоритмах аппроксимационной томографической интерпретации [2]. На практике геофизик-интерпретатор имеет в распоряжении лишь ограниченный объем петрофизической информации и потому построение геолого-геофизических разрезов методом подбора обычно выполняется по технологической цепочке, включающей в себя, как неотъемлемый элемент, решение линейной обратной задачи [3].

Поставим следующую задачу: в точках  $X_i$  произвольного рельефа земной поверхности измерены значения поля  $\bar{u}(X_i) = u^T(X_i) + \xi_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$ , обусловленные массами, распределенными с неизвестными плотностями  $\sigma_j^T$  по заданным областям (носителям)  $S_j^T$ ,  $j = 1, 2, \dots, m$ , а аддитивные помехи  $\xi_i$  являются реализациями случайных величин  $\eta_i$  с нулевыми медианными значениями:  $Me[\eta_i] = 0$ . Это условие означает всего лишь, что при выполнении геофизической съемки не было объективных причин для преобладания в измерениях  $\bar{u}(X_i)$  помех одного знака. Никаких других ограничений на свойства помех, в том числе на их абсолютные значения, не налагается. Строгие обоснования предлагаемого метода можно найти в работах [4]. Априорная информация  $G$  детерминистского типа (например - естественные ограничения  $\sigma_j^{\min} \leq \sigma_j^T \leq \sigma_j^{\max}$ ,  $j = 1, 2, \dots, m$ ) задает в пространстве  $R^m$  некоторое ограниченное замкнутое множество  $D$  векторов  $\sigma = (\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_m)$  и  $\sigma^T \in D$ .

Функция плотности вероятности  $P_0(\sigma)$  предоставляет дополнительные возможности для повышения информативности результатов интерпретации. Так задавшись некоторым  $\rho_0$ , близким к единице, можно из множества  $D$  выделить подмножество  $D_0$  такое, что



$\int_{D_0} P_0(\sigma) d\sigma_1 d\sigma_2 \dots d\sigma_m = p_0$  и дальнейшие построения вести уже на более узком множестве  $D_0$

допустимых решений. Предположение о нулевом медианном значении помехи позволяет построить кусочно-постоянную аппроксимацию функции плотности:  $P_0(\sigma) = p_r, \sigma \in \Omega_r,$

$\bigcup_{r=1}^l \Omega_r = D$ . Функцию  $P_0(\sigma)$  можно далее использовать для минимизации эмпирического

риска  $J_0(\sigma)$  - математического ожидания ошибки  $Q(\sigma^T, \sigma^*)$  оценивания неизвестных

плотностей. Доказано, что минимум риска обеспечивает вектор  $\sigma^*$  с компонентами  $\sigma_j^* = \sum_{r=1}^l p_r \bar{\sigma}_{r,j}, j=1,2,\dots,m$ , где  $\bar{\sigma}_{r,j} = \frac{1}{\mu(\Omega_r)} \int_{\Omega_r} \sigma_j d\sigma_1 d\sigma_2 \dots d\sigma_m$ ,  $\mu$  - классическая мера Лебега в

пространстве  $R^m$ . Точность решения  $\sigma^*$  обратной задачи напрямую зависит от того, в какой

степени точка  $\sigma^*$  тяготеет к «центру скопления» множеств  $\Omega_r$ , граница которых обусловлена

наиболее точными значениями  $\bar{u}_i$ . Это приводит к следующему принципу выбора разбиения

$\{\Omega_r\}$ : если  $A$  система всех пар  $(X_s, X_t)$  ближайших друг к другу точек измерения поля и  $K$  -

число таких пар, то  $\Omega_r, r=0,1,\dots,K$ , - множества допустимых решений  $\sigma$ , для которых число

пар точек  $(X_t, X_s) \in A$ , в которых разности наблюдаемого и модельного полей

противоположны по знаку, равно  $r$ . В случае профильной съемки  $K=n-1$ ,  $A$  - множество пар

соседних точек  $(X_i, X_{i+1}), i=1,2,\dots,n-1$  и вероятности  $p_r$  подчиняются биномиальному закону

$p_r = \binom{K}{r} 2^{-K}$ . Можно утверждать, что множества  $\Omega_r$  с индексами  $r$ , близкими к целому  $[K/2]$ ,

не могут быть образованы без участия наиболее точных измерений поля. Именно эти

множества получают наибольшие «веса» в векторе  $\sigma_j^*$  и на этой эвристической

закономерности строится весь алгоритм.

В процессе вычислительных экспериментов решения линейной обратной задачи

$\sigma^* = \sigma^{IYD}$  по методу минимизации эмпирического риска сопоставлялись с решениями

$\sigma^* = \sigma^{II\bar{E}}$  по минимуму среднеквадратической невязки  $\Phi(\sigma) = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta \bar{g}_i - \Delta g^M(x_i, \sigma))^2 \right)^{1/2}$

наблюдаемого и модельного полей на множестве  $D$  (такой критерий выбора наилучшего

решения типичен для детерминистского подхода). Точность приближенных решений  $\sigma^*$

обратной задачи оценивалась по значению функционала  $Q(\sigma^*, \sigma^T) = \left( \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (\sigma_j^* - \sigma_j^T)^2 \right)^{1/2}$ .

Возможности метода минимизации эмпирического риска проиллюстрируем на модельном

примере.

Пусть аномалия гравитационного поля  $\Delta g(x)$ , заданная на профиле длиной 20 км в 51

точке, обусловлена двумя однородными прямоугольными призмами, обладающими

избыточными плотностями  $\sigma_1^T = 0,15 \text{ г/см}^3$  и  $\sigma_2^T = 0,2 \text{ г/см}^3$  относительно вмещающей среды.

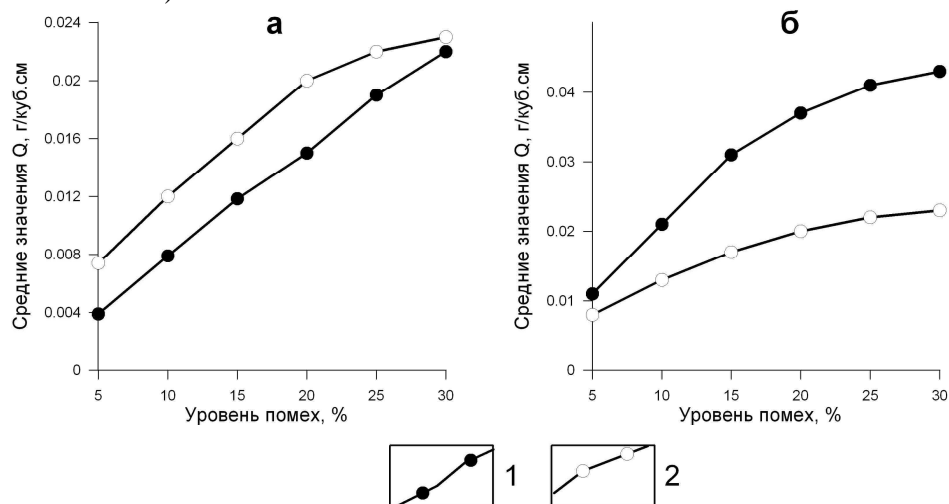
Априорные ограничения на неизвестные значениями плотности призм определяют

множество  $D = \left\{ \sigma = (\sigma_1, \sigma_2) : 0,1 \bar{a} / \bar{n}^3 \leq \sigma_1 \leq 0,2 \bar{a} / \bar{n}^3; 0,1 \bar{a} / \bar{n}^3 \leq \sigma_2 \leq 0,3 \bar{a} / \bar{n}^3 \right\}$ .

Было выполнено несколько серий расчетов. Каждая серия состояла из  $N = 500$  вариантов

решения линейной обратной задачи гравиразведки с различными выборками случайных

и ожидалось, в среднем являются более точными. Однако отмечается тенденция к уменьшению относительных различий в величине  $Q(\sigma^*, \sigma^T)$  с увеличением амплитуды помех (рис. 1а). Преимущества решения обратной задачи гравirazведки методом минимизации эмпирического риска при наличии помех, распределение которых отличается от нормального, иллюстрирует рисунок 1б. Здесь уже заметно явное преимущество предлагаемого метода. Важно, что предлагаемый метод позволяет приближенно охарактеризовать погрешность определения результативных параметров для любого частного решения обратной задачи, исходя из величины эмпирического риска  $J_0(\sigma^*)$ , который определяется непосредственно в процессе вычислений (в то время как истинные значения искомых плотностей  $\sigma^T$ , требуемые для расчета показателя  $Q$ , на практике всегда остаются неизвестными).



**Рис. 1. Зависимость средней точности решения обратной задачи гравirazведки от уровня помех в исходном поле: а – помехи распределены по нормальному закону; б – закон распределения помех имеет ассиметричный характер.**

**1 – графики параметра  $Q(\sigma^{IE}, \sigma^T)$ , 2 – графики параметра  $Q(\sigma^{ID}, \sigma^T)$**

Выполненные расчеты указывают на высокую информативность налагаемого на помехи условия  $Me[\eta_i] = 0$ , сопоставимые с информативностью детерминистских ограничений на физические параметры геологической среды, а по большому счету – лишний раз убеждают в плодотворности идеи комплексирования функционально-аналитического и вероятностно-статистического подходов в алгоритмах решения обратных задач.

Автор выражает глубокую благодарность доктору физико-математических наук А.С. Долгалю и доктору физико-математических наук П.И. Балку, идеи которых развиваются в данной статье.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В. Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE// Геофизический журнал. 2008. Т. 30. №1. С.28-41.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусев А.А. Интерпретационная томография по данным гравirazведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара Д.Г. Успенского, - М., ОИФЗ РАН. 2004.- С. 88-89.
3. Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Деп. в ВИНТИ №8363-В86. 1986. 235 с.
4. Балк П.И. Задачи регрессионного типа при нулевом медианном значении помех// Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. №2. С. 174-177.

## Алгоритмы интерпретации релаксационных кривых в методе ЯМР

Л.А. Муравьев<sup>1</sup> Н.В. Фадеева<sup>1</sup>, Д.Д. Бызов<sup>1</sup>, М.И. Шумская<sup>2</sup>,

<sup>1</sup>Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

<sup>2</sup>УрФУ имени первого Президента России Б.Н.Ельцина, г. Екатеринбург

mlev@mail.ru

Научный руководитель: к.ф.м.-н. Ю.К.Доломанский

Для подсчета запасов углеводородного сырья и определения его извлекаемости необходимо изучение микроскопической структуры горных пород-коллекторов. Одним из перспективных методов исследования петрофизических свойств образцов является импульсная ядерно-магнитная релаксометрия [1].

Для наблюдения сигнала свободной прецессии в образце, его помещают в постоянное однородное магнитное поле, поляризующее оси спинов водородосодержащего флюида вдоль силовых линий данного поля. Затем включается переменное электромагнитное поле с частотой, соответствующей частоте прецессии ядер водорода, создавая явление резонанса – поворот макроскопической намагниченности на угол, пропорциональный времени действия осциллирующего поля [2]. На образец воздействует последовательность таких радиочастотных импульсов (последовательность Карра-Парселла-Мейбума-Гилла или CPMG), после каждого из которых возникает регистрируемое прибором «спиновое эхо».

Получаемый сигнал - релаксационная кривая  $s(t)$ , затухает по экспоненциальному закону. Параметр затухания - время релаксации, зависит от взаимодействия молекул флюида между собой и на границе с матрицей образца. В поровой среде главную роль играет поверхностная релаксация, таким образом, время релаксации зависит от соотношения поверхности к объему заполненных флюидом пор. Реальный образец содержит набор пор различных размеров, соответственно наблюдаемая в ЯМР-эксперименте релаксационная кривая представляет собой сумму нескольких затухающих компонент. Разлагая данную кривую в спектр по набору экспонент, можно судить о физических процессах, происходящих в среде. Экспериментально подтверждено, что формой спектра времен релаксации совпадает с распределением пор в образце по размерам [3]. Измеренная методом ЯМР пористость и полученное в результате разложения по временам релаксации распределение пор по размерам используются для оценки проницаемости среды. Достоверность этого разложения напрямую влияет на результат определения количества свободного флюида. Этот параметр характеризует извлекаемость углеводородного сырья.

Итак, получаемый в эксперименте сигнал и его разложение по временам релаксации связаны следующим образом:

$$s(t_j) = \int_{T2_{\min}}^{T2_{\max}} A(T2) \cdot e^{-t_j/T2} dT2 + n_j = \sum_{i=1}^n A_i \cdot e^{-t_j/T2_i} + n_j \quad (1)$$

где:  $s(t_j)$  сигнал прецессии, наблюдаемый как правило по равномерной сетке времен  $t_j$ , задаваемой параметрами ЯМР-эксперимента,  $A(T2)$  – истинное (непрерывное) распределение времен релаксации,  $A_i$  – то же распределение, дискретизированное по сетке  $T2_i$ .  $N_j$  – шум, имеющийся в каждой экспериментальной точке.

Существует несколько подходов к интерпретации релаксационных кривых. Может использоваться прямое решение интегрального уравнения методом регуляризации А.Тихонова, а также обратное преобразование Лапласа. Фильтрация методом Прони [4]. Спектр может подбираться в виде набора пробных функций, моделирующих различные типы флюида в поровой среде (глинисто-связанный, капиллярно-связанный, свободный).

В основном, на практике используются алгоритмы, основанные на разложении кривой в виде набора экспонент, заданных на регулярной сетке времен  $T2$ . Определение оптимального набора амплитудных коэффициентов перед экспонентами может осуществляться как путем минимизации на основе метода наименьших квадратов, так и методом Монте-Карло. Для реализации возможностей разработанного в России

портативного ЯМР-релаксометра [5, 6] необходимо провести анализ существующих способов интерпретации. Это позволит создать технологию обработки релаксационных кривых, реализующую достоинства имеющихся методов и экспериментально опробованную на реальных геологических образцах, характеризующих нефтегазоносные пласты.

В данных методах минимизируется квадрат разности между измеренным и полученным из модельного приближения сигналами:

$$\lambda(A_i) = \left( s(t_j) - \sum_{i=1}^n A_i \cdot e^{-t_j/T2i} - n_j \right)^2 \rightarrow \min \quad (2)$$

Амплитудные коэффициенты  $A_j=A(T2_j)$  как правило, задаются в логарифмически равномерной сетке времен  $T2$ , хотя могут быть заданы и на произвольной, например сгущающейся в необходимых интервалах. Также, возможен одновременный подбор и величины коэффициентов  $A_j$  и соответствующих им времен  $T2_j$ . Используются разные варианты регуляризации для получения физически обоснованного решения, а также подавления влияния шума в исходном сигнале [7].

В настоящее время за рубежом некоторые алгоритмы реализованы в виде программных продуктов: Метод Стенли Провенчера [8], использующийся компанией Брюкер, метод UPEN [9], разрабатываемый в Университете г. Болонья.

Программа CONTIN [8], созданная Провенчером предлагает комбинацию из трех стратегий для того, чтобы стабилизировать плохо-обусловленные задачи. Точные априорные знания позволяют увеличить точность и разрешающую способность решения. Статистические априорные знания: используются средние величины и ковариации для подобранного решения и шума. Принцип экономии, который гласит, что среди всех элементов множества решений, которые не могут быть исключены с помощью априорной информации, выбирается простейший - тот, который имеет наименьшее количество таких деталей, которые еще не известны. Такое решение не обладает всеми свойствами истинного решения, но те свойства, которыми оно обладает обязательно, подходят под исходные данные и, следовательно, такое решение наиболее вероятно будет истинным. Сочетание этих стратегий зависит от конкретной задачи, поэтому CONTIN является достаточно гибким.

Программа UPEN идеологически является развитием метода Провенчера. К разности между модельным и измеренным сигналами добавляется функция, зависящая от второй производной полученного спектра  $A_j$ , то есть его кривизны. Этим обеспечивается гладкость подобранного спектра, отсутствие резких выбросов. Добавочная функция умножается на набор корректирующих коэффициентов  $C_j$ , которые рассчитываются для каждой точки спектра  $T2_j$  и уточняются на каждой итерации [9]. Таким образом, достигается большая гибкость алгоритма при одновременном наличии в спектре времен релаксации образца узких и широких составляющих.

Несколько вариантов алгоритмов оптимизации, основанных на методе Монте-Карло, рассмотрены авторами публикации [10]. Описан алгоритм Simulated annealing (имитации отжига), основанный на имитации физического процесса кристаллизации вещества, например при отжиге металлов. Набору значений переменных системы ставится в соответствие параметр – температура, которая постепенно понижается в процессе нахождения оптимального решения. Изменение значений переменных на каждом шаге алгоритма происходит с определенной вероятностью, зависящей от температуры. Данный алгоритм за счет случайного выбора начальной точки эффективнее избегает локальных минимумов, чем метод градиентного спуска. Метод Монте-Карло может так же применяться для нелинейной оптимизации в случае, если искомое распределение задается в виде суммы нескольких распределений Гаусса:

$$g_k(T_j, a_k, b_k, c_k) = \exp(a_k - ((\log(T_j) - b_k)/(c_k))^2) \quad (3)$$

параметры которого:  $a$ ,  $b$ ,  $c$  – соответственно амплитуда, положение максимума распределения и его ширина. Этот способ задания формы спектра позволяет существенно сократить количество параметров, подлежащих оптимизации. Такое уменьшение степени свободы наиболее значительно в случае многомерных задач ЯМР.

Дело в том, что помимо собственно распределения пор по размерам, на скорость спада релаксационной кривой влияет ряд параметров. К ним относятся магнитная восприимчивость поровой матрицы, наличие магнитных включений в ней, коэффициент диффузии жидкости, заполняющей поровую среду, температура образца. Кроме того, влияют параметры самого ЯМР-эксперимента, в том числе величина дополнительно создаваемого градиента магнитного поля. Варьируя эти параметры, можно получить дополнительную информацию о поровой структуре образца и заполняющего его флюида. Решение данной задачи возможно при одновременной интерпретации набора релаксационных кривых, полученных в экспериментах с одним образцом, то есть многомерного ЯМР. Параметрическое задание спектра T2 позволит не только сократить требования к вычислительным мощностям, но и разделить влияние конкретных параметров эксперимента на форму распределения.

Для опробования различных алгоритмов, анализа их устойчивости и сходимости, создана база модельных и практических примеров ЯМР-сигналов. Для формирования модельных примеров используется программа-симулятор ЯМР-эксперимента, позволяющая задавать набор амплитуд и времен релаксации и вычислять релаксационную кривую. Практические примеры представляют собой архивные данные ЯМР исследований образцов керн различных пластов и месторождений Западной Сибири. В тестовый набор включены результаты ЯМР-исследований образцов, подвергнутых центрифугированию, а также образцов, сигнал от которых получен при различных температурах.

Применение геологически достоверного метода разложения релаксационных кривых позволит уточнить эмпирические зависимости между распределением по временам релаксации и характеристиками порового пространства образца. Оперативно полученные результаты ЯМР-анализа образцов керн и бурового шлама необходимы для оптимизации программы ядерно-магнитного каротажа и интерпретации его результатов.

Авторы выражают благодарность научному руководителю данной работы к.ф.-м.н. Ю.К. Долломанскому а также к.ф.-м.н. С.В. Жакову за ценные консультации. Работа поддержана на Конкурсе научных проектов молодых ученых УрО РАН в 2012 году.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксельрод С.М. Ядерно-магнитный каротаж в искусственном поле. НТВ Каротажник, 49, Тверь, ГЕРС. 1998, с.46-63.
2. Фаррар Т., Беккер Э. Импульсная и Фурье спектроскопия ЯМР. М.: Мир, 1973, 165 с.
3. M.G., Coates G.R., Xiao Lizhi and Prammer M.G. NMR Logging, Principles&applications. Hulliburton Energy Services Publishing, Houston, 2000, 234 стр.
4. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Мир, 1989
5. Долломанский Ю.К. Муравьев Л.А. Программное обеспечение ЯМР-релаксометра. Уральский геофизический вестник, №1(16). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. СС. 33-39
6. Муравьев Л.А., Губарев А. Ю., Морозов М. А. Экспресс-оценка коллекторских свойств пласта с помощью ЯМР-релаксометрии // Седьмая Уральская молодежная школа по геофизике. Сборник научных материалов. Екатеринбург, 2006.
7. Лоусон Ч., Хенсон Р. Численное решение задач метода наименьших квадратов. М.: Наука. 1986.
8. Provencher S.W.: CONTIN: A general purpose constrained regularization program for inverting noisy linear algebraic and integral equations. Comput. Phys. Commun. 27, 229 (1982)
9. Borgia G. C., Brown R. J. S., Fantazzini P. Uniform-Penalty Inversion of Multiexponential Decay Data. Journal of magnetic resonance 132, 65–77 (1998)
10. Rafael Salazar-Tio, Bogin Sun. Monte Carlo optimization-inversion methods for NMR. Petrophysics, vol.51, no.3, 2010. pp.208-218

## Интерпретация данных ГИС кристаллического фундамента (месторождение Белый Тигр)

Нгуен Хыу Бинь, аспирант  
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск  
nguyenbinh862004@gmail.com  
научный руководитель – д. г.-м. н. Исаев В.И.

### Аннотация

Приведены особенности интерпретации данных ГИС (электрические и акустические сканеры FMI/DSI) при изучении коллекторов кристаллического фундамента месторождения Белый Тигр.

### Постановка задачи

Месторождение Белый Тигр (рис. 1) разрабатывается на поздней стадии, которая характеризуется снижением добычи и высокой обводненностью. На фундамент пробурено более 100 скважин, которые дают 90% общей добычи нефти. Поэтому выявление и изучение новых резервуаров в кристаллическом фундаменте – актуальная задача.

Изучение характеристик таких коллекторов методами ГИС сталкивается с рядом сложностей, которые связаны с неоднородностью резервуара, сложной структурой пустотного пространства, многокомпонентным составом твердой фазы и низкими значениями ФЕС. В настоящей работе представлены результаты изучения свойств гранитоидных коллекторов Белого Тигра методами электрического FMI и акустического DSI сканирования.

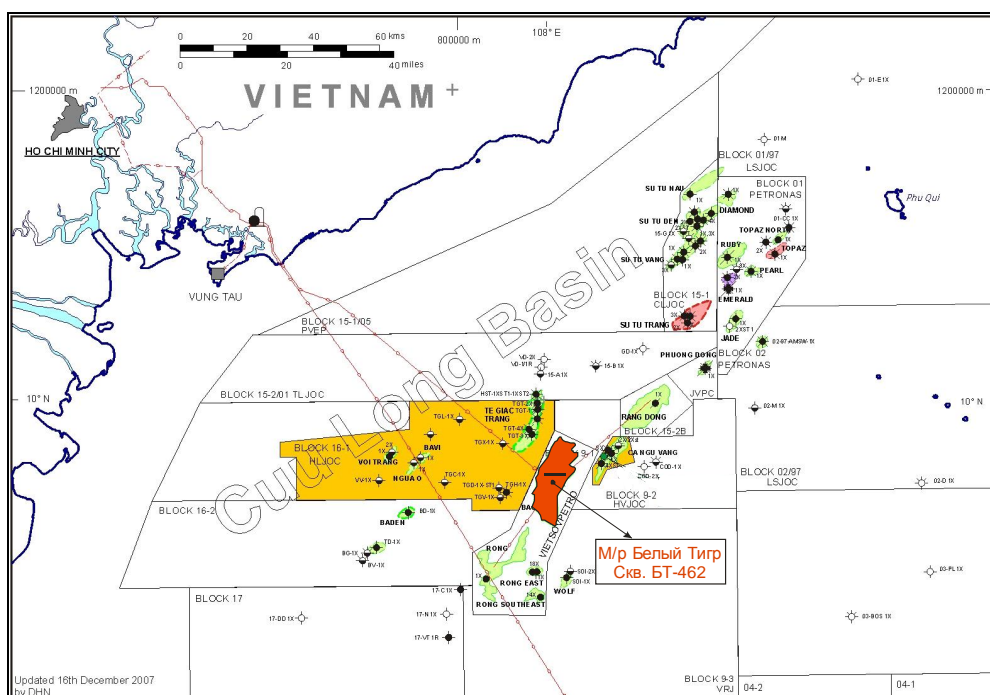


Рис.1. Положение месторождения Белый Тигр и скважины БТ-462 на обзорной схеме Кылулонгской впадины (шельф Вьетнама)

### Геолого-структурная характеристика и нефтегазоносность фундамента

Кылулонгская впадина распространяется вдоль побережья Южного Вьетнама, выходя западной частью на сушу (рис. 1). Длина впадины 450-500 км, ширина 75-100 км. Мощность кайнозойских осадков во впадине достигает 6-8 км. В пределах Кылулонгской впадины выделяются Центрально-Кылулонгская и Южно-Кылулонгская мульды, которые разделяются

Центральным поднятием. В пределах Центрального поднятия с юго-запада на северо-восток прослеживается ряд антиклинальных поднятий, среди которых Чом-Чом, Дракон (Rong), Белый Тигр (Bach Ho), Заря (Rong Dong) и др.

Фундамент Белого Тигра представляет собой горстообразный батолит сложного строения, размером 30 x 6-8 км. Батолит состоит из трех сводов – Южного, Центрального, Северного. Батолит разбит серией разломов основного субмеридионального простирания и подчиненных субширотных разломов. Гранитоиды фундамента с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются песчано-глинистыми породами олигоцена и миоцена.

Большинство скважин на Белом Тигре, пробуренных на фундамент, являются высокодебитными (дебиты более 1000 т/сут). Вскрытая толщина магматических пород фундамента достигает 2000 м. Нижняя граница залежи не установлена. Нефтедержащими являются трещиноватые коллектора, пустотность которых представлена микротрещинами, изометрическими пустотами, структурной пустотностью. По данным ГИС и керна была установлена тенденция ухудшения ФЕС с глубиной.

#### Результаты исследования

Комплексная интерпретация материалов FMI и DSI решает следующие задачи: 1) выделения, классификации и определения плотности трещин; 2) определение параметров трещин: раскрытости и трещинной пористости; 3) определение ориентации и угла падения трещин.

*Выделение и классификация трещин.* При интерпретации FMI и DSI пород фундамента выявлено (по морфологии) 5-ть главных типов трещин, которые обуславливают ФЕС коллекторов [1]: 1) непрерывные (без каверн) – Continuous (non vuggy) fractures; 2) прерывистые – Discontinuous fractures; 3) брекчиевидные – Brecciated fractures; 4) контактные – Boundary fractures; 5) кавернозные – Vuggy fractures.

В качестве примера приводится выделение и классификация трещин скважины БТ-462 (рис. 1 и 2). В скважине были получены притоки нефти в интервалах 3895-3905 м, 3960-3993 м, 4045-4065 м и 4115-4140 м (с общим дебитом 524 м<sup>3</sup>/сут), которые соответствуют брекчиевидным, кавернозным и прерывистым зонам по результатам интерпретации FMI/DSI.

*Определение параметров трещин.* Раскрытость трещин определяется методом инверсии данных FMI/DSI. По данным FMI получается видимая (кажущаяся) раскрытость, а по DSI - значение раскрытости (линия ортогонального пересечения открытой трещины).

Средние значения раскрытости по скважинам изменяются в широком диапазоне, от 0,001 до 1,664 мм. Максимальное значение встречено в скважине БТ-425 (0,87 и 1,66 мм), а минимальные - в скважинах БТ-447, 455 и 708 (0,001 – 0,003 мм). Трещины с малыми значениями раскрытости в этих и других скважинах обычно имеют северо-южное или западно-восточное направление и крутой угол падения (70-85 град.). Не установлено явной связи между средней раскрытостью и продуктивностью скважин.

Определена четкая закономерность изменения значения раскрытости по глубине. Средняя раскрытость по 50-метровым интервалам изменяется в пределах от 1,037 мм (3550-3600 м) до 0,044 мм (4700-4750 м). Раскрытость кавернозных трещин лежит в границах: 1,38мм (3350-3400 м) - 0,004 (4750-4800 м). Ниже отметок 4450 м средние значения раскрытости быстро уменьшаются.

Пористость трещиноватых пород определяется по данным электрического сканирования FMI. Аномалия на имидже электропроводности стенки скважины отражает главным образом контрастность электропроводности блоковой и измененной трещинами части породы, за счет проникновения фильтрата. Пористость, определенная по FMI, тесно связана с изменчивостью пород. Для интервалов, где блоковая часть пород не изменена, полученная пористость показывает величину кавернозно-трещиноватой (вторичной-открытой) пористости ( $K_{пвт}$ ). По результатам интерпретации значение  $K_{пвт}$  колеблется от 0,4% до 1,2%.

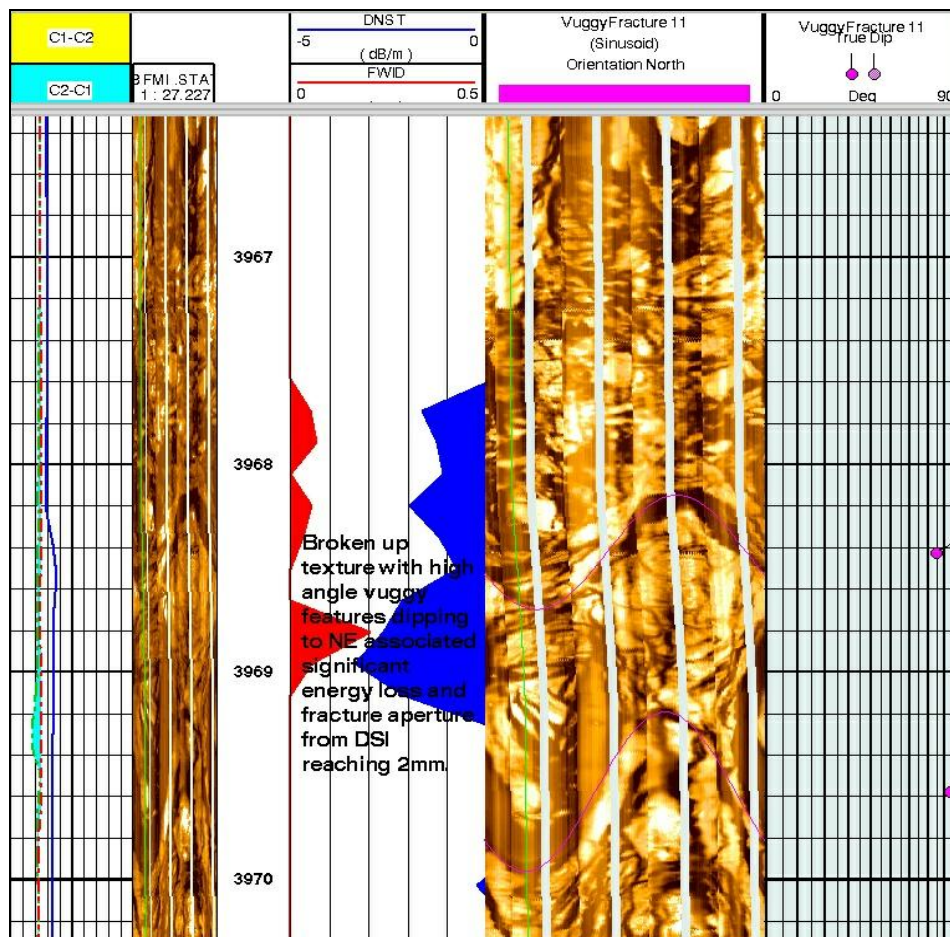


Рис. 2. Белый Тигр. Скважина БТ-462. Электрический имидж. Выделение брекчиевых и кавернозных зон трещиноватости кристаллического фундамента

*Определение ориентации и угла падения трещин.* Основным направлением трещин (максимальная плотность) является: северо-запад – юго-восток и юго-запад – северо-восток. Кроме того, присутствуют иные дополнительные направления – восток-запад и север-юг. Таким образом, трещины в фундаменте относятся к различным системам, отличающимся друг от друга по условиям формирования.

Трещины имеют крутой угол падения, от 40 до 85 град, преобладающий - в пределах 65-75 град.

#### Заклучение

По сопоставлению результатов интерпретации FMI/DSI с данными промысловой геологии и данными разработки скважин установлено, что *нефтеотдающие интервалы месторождения Белый Тигр* обладают нижеследующими признаками: 1) интенсивная аномалия волны Стоунли; 2) раскрытость трещин более 1мм; 3) каверны, видимые на имиджах электрических сканеров; 4)  $K_{пвт}$  по данным FMI - 2-4%; 5) умеренная плотность трещин, преимущественно - 2-5 трещин на метр.

Комплексная интерпретация данных FMI/DSI дает возможность оценить качество гранитоидного резервуара в различных интервалах скважин и сопоставить скважины для оценки их перспективности.

#### Литература:

1. Геофизические данные FMI/ DSI скважины БТ-462. Геологический фонд СП «Вьетсовпетро», 2012.



## **Районирование территории г. Екатеринбурга и его окрестностей по величине расчетной силы сейсмического воздействия на высотные инженерные сооружения**

Осипова Анастасия Юрьевна, младший научный сотрудник  
Осипов Вячеслав Юрьевич, младший научный сотрудник  
Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург

На территории города Екатеринбурга интенсивно ведется строительство, в том числе высотных зданий и сооружений. По результатам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 Екатеринбург и районы его перспективной застройки расположены в пределах области, в которой при проектировании и строительстве инженерных сооружений необходимо учитывать величину расчетной силы сейсмического воздействия на эти объекты. Высотные здания и сооружения в плане сейсмобезопасности могут быть отнесены к объектам повышенной ответственности или к особо ответственным объектам. Фоновая величина расчетной силы сейсмического воздействия для территории Екатеринбурга и его городских земель для условий грунтов второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II -7-81\*, согласно результатам ОСР-97, принята: для объектов повышенной ответственности – в 6 баллов; для особо ответственных объектов – в 8 баллов по шкале MSK-64 [1]. Для условий грунтов первой категории эти значения уменьшаются на один балл, а для условий грунтов третьей категории – на один балл увеличиваются.

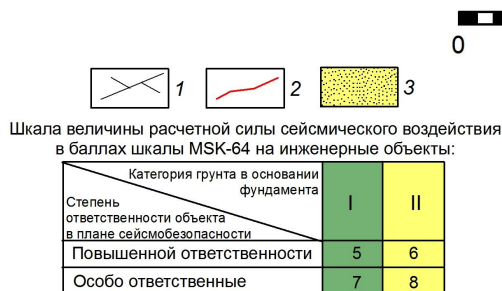
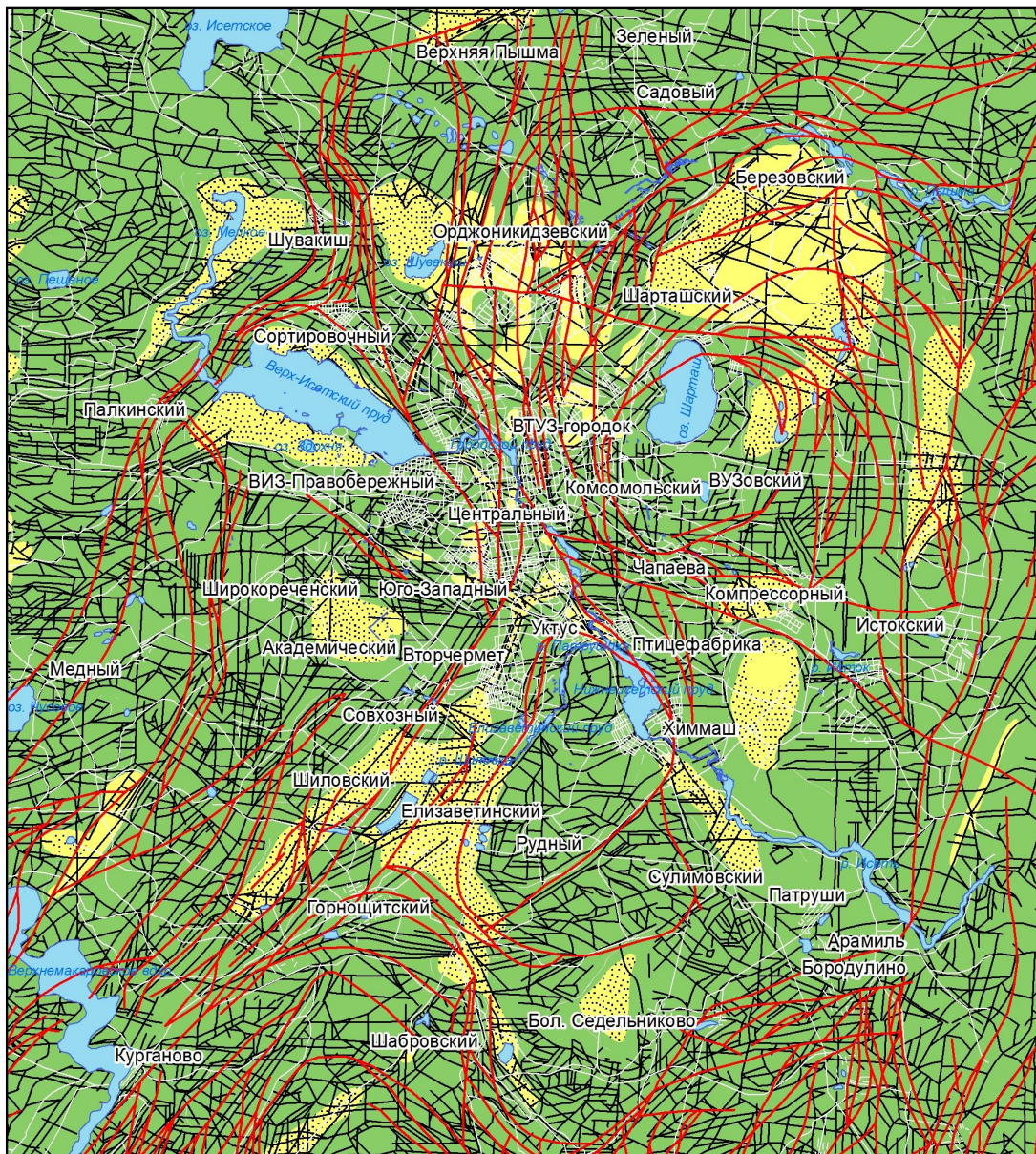
Применение антисейсмических мероприятий при проектировании и строительстве объектов согласно СНиП II -7-81\* начинается при величине расчетной силы сейсмического воздействия в 7 баллов по шкале MSK-64, поэтому данная оценка необходима при проектировании и строительстве объектов повышенной ответственности и особо ответственных объектов.

Территория города характеризуется сложным геологическим строением, развитием элювиальных грунтов, неровным рельефом скальных горных пород под покровными образованиями. Вследствие вышеотмеченных причин возникла необходимость выполнения детального сейсмического районирования территории города и районов его перспективной застройки.

Схематические карты сейсмического районирования Екатеринбурга и его городских земель были составлены в 1998 г. и 2001 г. [2]. Эти карты уточнялись по мере накопления данных о строении верхней части земной коры на территории города и районов его перспективной застройки. В связи с актуализацией Генерального плана развития Екатеринбурга до 2025 года сотрудниками Института геофизики УрО РАН в 2010 году было выполнено детальное сейсмическое районирование территории города и районов его перспективной застройки [3].

Для районирования рассматриваемой территории по величине расчетной силы сейсмического воздействия на высотные инженерные сооружения были применены методические приемы, приведенные в работах [4, 5]. Оценка величины расчетной силы сейсмического воздействия на объекты осуществлялась без выполнения полевых геофизических наблюдений с использованием данных о сейсмогрунтовых и тектонических условиях, фоновой величины этой силы по данным ОСР-97 и с учетом, того что глубины заложения фундаментов высотных инженерных сооружений составляют порядка 7,5-10 м.

В результате выполненного нами анализа было получено, что участками развития грунтов первой категории являются преимущественно возвышенности, гряды, сложенные скальными палеозойскими породами как обнажающимися на дневной поверхности, так и перекрытые чехлом коры выветривания и четвертичных отложений совокупной мощностью до 12,5-15,0 м. На участках развития грунтов первой категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II -7-81\* величина расчетной силы сейсмического воздействия для особо ответственных объектов оценивается в 7 баллов по шкале MSK-64 (рис. 1).



Условные обозначения: 1 – Оси предполагаемых зон нарушения сплошности верхней части земной коры, выявленных в результате морфоструктурного анализа рельефа дневной поверхности; 2 – Осевые зоны разломов, показанные на геологической карте г. Екатеринбурга и его окрестностей М 1:100 000, авторы: Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Ильясова Г.А. и др., ОАО "Уральская геолого-съёмочная экспедиция", 1999 г.; 3 – Участки с мощностью торфяников 10 м и более.

Рис. 1. Схематическая карта районирования территории г. Екатеринбурга и его окрестностей по величине расчетной силы сейсмического воздействия на высотные инженерные сооружения. Составили: Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Осипов В.Ю., 2012 год

К участкам развития грунтов второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II -7-81\* в пределах рассматриваемой территории отнесены участки с мощностью чехла коры выветривания более 12,5-15,0 м. К таким участкам относятся карманы выветривания, развившиеся по осевым зонам и ближним зонам геодинамического влияния омоложенных реликтовых палеозойских зон деформации и нарушения сплошности верхней части земной коры в пределах систем Западно-Свердловских разломов и разломов Южно-Верх-Исетской структуры, а также участки месторождений рудных полезных ископаемых, обогащенные сульфидами (южные пригороды и районы города Верхняя

Пышма, район города Березовского, располагающиеся в пределах месторождений меди и золота и районы других более мелких месторождений меди и железа). Величина расчетной силы сейсмического воздействия в пределах участков развития грунтов второй категории оценивается в 8 баллов по шкале MSK-64 для особо ответственных объектов (рис.1).

Наиболее неблагоприятные в инженерно-сейсмическом и инженерно-геологическом отношении являются участки, в которых развиты грунты третьей категории. Они локализованы в заболоченных новейших денудационно-тектонических впадинах: Ширококореченской, Патрушихинской, пруда ВИЗ, Шувакишской, озера Мелкого и других, а так же в эрозионно-структурных депрессиях, освоенных поймами рек, наиболее крупными из которых являются Исетская, Патрушихинская, Решеткинская. Данные грунты обычно представлены обводненными торфянистыми отложениями мощностью более 10 м. Величина расчетной силы сейсмического воздействия в пределах этих участков оценивается в 7 баллов по шкале MSK-64 для объектов повышенной ответственности и в 9 баллов по шкале MSK-64 для особо ответственных объектов. При строительстве инженерных объектов в пределах таких участков неблагоприятные грунты обычно удаляются из под фундаментов планируемых к строительству объектов.

К участкам, где возможно некоторое увеличение силы сейсмического воздействия во время землетрясения могут быть отнесены участки с относительно увеличенными углами (до 10 градусов и более) наклонов склонов. Распространены они в северо-западной части рассматриваемой территории в пределах грядового рельефа центральной и южной частей Верх-Исетского гранитного массива. Так же к участкам, где возможно некоторое увеличение силы сейсмического воздействия могут быть отнесены осевые зоны и ближние зоны геодинамического влияния зон деформации и нарушения сплошности верхней части земной коры. Они представлены палеозойскими разломами, отраженными на картах Уральского геологического управления и предполагаемыми омоложенными зонами деформации и нарушения сплошности земной коры, выделенными А.Н. Гуляевым по результатам морфоструктурного анализа рельефа земной поверхности.

Анализ собранных и имеющихся материалов свидетельствует о том, что на территории г.Екатеринбурга и в пределах районов его перспективной застройки, предусмотренных Генеральным планом развития города до 2025 года, основанием высотных инженерных сооружений будут служить грунты первой, в меньшей степени второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II -7-81\*. Для особо ответственных объектов величина расчетной силы сейсмического воздействия для грунтов первой и второй категории составит соответственно 7 и 8 баллов по шкале MSK-64. В пределах заболоченных участков, где развиты грунты третьей категории, данная величина составит 9 баллов по шкале MSK-64.

Данную схематическую карту рекомендуется учитывать на стадии выбора площадки строительства объектов повышенной ответственности и особо ответственных объектов. Непосредственно перед проектированием и строительством таких объектов необходимо выполнение микросейсмических и инженерно-геофизических исследований на площадках намеченного строительства.

Авторы выражают искреннюю благодарность Александру Николаевичу Гуляеву за помощь и поддержку в выполнении научных исследований.

#### **Литература:**

1. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97. Комплект карт и другие материалы для строительных норм и правил (СНиП) «Строительство в сейсмичных районах». М., февраль 1998. 14 с.
2. Экологический атлас г. Екатеринбурга / М.В. Винокурова [и др.]. Екатеринбург: Администрация МО «Город Екатеринбург», комитет по экологии и природопользованию, Автономная некоммерческая организация «Уральский региональный центр экологической эпидемиологии», 2005. С. 27-28.
3. Гуляев А.Н., Осипова А.Ю. Сейсмичность и сейсмическое районирование Екатеринбурга // Архитектон, известия ВУЗов, [http:// arcyvuz.ru/numbers/2011\\_3/01](http://arcyvuz.ru/numbers/2011_3/01).
4. Сергеев Е.М. Инженерная геология. М., Издательство московского университета, 1978. 283 с.
5. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М., 1962. 283 с.

## Особенности Гис-моделирования геотермальных условий Беларуси

Павловская Ольга Александровна, аспирант, младший научный сотрудник  
Государственное предприятие «БелНИГРИ», Минск, Беларусь  
ferrari\_86@mail.ru, opavl@geology.org.by  
научный руководитель – гл. н.с, доктор геол.-мин. наук Зуй В.И.

### Аннотация

Геотермические исследования приобретают все большую актуальность, так как продиктованы дальнейшим изучением геологического строения территории Беларуси, геодинамики ее земных недр, в том числе новейшей; работами по поиску полезных ископаемых, в том числе – определением перспектив использования геотермальной энергии в свете непрерывного роста цен на импортируемые углеводороды; поиском альтернативных возобновляемых источников экологически чистой энергии, отсутствием количественных данных по радиогенной теплогенерации и другими практическими нуждами. В данной работе автор освещает особенности картирования распределения температур по территории республики для оценки геотермальных ресурсов.

### Постановка задачи

В отличие от других геофизических полей, детальность изучения геотермического поля ниже. Для регистрации термограммы обязательным условием является наличие скважины, доступной для термометрических измерений и имеющей продолжительную выстойку после завершения буровых работ, что не всегда обеспечивается, поскольку большинство пробуренных скважин через короткое время вводятся в эксплуатацию, либо ликвидируются после выполнения своего геологического назначения. Разбуренность же геологических структур Беларуси весьма неравномерна. Плотная сеть скважин имеется в пределах месторождений полезных ископаемых, и весьма редкая – в пределах территорий, на которых не выявлено значительных промышленных залежей полезных ископаемых. Некоторое исключение составляют мелкие скважины для питьевого водоснабжения. Накопление и сбор информации, начатые с 1964 года, продолжаются до настоящего времени. Это позволяет постепенно закрывать часть имевшихся «белых пятен» и создавать более детальные схемы и карты распределения температуры и плотности теплового потока. Однако отдельные территории в регионе остаются слабо изученными в геотермическом плане.

Практические аспекты работы: выполнение количественной оценки плотности ресурсов геотермальной энергии наиболее перспективных геологических структур; дать оценку геотермального потенциала; предложить первоочередные районы для практического освоения подземного тепла.

### Алгоритмы

Так как накопленные данные по геотермическим исследованиям скважин были абсолютно не систематизированы, первоочередная задача - создание базы данных скважин по республике, включающую координаты и названия скважин, глубину и глубину термограмм, значения температур на нейтральном слое и стратиграфических слоях, а так же литологию и стратиграфию. База данных постоянно обновляется и дополняется. Создается база данных в программном продукте ESRI – ArcGIS, который позволяет не только систематизировать данные, но и привязать атрибутивную информацию к конкретным пространственным объектам (в данном случае скважинам), что дает возможность отображать и анализировать все изменения и дополнения в базе данных в режиме реального времени.

Так как густота разбуренности изучаемой территории неоднородна, и данные прерывисты, имеет смысл интерпретация данных с помощью модуля ArcGIS Spatial Analyst, интерполяция методом Spline. Так же для наглядности были построены изогипсы глубины залегания нейтрального слоя так же с помощью модуля ArcGIS Spatial Analyst. Программные инструменты ArcGIS дают возможность не только с большой долей вероятности картировать территории с небольшим объемом данных, но и учитывать множество факторов,

позволяющих выделить температурные аномалии. Карты создаются по наиболее перспективным, с точки зрения геотермального использования, водоносным комплексам.

Основные результаты проекта: создание общей базы данных по всем скважинам с проведенными геотермическими исследованиями; создание геотермического атласа с комплектами карт геотермальных ресурсов по всей территории республики; исследование поверхности «нейтрального» слоя и кровли водоносных комплексов методами ГИС, проведение корреляций температурных аномалий с известными глубинными аномалиями, для определения точности прогнозных показателей; исследование при помощи инструментария ГИС разрывных нарушений в тепловом поле республики; определение наиболее перспективных мест для извлечения геотермальной энергии и строительства геотермальных насосных станций.

### Примеры

Карты, созданные при помощи вышеописанного способа, позволяют проследить особенности распределения температур даже на слабоизученных участках, а так же выявить и проанализировать температурные аномалии территории.

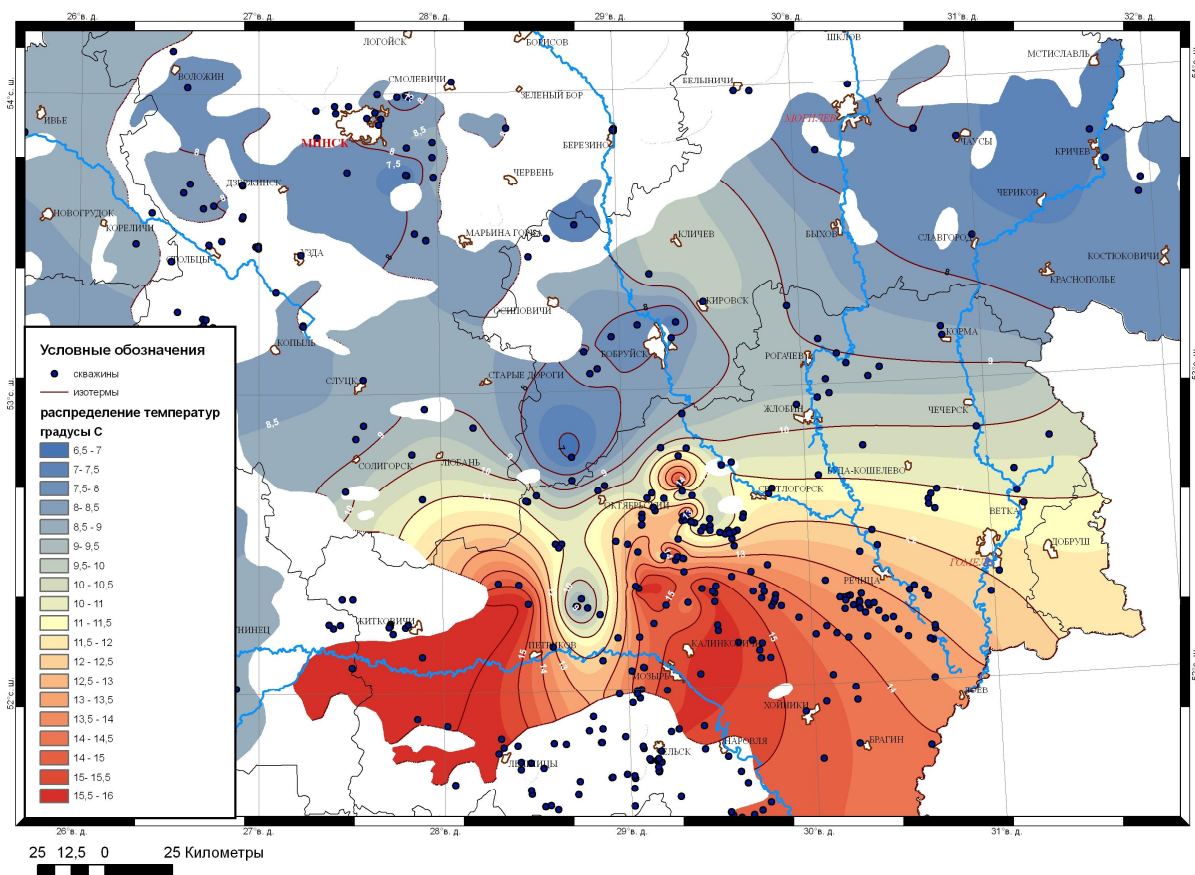


Рис.1. Распределение температур по кровле альб-сеноманского водоносного комплекса.

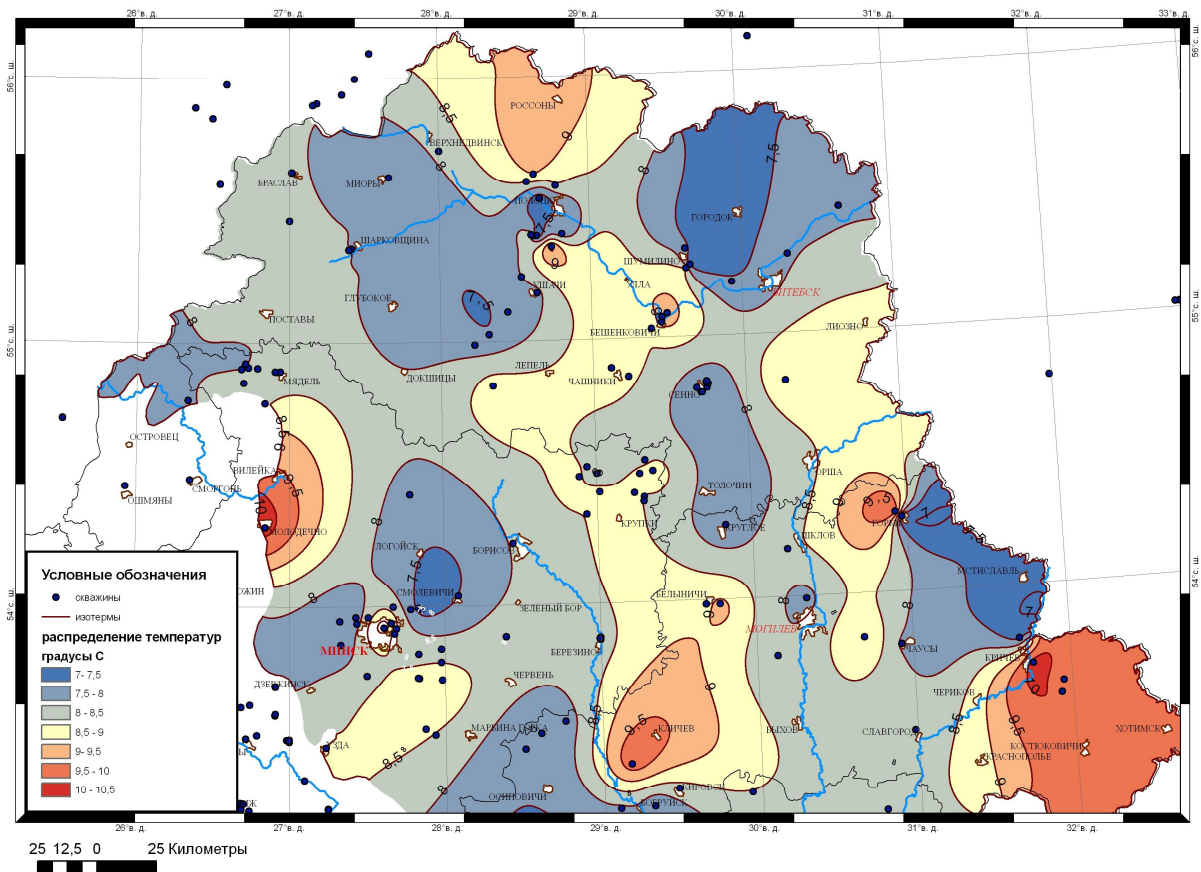


Рис. 2. Распределение температур по кровле витебских, пярнуских и наровских отложений эйфельского водоносного комплекса.

### Заключение

По состоянию на 2011 год в эксплуатации находилось около 100 геотермальных установок из них около 30 – производственного назначения, использующие низкоэнтапийную геотермальную энергию. Инсталлированная мощность всех геотермальных установок в Беларуси, оценивается в 5,5 МВт. Эксплуатируемые установки геотермального теплоснабжения устойчиво работают на протяжении ряда лет. Однако их ничтожно мало, если учесть, тот факт, что в соседних странах смонтированы тысячи установок. Ежегодно в Беларуси потребляется около 35 млн. тонн условного топлива для выработки энергии, часть потребности в тепле можно покрыть, используя геотермальную энергию, имеющуюся повсеместно в недрах на территории всей страны. Реализуемый проект позволит повысить геотермическую изученность региона, определить наиболее перспективные участки разработок, выявить температурные аномалии и скоррелировать их со структурными нарушениями, а так же привлечь внимание общественности к проблеме использования геотермальных ресурсов.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук Владимиру Игнатьевичу Зую.

### Литература:

1. Богомоллов Г.В. Геотермическая зональность территории БССР / Г.В. Богомоллов, Л.А. Цыбуля, П.П. Атрощенко. - Мн., 1972. - 216 с.
2. Зуй В. И. Структура теплового поля платформенного чехла Беларуси / В.И. Зуй. – Мн., 2007. - 68 с.

## Модель геосреды с дефектами: коллективные эффекты развития несплошностей при формировании потенциальных очагов землетрясений

Пантелеев Иван Алексеевич, к.ф.-м.н., младший научный сотрудник  
Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь  
ria@icmm.ru

Значительный интерес вызывает в последние десятилетия разработка подходов, отражающих нелинейные особенности процесса разрушения, сейсмических процессов в земной коре, обусловленных коллективными свойствами ансамблей дефектов, и связанными с ними проявления пространственно-временной инвариантности. Несмотря на расширение сетей по регистрации сейсмической активности, огромный объем данных о феноменологических закономерностях землетрясений, это природное явление остается одним из наиболее катастрофических и недостаточно прогнозируемых.

Широкое развитие в последнее время получили концепции, согласно которым возникновение сильного землетрясения может быть описано как поведение физической системы в окрестности критической точки [1,2]. Это означает, что с приближением момента сильного землетрясения индивидуальное поведение структурных элементов геосреды становится менее существенным, в отличие от коллективных эффектов, охватывающих все пространственно-временные масштабы системы и преобладающих в области возникновения наступающего землетрясения.

Согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования [3] процесс формирования источника землетрясения состоит из трех стадий: стадии однородного накопления несплошностей в объеме геосреды, стадии формирования потенциальной области источника землетрясения, самоорганизованного коллективного роста, взаимодействия несплошностей внутри этой области и третьей стадии, которую отличает начало неустойчивой деформации, локализованной в узкой области развивающегося макроразрыва.

Одним из первых появившихся формализованных подходов для описания указанных стадий была реологическая модель Мясникова В.П. и Ляховского В.А. [4,5,6]. Введение в рамках данной модели безразмерных переменных, определяющих степень поврежденности материала и степень взаимодействия между трещинами, позволило описать первую и вторую стадии развития формирования источника землетрясения.

Существенным недостатком вышеописанных подходов является несостоятельность при описании третьей стадии подготовки землетрясения, при которой происходит неустойчивый катастрофический рост поврежденности в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. Причем характерные времена протекания этого процесса могут быть на порядки меньше характерных времен изменения внешней нагрузки.

Целью настоящей работы является описание завершающей стадии формирования очага землетрясения с помощью статистической модели среды с дефектами, разрабатываемой в Лаборатории физических основ прочности Института механики сплошных сред УрО РАН, учитывающей коллективные эффекты в ансамбле типичных дефектов (микросдвигов). При этом предполагается, что источник землетрясения не связан с существующим разломом, а формируется благодаря нелинейному самоорганизованному поведению ансамбля дефектов.

В рамках статистического описания поведения ансамбля дефектов вводится макроскопический тензор плотности дефектов  $\tilde{\rho}$ , определяемый усреднением по статистическому ансамблю микросдвигов  $\tilde{s} = s(\tilde{m} + \tilde{n}\tilde{v})/2$  (здесь  $\tilde{n}$  и  $\tilde{v}$  - единичные векторы нормали и направления сдвига,  $\tilde{s}$  - интенсивность сдвига), и совпадающий по смыслу с деформацией, обусловленной дефектами. Процедура усреднения приводит к уравнению самосогласования, определяющему зависимость макроскопического тензора плотности дефектов (деформации, обусловленной дефектами) от величины внешних напряжений, исходной структуры и взаимодействия дефектов, которое в безразмерном случае содержит только один параметр – параметр структурного скейлинга  $\delta$ . Параметр структурного скейлинга  $\delta \propto (R/r_0)^3$  определяется отношением характерных структурных масштабов для

твердых тел с мезодефектами:  $r_0$  - характерный размер зародыша данного дефекта,  $R$  - среднее расстояние между дефектами. Дополнительный параметр порядка  $\delta$  следует естественным образом из решения статистической задачи и имеет структуру аналогичную концентрационному параметру, введённому в работах Журкова С.Н. [7].

Решение уравнения самосогласования позволило выявить три характерных реакции материала с дефектами на рост напряжения, которые определяются величиной параметра структурного скейлинга, имеющего две точки бифуркации.

Ранее авторами показано, что реакция материала на внешнюю нагрузку в случае квазихрупкого разрушения, соответствует ситуации, когда плотность микросдвигов лавинообразно растёт в локальной области, уменьшающейся с течением времени. Такой сценарий развития дефектов в материале совпадает с общепризнанным качественным описанием третьей стадии подготовки землетрясения согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования, и позволяет использовать данный подход для моделирования кинетики плотности дефектов на завершающей стадии подготовки.

В предположении, что появлению одиночного землетрясения соответствует момент обострения (обращения в бесконечность) одиночной локализованной дефектной структуры, проведено численное моделирование обострения одиночной локализованной структуры возмущением поля напряжения. Показано, что возмущение поля напряжения небольшой амплитуды может инициировать обострение одиночной локализованной дефектной структуры, находящейся в равновесии. При этом величина амплитуды возмущения необходимая для инициирования обострения структуры определяется близостью расположения системы к критической точке. Установлено, что возмущение поля напряжения и соответствующее ему возмущение поля плотности микросдвигов распространяются со скоростью меньшей характерной скорости звука в материале. При этом скорость распространения возмущений в системе зависит как от среднего уровня поврежденности, так и от среднего уровня напряжения, что определяет ее «квазиакустический» характер распространения.

Учёт эволюции дефектной структуры среды позволил провести численное моделирование процесса распространения «медленных» волн – возмущений поля напряжения и плотности дефектов, распространяющихся со скоростью намного меньшей характерной скорости звука в среде.

В рамках рассматриваемого подхода показано, что процесс эволюции одиночной дефектной структуры генерирует возмущение поля напряжения, способное инициировать соседние равновесные локализованные дефектные структуры и создать условия для развития каскада землетрясений.

Автор выражает благодарность заведующему лабораторией Физических основ прочности ИМСС УрО РАН Олегу Борисовичу Наймарку за плодотворное обсуждение постановок задач и результатов их решения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы механики взаимодействий в технических и природных системах» № 09-П-1-1010 и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-96065-р\_урал\_а, № 11-05-96005-р\_урал\_а).

#### **Литература:**

1. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Известия АН СССР. 1989. Физика Земли. №2. С.3–12.
2. Тюпкин Ю.С. Динамика формирования потенциального очага землетрясения // Физика Земли, 2004, № 3, С. 26-33.
3. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясения. М.: Наука, 1978, 232 с.
4. Lyakhovsky V.A., Ben-Zion Y., Agnon A. Distributed damage, faulting, and friction // J. Geophys. Res. 1997. Vol.102. P.27635–27649.
5. Lyakhovsky, V.A., Myasnikov, V.P. On behavior of viscoelastic cracked solid // Phys. Solid Earth, 1985. N. 4. P. 28–35.
6. Тюпкин Ю. С. Earthquake source nucleation as self organization process // Tectonophysics, 2007. Vol. 431. P.73–81.
7. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН. СССР. 1968. Вып. 3. С. 46-52.



## Изменения фазы магнитного поля СНЧ-диапазона на разломной тектонике

Полуянов Степан Викторович, стажер-исследователь  
Полярный геофизический институт Кольского научного центра РАН.

### Введение

Для численного моделирования электромагнитного поля большое значение имеют не только амплитудные, но и фазовые данные. До недавнего времени большинство исследований с контролируруемыми источниками ограничивались только амплитудными измерениями. Но с появлением легкодоступных GPS-приемников стали возможными также и измерения фазы.

В 2009 году был проведен эксперимент с искусственным источником электромагнитного поля СНЧ-диапазона (30-300 Гц), в котором измерялось распределение напряженности магнитного поля по участку автодороги г. Мурманск – п. Туманный. На основе данных об амплитудах поля была построена модель, которая подразумевала существование проводящей сети из региональных разломов, замкнутых через море и связанных с излучающей антенной [1].

Эта работа получила развитие в описываемом ниже эксперименте, который был проведен в 2010 году и включал в себя в том числе фазовые измерения. Результатам анализа данных о распределении фазы магнитного поля посвящена настоящая работа.

### Описание эксперимента

Для проведения эксперимента были выбраны две ортогональные трассы, расположенные на Мурманском блоке Балтийского кристаллического щита. Одна трасса проходила в широтном направлении параллельно излучающей антенне. Вторая трасса пересекала первую в центре. Их длины составили около 30 км каждая с расстоянием около 5-8 км между точками измерений. В качестве источника искусственного сигнала использовалась мощная радиостанция СНЧ-диапазона. Она излучала последовательно на трех частотах: 41, 62 и 82 Гц. Магнитное поле в точках измерений регистрировалось трехкомпонентным индукционным магнитометром. Измерение фазы магнитного поля относительно тока в излучающей антенне было реализовано с помощью идентичных систем сбора, установленных на приемной и передающей частях. В них данные получали привязку по времени UT по сигналам GPS [2] с погрешностью не более 1 мкс, что обеспечило погрешность измерения разности фаз между напряженностью магнитного поля и током в антенне около  $\pm 0.15$  градусов.

### Результаты эксперимента

Полученные в ходе эксперимента фазы двух горизонтальных компонент магнитного поля  $H_{C-Y}$  и  $H_{Z-B}$  вдоль обеих трасс существенно не изменяются. В то же время в распределении фазы вертикальной компоненты  $H_Z$  обращают на себя внимание две точки, которые значительно (на величину около 180 градусов) выделяются из общего хода кривых.

Для интерпретации полученных результатов была выполнена теоретическая оценка распределения фазы магнитного поля по выбранным трассам. Распределения фаз трех компонент поля для трех исследуемых частот различаются друг от друга незначительно, поэтому для модели была взята только одна частота 41 Гц. На рис. 1 представлено сравнение экспериментальных данных с результатами теоретической оценки.

На рис. 1 видно, что указанная особенность распределения фазы вертикальной компоненты  $H_Z$  магнитного поля не согласуется с теоретической оценкой. Это можно объяснить тем, что точки, между которыми происходит скачок фазы, расположены по разные стороны от некоторого горизонтального проводника с током, находящегося в земной коре и гальванически связанного с излучающей антенной.

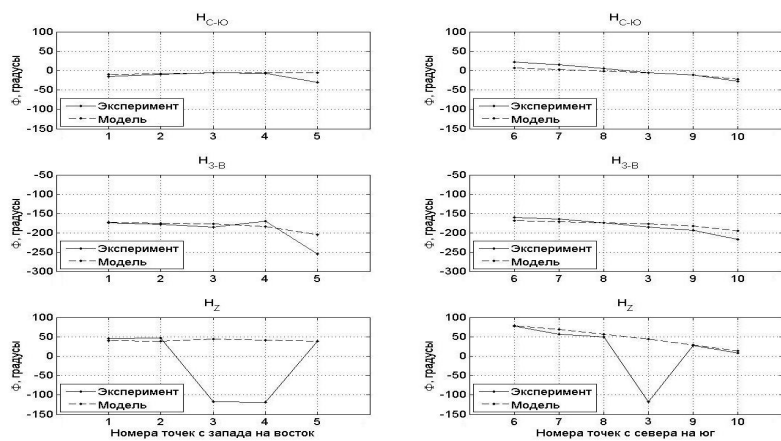


Рис. 1. Сравнение экспериментальных данных с результатами теоретической оценки для частоты 41 Гц.

В работе [1] авторами высказана гипотеза, что такого рода протяженными проводящими структурами на кристаллическом щите могут быть геологические разломы. На основе этого предположения построена схема на рис. 2.



Рис. 2. Результаты эксперимента и геологическое строение района.

Сопоставляя экспериментальные данные с проводящими структурами из работы [1], видно, что через некоторые области со скачками фазы вертикальной компоненты поля проходят проводящие структуры. Но также существуют две области со скачками фазы, которые проводники не пересекают. Так как в работе [1] были смоделированы лишь крупномасштабные образования, опирающиеся на разломную тектонику региона, то сеть проводников можно соответствующим образом скорректировать и дополнить. Реакция фазы вертикальной компоненты

поля на пересечение предполагаемых проводящих структур подтверждает их фактическое существование.

Схема на рис. 2 показывает, что резкие изменения фазы вертикальной компоненты поля хорошо согласуются с расположением разломов. Исключение составляет область между точками 3 и 8. Вероятно, разлом, проходящий около точки 3 с юго-запада на северо-восток и обозначенный как предполагаемый, фактически проходит несколько севернее и попадает в данную область, вызывая тем самым наблюдаемое изменение фазы.

### Выводы

В работе представлены результаты эксперимента по измерению пространственного распределения фаз трех компонент магнитного поля, подтверждено существование горизонтальных проводящих структур и показана их связь с геологическими разломами.

Полученные в эксперименте результаты являются основой для развития метода фазовых измерений, который может быть эффективно применен для определения расположения крупномасштабных разломов земной коры, характеризующихся повышенной проводимостью на фоне окружающей породы.

### Литература

1. Велихов Е.П., Григорьев В.Ф., Жданов М.С и др. Электромагнитное зондирование Кольского полуострова мощным крайне низкочастотным источником// ДАН, т.438, №3, 2011, с. 390-395.
2. Пильгаев С.В., Ахметов О.И., Филатов М.В., Федоренко Ю.В. Универсальное устройство синхронизации данных от GPS приемника // ПТЭ. 2008. № 3. с. 175-176.

## Автоматизированное вычисление поправок за рефракцию

Полянский Павел Олегович, инженер - исследователь  
АСФ ГС СО РАН, Новосибирск  
PPavel60@yandex.ru  
научный руководитель – д.т.н. Еманов А.Ф

### Аннотация

Данная работа посвящена автоматизированной обработке данных метода преломленных волн (КМПВ). Цель работы – создание автоматизированного алгоритма обработки головных волн с учетом влияния эффекта проницания. В рамках данной работы реализован частично автоматизированный алгоритм подбора поправок за рефракцию и сделано тестирование работы реализованного алгоритма на синтетических геологических моделях среды и системы наблюдения.

В работе, объем которой составляет 4 страницы машинописного текста, используется 2 рисунка. Список использованной литературы содержит 8 источников.

### Введение

**Целью данной работы** является создание автоматизированного метода обработки головных волн с учетом влияния рефракции.

Суть данного алгоритма заключается в том, чтобы путем автоматизированного подбора и введения поправок за рефракцию (кинематических), соответствующих каждой сейсмической трассе, исправить криволинейные непараллельные нагоняющие годографы преломленно–рефрагированных волн, сведя их к прямолинейным параллельным нагоняющим годографам, соответствующим годографам головных волн, которые регистрировались бы в отсутствии эффекта проницания. Для достижения цели были решены **следующие задачи**:

1. Исследование влияния рефракции волн на результат динамического пересчета головных волн.
2. Реализация на языке программирования C++ частично автоматизированного алгоритма расчета поправок за рефракцию (кинематических) и проверка работы реализованного алгоритма на синтетических скоростных моделях среды и системы наблюдения.

Один из немногих существующих автоматизированных алгоритмов обработки головных волн был предложен в работе [2]. Рассмотренный в данной работе подход к пересчету волновых полей головных волн основан на следующих предположениях:

1. Изучаемая среда рассматривается как линейный преобразователь, свойства которого полностью описываются его спектральной характеристикой.
2. Отсутствует эффект проницания головной волны в нижележащую среду (рефракция).

Второе предположение является весьма существенным, ведь наличие эффекта проницания приводит к тому, что на сейсмограммах будут наблюдаться не головные, а преломленно-рефрагированные волны, характеризующиеся криволинейными и, соответственно, непараллельными нагоняющими годографами. Опираясь на работы [3], [7], было показано, что влияние непараллельности нагоняющих годографов отражается на спектре сигнала головной волны как ее пропускание через линейный фильтр низких частот (ФНЧ) с частотной характеристикой:

$$r(\omega) = \sum_{a=1}^{2n-2} \exp(i\omega\theta_a), \quad \text{где } \theta_a \text{ - показатель непараллельности годографов.} \quad (1)$$

## Алгоритм расчета поправок за рефракцию

Времена вступления головной и рефрагированной волн можно связать следующим образом:  $T_{zol}(x) = T_{ref}(x) + R(x)$ , (2)

где  $T_{zol}(x)$  - время вступления головной волны, которая регистрировалась бы, если бы скорость в подстилающей среде была постоянной и равнялась  $V_{0g}$ ,  $T_{ref}(x)$  - время вступления преломленно - рефрагированной волны,  $R(x)$  - поправка за рефракцию.

Суть описываемого алгоритма заключается в следующем:

1. Нагоняющие годографы можно представить как:

$$T1(x) = \frac{(x - Xn)}{V_{0g}} - a \cdot (x - Xn)^r, \quad T2(x) = \frac{(x + L - Xn)}{V_{0g}} - a \cdot (x + L - Xn)^r \quad (3)$$

где  $L$  - расстояние между пунктами взрыва.

2. Используем приближенные соотношения, получим выражение для разности нагоняющего и нагоняемого годографов:

$$\Delta T(x) = T2(x) - T1(x) \approx C - a \cdot r \cdot L(x + 0.5L - Xn)^{r-1}, \quad (4)$$

где  $C = (L / V_{0g})$  - константа, равная разности времен при отсутствии рефракции.

3. Поправка за рефракцию имеет вид:

$$R(x) = a \cdot (x - Xn)^r \quad (5)$$

4. В зависимости от скоростных свойств среды графики разности времен  $\Delta T(x)$  могут иметь разную форму - могут быть выпуклыми кривыми, вогнутыми кривыми или же быть прямолинейными. Для реально встречающихся скоростных законов значение  $r$  изменяется от 1.5 до 4. [1].

5. Для вычисления коэффициентов  $C$  и  $a$  воспользуемся методом наименьших квадратов: коэффициенты  $C$  и  $a$  вычисляются при фиксированном значении  $r$ , затем значение  $r$  изменяется на заданную величину  $dr$  и вновь вычисляются  $C$  и  $a$ ; и т.д.

Подобная операция продлевается для каждой пары нагоняющих годографов - подбирается оптимальная комбинация  $C$ ,  $a$ ,  $r$ . Наилучшая оценка  $a$  и  $r$  соответствует тому варианту аппроксимации, в котором будет получено минимальное среднеквадратическое отклонение наблюдаемого и расчетного графиков  $\Delta T(x)$ .

6. Поскольку в данном алгоритме предполагается, что характер изменения скорости остается одинаковым в пределах исследуемого района, полученные значения  $r$  следует усреднить. Для найденного среднеарифметического коэффициента  $r_{cp}$  с помощью МНК вновь вычисляются значения  $a_i$ , которые затем относят к середине интервалов между пунктами взрыва и участками наблюдения:

$$X_i = 0.25 \cdot (X_n + X_k + X_{nob} + X_{ned}), \quad (6)$$

где  $X_n$  и  $X_k$  - пикеты начала и конца единичного графика  $\Delta T(x)$ ,  $X_{nob}$ ,  $X_{ned}$  - координаты ближнего и дальнего пунктов взрыва соответственно. После вычисления значений  $X_i$  определяем среднее значения коэффициента  $a$ :

$$a_{cp} = \frac{\sum a_i \cdot x_i}{\sum x_i} \quad (7)$$

7. Поправка за рефракцию вычисляется по формуле:

$$R(x) = a_{cp} (x - X_n)^{r_{cp}} \quad (8)$$

Для проверки работы алгоритма использовались модели сред с различными скоростными характеристиками и различными системами наблюдения.

## Применение алгоритма на синтетических моделях среды

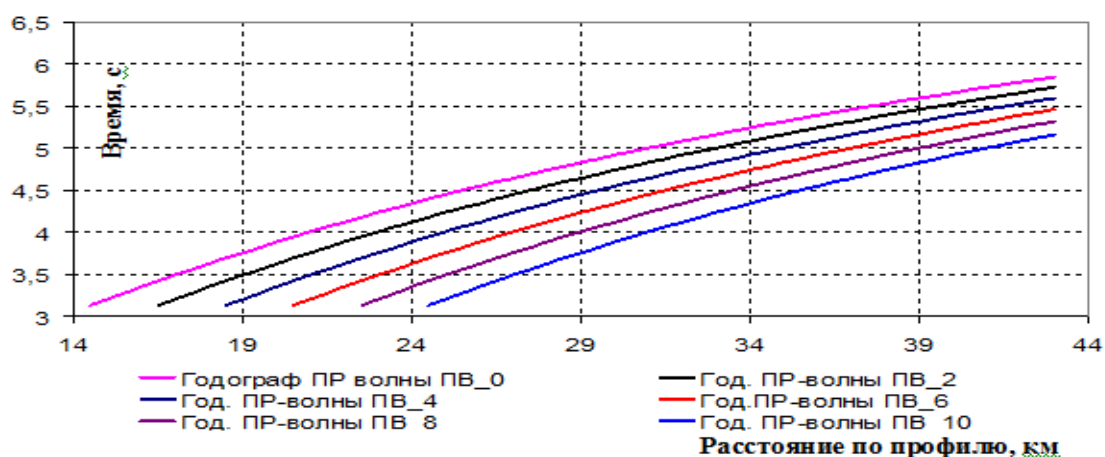


Рис.1. Нагоняющие годографы преломленно-рефрагированных волн до введения поправок за рефракцию.

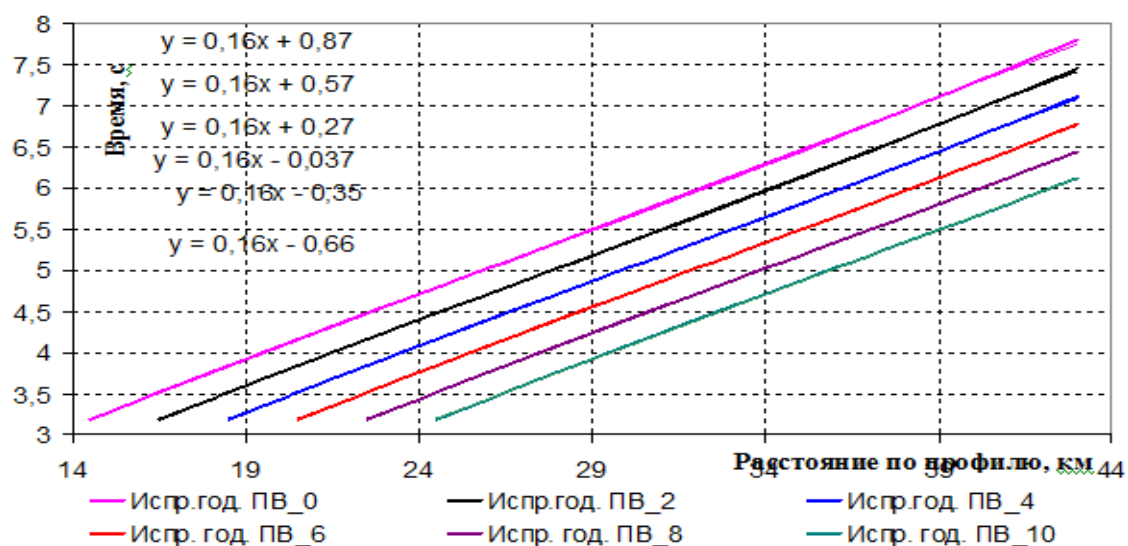


Рис.2. Исправленные нагоняющие годографы преломленно-рефрагированных волн. Исходя из угловых коэффициентов линий тренда, можно судить о параллельности нагоняющих годографов.

## Заключение

1. На основе работ А.Ф. Еманова, В.С. Селезнева и др. (2004, 2008) и работы В.Н. Сергеева (1988) проанализировано влияние рефракции на результат обработки методом динамического пересчета. Показано, что непараллельность нагоняющих годографов, обусловленная рефракцией, искажает динамику волны путем низкочастотной фильтрации - то есть в пересчитанном сигнале подавляется его высокочастотная составляющая.
2. Реализован частично автоматизированный алгоритм расчета поправок за рефракцию (кинематических), позволяющий свести нагоняющие годографы преломленно-рефрагированных волн к параллельным исправленным годографам, соответствующих годографам головных волн, которые регистрировались бы в отсутствие эффекта проницания.
3. Проведено тестирование работы алгоритма расчета поправок за рефракцию на синтетических скоростных моделях среды.

## Список литературы

1. Авербух А.Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. - М., Недра, 1975. - 223 с.
2. Еманов А.Ф. Восстановление когерентных составляющих волновых полей в сейсмике. Дисс. на соиск. уч. ст. д.т.н. Новосибирск. 2004, 279 с.
3. Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 10, с. 1031—1045.
4. Епинатьева А.М., Голошубин Г.М., Литвин А.Л. и др. Метод преломленных волн. М., Недра, 1990. - 297 с.
5. Крылов С.В., Сергеев В.Н. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика, 1985, №4, с.92-102.
6. Пузырев Н.Н. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде // Геология и геофизика, 1960, №10, с. 120-128.
7. Сергеев В.Н. Учет геометрического расхождения и рефракции при пересчете поля колебаний преломленных волн // Геология и геофизика, 1988, №3, с. 93-102.
8. Старобинец А.Е., Старобинец М.Е. Цифровая обработка и интерпретация данных КМПВ. - М., Недра, 1983. - 207 с.

## Выбор методов повышения нефтеотдачи с учётом пластовых условий и свойств нефти

Пракойо Феликс Санто, аспирант  
Кафедра геофизики ИПР ТПУ, Томск  
felix.santo@yahoo.com

научный руководитель – д.х.н. Савиных Ю.В.  
Учреждение Российской Академии Наук Институт Химии Нефти СО РАН  
научный руководитель – проф. д.г.-м.н. Устинова В.Н.  
Национальный Исследовательский Томский Политехнический Университет

### Аннотация

Объектом исследования являются месторождения, где использовались технологии увеличения нефтеотдачи. В работе приведены геологические характеристики месторождений, анализ результатов проведения лабораторных испытаний, выбор наилучших методов увеличения нефтеотдачи для добывающей скважины в пласте на разных месторождениях. Изложена технология хранения и проведения обработки данных, приведены материалы для производства процесса, применяющиеся на месторождениях в виде баз данных эталонных месторождений. В базу данных введены результаты применения методов увеличения нефтеотдачи на 115 объектах 79 месторождений за 10 лет по России, США, Канаде и другим странам, где использовались методы увеличения нефтеотдачи на месторождениях. Рассматривается возможность привлечения геофизических методов для оценки структуры порового пространства и создания дополнительных критериев при выборе методов.

### Постановка задачи

Эффективность извлечения нефти из нефтеносных пластов современными, промышленно освоенными методами разработки во всех нефтедобывающих странах считается неудовлетворительной. Средняя конечная нефтеотдача пластов по различным странам и регионам составляет 25–45 % [5]. Поэтому актуальной задачей остаётся подбор эффективных методов увеличения нефтеотдачи. На степень извлечения нефти влияет ряд факторов:

- Свойства извлекаемой нефти – плотность, вязкость, содержание парафинов и смолисто-асфальтеновых веществ;
- Пластовые условия – температура, давление, газонасыщенность нефти;
- Свойства пород коллектора – пористость, проницаемость, трещиноватость. Эти свойства на ряде месторождений целесообразно определять по материалам ГИС.

### Алгоритмы

В настоящей работе проведено обобщение влияния вышеперечисленных факторов по выбору методов увеличения нефтеотдачи (МУН) на примере промышленных и лабораторных испытаний технологий доизвлечения нефти с опорой на базы данных результатов испытаний. В базу данных занесены данные применения МУН на 107 объектах 80 месторождений за 10 лет по России, США, Канаде и другим странам, где использовались МУН на месторождениях. База данных создана в программе Excel и снабжена поисковой системой, позволяющей проводить выделение и группировку необходимых параметров. Для примера, выбраны нефти с плотностью в пределах  $830\text{--}870\text{ кг/м}^3$  и все типы пород пласта для подбора метода увеличения нефтеотдачи. В результате выборки методов по плотности нефти программой проведен отбор результатов испытания МУН на месторождениях (табл. 1). На практике применяется целый спектр методов. Некоторые МУН: «гель», «полимер+гель», «полимер», «микробийальный», «водогазовый», «термо–химический», «закачка пара», «поверхностно–активные вещества» и т.п. Для анализируемого типа нефтей были использованы, в основном, методы полимер+гель [3] и водогазовый [2].

Таблица 1

Результаты выборки МУН для легких и средних нефтей с плотностью 830–870 кг/м<sup>3</sup>

Месторождение	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Порода коллектор	Метод воздействия	Эффект применения
Ключевое (Краснодарский край)	832	Песчаник, алевролит	водогазовый	Кин эффект 65 тыс. т (8 %)
South Chuuma, California-USA	863	Песчаник	водогазовый	Кин эффект (факт) (3 %)
Ромашкинское (Д <sub>1</sub> )	864	Песчаник, алевролит, аргиллит	полимер+гель	Доп. добыча нефти 33 тыс. т
Мармовичское, Беларусь	856.1	Карбонат	Гель	Доп. добыча нефти 194 тыс. т
Варьганское (пласты БВ <sub>6</sub> , БВ <sub>8</sub> <sup>2</sup> )	832	Песчаник	Полимерный	Кин эффект 5.4%

## Примеры

Для легких и средних нефтей можно использовать любые МУН, так как они легко вытесняются из коллектора. Выбор метода определяется свойствами пород коллектора. Способы воздействия зависят от структуры коллектора, например, скрытое кливажирование. Оно может определяться в шлифах или по величинам дисперсии кривой ПС. Для таких коллекторов (легкие и средние нефти) эффективен водогазовый метод (табл. 2). Подбор методов МУН для тяжелых и битуминозных нефтей, с использованием базы данных и поисковой системы, показал, что наибольший эффект дают тепловые методы, особенно для карбонатных коллекторов (табл. 2). Карбонатный коллектор часто малопроницаемый, трещиноватый и содержит высоковязкую нефть. Из-за высокой вязкости нефтей затруднена их подвижность в трещинах и порах. Для ликвидации этой проблемы можно применять термические методы [4]. При извлечении нефти вязкостью более 25–50 мм<sup>2</sup>/с применяется тепловое воздействие на пласты. Нагревание нефти от 20 до 100–120 °С снижает её вязкость с 500–1000 до 5–20 мм<sup>2</sup>/с [5]. Это позволяет достичь коэффициента извлечения нефти до 54%.

Таблица 2

Результаты выборки МУН для тяжелых и нефтебитуминозных нефтей с плотностью 870 и выше, кг/м<sup>3</sup>

Месторождение	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Порода коллектора	Метод воздействия	Эффект применения
Приобское, АС <sub>11</sub>	879	Песчаник	водогазовый	$K_v=0.530$ , $K_{vgv}=0.668$ , прирост $K_v$ к воде 13.8
Волковское	880	Карбонат	Микробиальный	Доп. добыча 6248 тыс. т нефти.
Даган (залежи кондан) - в Китае	906.5	Песчаник	Микробиальный	Обвод. 94.9 %. Доп. извлечено 102900 баррелей нефти
Беркет-Ключевское (бобриковский горизонт)	908	Песчаник	Повёрхностно–активные вещества	Доп. накопленная доб. нефти 5140.5 м <sup>3</sup>
Усинское (пермокарбоновая залежь)	933	Карбонат - доломитизированный	Закачка пара	Обводненность 61 %, прирост нефтеотдачи 25%



Вест-Хаккбери (Штат Луизиана - США)	935	Песчаник	Термический	более интенсивного прогрева пласта требуется мин. 2 скв. Температура в зоне горения 800 °С.
Усинское	940	Карбонат	Термо- химический	при темп. 100 °С наибольший эффект достигает до 54.5 % доп. нефти.
Ikiztepe (Turkey)	993	Карбонат - доломитизированный	Закачка пара	Обводненность 40 45 %, прирост нефтеотдачи более 20 %

### Заключение

Анализ результатов промысловых испытаний и внедрений технологий повышения нефтеотдачи пластов в промышленности позволяет сделать заключение о слабой эффективности некоторых технологий. Это также отражено в базах данных по эффективности МУН в зависимости от свойств нефтей и пород. Результаты работы могут быть основной для подбора МУН к применению на любом месторождении, где планируется использование технологий МУН. Так для месторождения на острове Суматра, (Индонезия), где коллекторы представлены песчаниками (олигоцен) или карбонатными отложениями (миоцен) и пористость 18–38%, с изменчивой проницаемостью пластов (в такой же степени), находящихся на глубине 2700 футов, в соответствии со свойствами нефти и породы пласта по геофизическим данным (ГИС), проведен подбор перспективных методов увеличения нефтеотдачи. Как представляющие интерес и рекомендуемые к применению выбраны: водогазовое воздействие и гель технологии.

### Литература:

1. Алтунина Л.К., Сваровская Л.И., Овсянникова В.С., Микробиологические аспекты комплексного физико-химического метода увеличения нефтеотдачи // Нефтехимия, 2008, №3. С. 234–237.
2. Зацепин В.В., Максудов Р.А. Обзор современного состояния экспериментальных исследований технологий водогазового воздействия с отдельной закачкой воды и газа// Нефтепромысловое дело, 2009, №6. С. 16–24.
3. Кушанский Д.А. Улучшение показателей разработки нефтяных месторождений при использовании полимерно-гелевых систем «темпокрин» // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2008, №7. С. 36–46.
4. Рузин Л.М. Экспериментальное исследование методов термохимического воздействия на пласт // Нефтепромысловое дело, 2005, №2. С. 20–26.
5. Сургучев М.Л., Горбунов А.Т., Забродин Д.П., Зискин Е.А., Малютина Г.С. Методы извлечения остаточной нефти. М.: Недра, 1991. С. 347.

## **Коллекторские свойства продуктивных песчаников по данным каротажа и результатам лабораторных исследований на Двуреченско-Моисеевском месторождении**

Пшатов Павел Иванович, студент гр. 2а280

Бердин Владислав Владимирович, студент гр. 2а280

Научный исследовательский Томский политехнический Университет, Томск  
megoz@yandex.ru

Научный руководитель – профессор,  
доктор геолого-минералогических наук Устинова В.Н.

**Аннотация.** Исследования авторов посвящены изучению коллекторских свойств подугленной толщи Двуреченско-Моисеевского месторождения по материалам лабораторных исследований и ГИС, определению характера влияния на коллекторские свойства фациального состава песчаников и вторичных минералообразовательных процессов в коллекторе на фильтрационно-емкостные свойства резервуара.

**Постановка задачи.** Уникальное по запасам углеводородов Двуреченское месторождение продуктивно в верхнеюрских отложениях. Основные запасы на месторождении сосредоточены в горизонте Ю<sub>1</sub>, в песчаном пласте подугольных отложений Ю<sub>1</sub><sup>3</sup>. Коллекторы на месторождении связаны с фациями дельтового комплекса. Однако изменчивость коллекторских свойств песчаников, как показывает опыт исследований, определяется не только фациальным составом, но и особенностями протекания вторичных процессов в коллекторе и вмещающих породах, тектонической трещиноватостью и др. На каждом месторождении выявляются собственные условия взаимосвязи пористости, проницаемости, нефтегазонасыщения с интенсивностью аномалий на кривых каротажа. В настоящей работе авторы попытались обобщить имеющийся на месторождении материал по изучению керна, оценке эффективных параметров продуктивных пластов, выявить причины зональной изменчивости для продуктивных отложений корреляционных связей между эффективными параметрами, измеряемыми по керну и по каротажу скважин (зависимости типа: «кern-кern» и «кern-геофизика»).

**Алгоритмы.** Так, по результатам детального анализа особенностей залегания высокопродуктивного песчаного пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> подугольной толщи, характера его проявления на кривых каротажа и по результатам лабораторных исследований он разделен на две литологические пачки – А и Б с улучшением коллекторских свойств от подошвы к кровле. Разделение пластов на слои проведено не по глинистым или карбонатным перемышкам, а по резкому изменению коллекторских свойств, которые выявлены и контролируются по данным лабораторных исследований керна материала и геофизическим параметрам (ГК, ПС, ИК, БК). Необходимо отметить, что пачка Б иногда выделяется как отдельный пласт с сохранением фильтрационно-емкостных свойств. Наиболее четкое разделение пачек на месторождении возможно по данным ГК, по значениям кажущихся сопротивлений по боковому каротажу, аномальной изменчивости параметров на кривых проводимости. Литология гранулометрический состав пачек А и Б резко различаются. Гранулометрический анализ, по причине зависимости и опосредованности гранулометрии, пористости и проницаемости пород коллекторов, стал на месторождении одним из основных методов классификации пород по коллекторским свойствам. Результаты шлифового и гранулометрического анализа в комплексе с другими исследованиями легли в основу определения предела коллектора и фильтрационно-емкостных свойств изучаемого разреза. Точное определение фильтрационно-емкостных свойств коллекторов достаточно сложная задача, при выделении коллекторов, увязке и корреляции емкостных свойств привлекался практически весь комплекс ГИС, результаты лабораторных исследований. Выделение коллекторов, в первую очередь, осуществлено в разведочных скважинах, так как в каждой разведочной скважине выполняется полный комплекс каротажных исследований. При

отсутствии кривых микрозондирования в добывающих скважинах выделение коллекторов представляет некоторые трудности.

**Примеры.** В качестве примера приводятся промыслово-геофизические данные по разведочной скважине 24Р Западно-Моисеевской залежи. Подошвенная часть пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> (из-за резкой литолого-петрофизической неоднородности) неоднозначна, по-разному отбивается на кривых МКЗ, НКТ, ГК и ПС. В связи с этим, для выделения коллекторов в подошвенной части пласта использовался целый ряд качественных и количественных критериев. В качестве количественных критериев при определении граничных значений основными были следующие методы: метод определения критических значений относительной амплитуды ПС. Оценка ПС выполняется по разведочным скважинам против пластов с высоким выходом кернового материала. По полученным оценкам положительных и отрицательных величин приращений строятся кривые распределения «коллектор-неколлектор». Для горизонта Ю<sub>1</sub> месторождения получены следующие граничные значения ПС: для пластов Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>–Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>–Ю<sub>1</sub><sup>М</sup> – 0,42, для пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> – 0,56; метод определения предела коллектора по керновым данным с использованием комплексного параметра  $P_k$  и гидродинамических исследований. Величина  $P_k$  определялась по формуле:

$$P_k = K_n * \lg(K_{пр}),$$

где  $P_k$  – комплексный параметр;  $K_n$  – среднеарифметические значения пористости;  $K_{пр}$  – среднегеометрические значения проницаемости по образцам керна.

Определение предела коллектора проводилось по статистической зависимости между величиной остаточной водонасыщенности по данным капиллярметрии и комплексному параметру, вычисленному по керновым данным ( $P_k = \lg(K_{пр}) * K_n$ ). Для низкопроницаемых коллекторов (проницаемость 0,5–10 мД) при значении  $P_k=0$  критическое значение водонасыщенности равно 64,2%. Выделение коллекторов по количественным критериям и качественным признакам дополнялось данными капиллярметрии и метода шлифового анализа. Структура порового пространства по пласту Ю<sub>1</sub> (в том числе, в пласте Ю<sub>1</sub><sup>3</sup>) изменчива. В подошвенной части пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> (пачка Б) песчаник заглинизирован, в шлифах выявляются единичные поры. Однако, даже при очень высоких коллекторских свойствах в кровельной части пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> (пачка А), по всем изученным образцам, с проницаемостью не менее 3 мД, в шлифах песчаников пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> объём пор незначителен. Невысокие величины открытой пористости, отсутствие каверн в шлифах, в том числе, в достаточно высокодебитном интервале продуктивного пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> (скв. 25Р) Западно-Моисеевского месторождения позволяет предположить влияние на коллекторские свойства кливажных трещин (явно проявляющихся в керновом материале продуктивного интервала). Для скважин с высокими дебитами УВ (скв. 13, 34, 24, 32, 30, 22 и др. Западно-Моисеевского месторождения) устанавливается связь высокой проницаемости с зонами тектонической трещиноватости, которые достаточно уверенно прослеживаются в морфологии палеоповерхности по методике палеоморфологического картирования соосных уступов, террас и врезов. Изменчивость коллекторских свойств, обусловленная вторичными преобразованиями пород, наиболее интенсивно проявившихся на настоящем месторождении в процессах каолинитизации, цеолитизации, карбонатизации, с выносом материала за контур нефтеносности и образованием кливажа, существенна в зонах вертикальных тектонических трещин, третьего порядка в сводовых и близсводовых частях поднятий. Учёт влияния тектонической трещиноватости в настоящее время осуществляется только на уровне изменчивости корреляционных связей. С учётом фациальной зональности и латеральной изменчивости коллекторских свойств в изучаемом разрезе подугольной толщи выделено несколько типов разреза. Ниже приведены примеры основных двух типов разреза. Один из них характеризуется аномальной продуктивностью, в нём интенсивно идут процессы растворения и выноса материала в периферические области (1 тип). Другой (2 тип) – представляет собой пример промежуточной (переходной) зоны, где отлагается часть растворённого материала, где прочностные свойства породы коллектора (в том числе, слабая трещиноватость) препятствуют образованию высокой пористости и проницаемости.

Первый тип разреза – это песчаные постройки регрессирующего типа, характеризующиеся треугольной формой аномалий на кривых ПС и ГК. Пачка А представлена песчаниками крупно-среднезернистыми, содержание среднезернистой фракции достигает 60–70 %, коллектор – слабоглинистый, глинистость 1–6%, карбонатность незначительна, порядка 0–0,5 %. Открытая пористость коллекторов от 18 до 22,4 %, проницаемость – от 200 до 1500 мД. Пачка Б представлена песчаниками мелкозернистыми, глинистыми, с макропрослоями алевролитов песчанистых и незначительных по мощности прослоев аргиллитов. Содержание алевролитовой фракции изменяется от 5 до 30 %, содержание глинистого цемента 11–20 %, открытая пористость изменяется от 14 до 17 %, проницаемость от 0,1 до 10 мД. Отличительная особенность первого типа разреза – практически полное отсутствие карбонатного материала, как в кровельной, так и подошвенной частях изучаемого разреза.

Второй тип разреза – это также песчаные постройки регрессивного типа, но более глубоководные образования. Кривая ПС характеризуется глубокой аномалией ПС в кровельной части пласта. Кровельная часть пласта представлена песчаниками мелкозернистыми, полевошпатокарбонатными с глинисто-карбонатно-слюдистым порово-базальным цементом, открытая пористость изменяется от 12 до 17%, проницаемость от 1 до 12 мД, среднезернистая фракция отсутствует. Коллектор характеризуется повышенной глинистостью – 7–33 %. Карбонатность коллекторов изменяется от 3 до 8 %. Кровельная часть разреза по морфологической форме и амплитуде кривой ПС коллектора второго типа совпадает с коллектором 1 типа, но по кривой ГК второй тип разреза отмечается повышением естественной гамма-активности, резко увеличиваются значения на кривой НКТ.

**Заключение.** Проведённые исследования позволили выявить ряд тонких деталей (особенностей) в строении высокопродуктивных коллекторов, среди которых немаловажное значение имеет неоднородность его латерального и вертикального строения. Неоднородности имеют системный характер, определяются условиями формирования песчаных фаций и направленностью вторичных процессов в коллекторе под действием углеводородов. На начальных этапах исследований существенно важное значение имеет оконтуривание зон повышенных мощностей песчаных тел. Внутри массивов песчаных отложений выявляются участки зонального увеличения пористости и проницаемости, которые, по мнению авторов, тесно связаны с вторичными преобразованиями внутри коллекторов, которые наиболее интенсивно протекают в трещинных зонах, характеризуются растворением и выносом материала, с переотложением его в зонах обрамления.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белозёров В.Б., Брылина Н.А., Даненберг Е.Е. Фациальная диагностика по материалам ГИС континентальных и прибрежно-морских отложений юры юго-востока Западной Сибири Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Сибири. – Новосибирск, 1984. С. 11–22.
2. Белозёров В.Б., Брылина Н.А., Даненберг Е.Е. К проблеме поисков литолого-стратиграфических ловушек в верхнеюрских отложениях юго-востока Западной Сибири Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск, 1991. С. 171–180.
3. Устинова В.Н., Вылцан И.А., Жилина Е.Н., Мишенина Л.Н. Минеральные новообразования в нефтегазоносных разрезах и почвах в связи с разливами углеводородов // Уральский геологический журнал, 1999. № 6 (12). С. 159–163.
4. Устинова В.Н., Устинов В.Г. Тектонически-напряжённые зоны нефтегазоносных структур и их изучение по данным сейсморазведки Геофизика, 2004, № 1. С. 32–37.
5. Шульц С.С. Планетарная трещиноватость. М., 1973. 347 с.

## Трёхмерное моделирование геолого-геофизических параметров продуктивных коллекторов на Крапивинском месторождении нефти и газа по материалам сейсморазведки и ГИС

Расторгуева Анна Олеговна, студентка  
Фадхила Еру Нурмалия, магистрант,  
Томский политехнический университет, Томск, Россия  
Научный руководитель д.г.-м.н., профессор В.Н.Устинова

**Аннотация.** Значительная доля запасов нефти на юго-востоке Западной Сибири сосредоточена в продуктивном горизонте Ю<sub>1</sub> васюганской свиты. В различных частях юго-востока Западно-Сибирской плиты (ЗСП) он включает от одного до пяти продуктивных пластов, в каждом из которых выделяются самостоятельные залежи. Залежи нефти в этих пластах контролируются как структурными, так и литологическими факторами. При этом сложная картина распространения коллекторов в пластах горизонта Ю<sub>1</sub> и сильная изменчивость их ФЕС являются основными трудностями при выявлении и оценке объемов и качества запасов и ресурсов нефтяных залежей. Для их преодоления при построении физико-геологических моделей месторождений необходимо в первую очередь научиться корректно прогнозировать распространение коллекторов в отложениях продуктивных горизонтов по сейсморазведке и данным ГИС.

**Постановка задачи.** Освоение нефтегазоносного потенциала крупных месторождений юга ЗСП требует изучения особенностей детального геологического строения отложений продуктивных комплексов. Для Крапивинского месторождения это осадки юры. Построение геологической модели месторождения включает исследование литолого-фациального строения продуктивной части разреза, особенностей его геолого-тектонического строения, вторичных минеральных преобразований в коллекторах и вмещающих породах, характера их проявления в геофизических полях. Изучены особенности формирования, пространственного распространения, латерального выклинивания и фациального замещения основных продуктивных горизонтов и перекрывающих глинистых отложений. Терригенная толща юры сложена преимущественно песчаниками и алевритами, переслаиваемыми с аргиллитами и пластами угля. Стратиграфическое расчленение юрских отложений для Томской области выполнено Ф.Г. Гурари, Л.В. Смирновым, А.М. Казаковым, В.П. Девятовым, В.С. Сурковым и др., фациальный анализ отдельных литологических пачек проведен В.П. Девятовым, Е.Е. Даненбергом, В.Б. Белозеровым, А.В. Ежовой, Т.Г. Егоровой и др.

Детальные геолого-геофизические исследования на месторождении выявили сложную картину пространственной и стратиграфической локализации продуктивных коллекторов, локальных участков нефтегазонасыщения. Наиболее детально изученными на месторождении являются верхнеюрские отложения. Крапивинское нефтяное месторождение открыто в 1984 году. Оперативная оценка запасов нефти с постановкой их на Государственный баланс выполнена в 1984 году ПГО «Томскнефтегазгеология». В 1990-1994 г.г. на месторождении проводилась пробная эксплуатация пласта Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> разведочной скважины 201. В 1995 году месторождение передано на баланс ОАО «Томскнефть ВНК». За период с 1995 по 1997 годы пробурено три разведочных скважины: 216, 218 и 223. В 1997 году месторождение введено в пробную эксплуатацию. Полученные данные по геологическому, тектоническому строению месторождения, по результатам петрофизических исследований и данным сейсморазведки позволяют получить детальные представления о сложной структуре коллектора.

**Алгоритмы.** Дальнейшие исследования особенностей геологического строения месторождения и характера его нефтегазонасыщения требуют решения ряда взаимосвязанных и сложных вопросов, среди которых – геолого-тектоническое строение разновозрастных комплексов, характер литолого-фациального замещения продуктивных пластов, фациальный облик песчаных коллекторов, син- и постдиагенетические

преобразования в песчаниках. Построенная геологическая модель месторождения показала сложность углеводородонасыщения коллекторов, индивидуальный облик латерального выклинивания и углеводородозаполнения для каждого из песчаных пластов.

Изучение латерального распространения, зонального выклинивания и литологического замещения пород коллекторов выполнялось по данным сейсморазведки, с привлечением сейсмомофофациальной интерпретации, по результатам исследования керна и электрофациального определения типа фации песчаников. Полученные модели литофациального строения и данные о коллекторских свойствах по материалам ГИС и исследованиям керна стали основой трёхмерного моделирования и получения новой информации о строении продуктивных отложений.

**Примеры.** Для представления о геологическом и тектоническом строении месторождения привлекались все имеющиеся данные. Согласно "Тектонической карте фундамента ЗСП", составленной под редакцией В.С. Суркова, территория Крапивинского месторождения относится к области позднегерцинской складчатости, а в структурном отношении – к Верхневасюганскому антиклинорию. По данным сейсморазведки Крапивинское месторождение приурочено к одноименному локальному поднятию, расположенному в южной части Каймысовского свода. Локальное поднятие по сейсмическим структурным построениям представляет собой сравнительно простую куполовидную складку субмеридионального простирания, оконтуренную изогипсой -2700 м. Размеры структуры 19x13 км, амплитуда поднятия 100 м. Залежи газа и конденсата выявлены в пластах Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> горизонта Ю<sub>1</sub> васюганской свиты.. Пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> как коллектор имеет ограниченное распространение, содержит самостоятельную залежь нефти в восточной части месторождения.

Результаты детального литофациального анализа по каротажу ПС, КС, материалам исследования керна (с привлечением данных В.Б. Белозерова), позволили сформировать представления об условиях формирования и особенностях зонального строения продуктивных пластов. В литофациальном отношении комплекс юрских отложений представлен прибрежно-морскими, континентальными и лагунными фациями и сложен песчаниками, алевролитами с прослоями углей. Отложения характеризуются наличием внутри толщи локальных седиментационных размывов, прерывистым и линзовидным залеганием песчано-алевритовых пластов среди глин, вторичными эпигенетическими изменениями пород. Васюганская свита в нижней подсвите преимущественно глинистая, а в верхней – глинисто-алевролитопесчаная. По особенностям литофациального строения пласт Ю<sub>1</sub><sup>3в</sup> охарактеризован не полностью из-за отсутствия исследований керна. Пласт Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup> повсеместно перекрывается слоем угля толщиной от 2 до 5 м. При этом под подошвой углистого прослоя нередко обнажаются различные стратиграфические уровни залегания пласта – от песчаной до алевролитоглинистой литопачек, что подтверждает наличие локального размыва в кровле пласта. Внутри пласта фиксируется скрытый седиментационный размыв между алевролитоглинистой и песчано-алевролитовой пачками, глубина которого достигает верхов разреза нижневасюганской подсвиты. В этой связи отмечается выпадение из разреза пласта отдельных его стратиграфических элементов (литопачек) и весьма сложные их взаиморасположения в пространстве, как в разрезе, так и плане. Снизу вверх пласт Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup> начинается алевролитоглинистой литопачкой, сложенной преимущественно аргиллитами с ленточными или линзовидными слоями алевролитов, нередко тонким переслаиванием аргиллитов и алевролитов тонкозернистых. Вышележащая литопачка (песчано-алевролитовая) характеризуется чередованием слоев алевролитов, аргиллитов с подчиненными слоями песчаников. Песчаники и алевролиты мелко- и среднезернистые, полевошпатокарбонатные, реже кварц-граувакковые на глинистом, реже глинисто-карбонатном цементе. Завершает разрез пласта песчаная литопачка, сложенная преимущественно полифациальными песчаниками мелко-среднезернистыми с редкими прослоями алевролитов.

Геологические условия залегания продуктивных пластов Крапивинского месторождения и применяемая технология бурения позволяют с достаточной точностью

решить задачу выделения коллекторов. Для решения ее использовались, в основном, прямые качественные геофизические признаки, являющиеся следствием проникновения фильтрата промывочной жидкости в пласты-коллекторы (отрицательная аномалия ПС; положительные приращения по кривым микрозондирования: сужение диаметра скважины по сравнению с номинальным, получение радиального градиента кажущегося сопротивления  $\rho$  по электрическим методам каротажа – БКЗ, БК, ИК). Кроме того, к качественным признакам относится сравнительно низкая естественная радиоактивность коллекторов. Результаты выделения коллекторов по качественным признакам, в том числе использовались для обоснования предела коллектора. Для обоснования предела коллектора продуктивных пластов Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3а</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3в</sup> сопоставлялись значения открытой пористости, проницаемости, измеренные на образцах керна с эффективной пористостью.

Определение пористости  $n$  продуктивных пластов проводилось по зависимостям  $K_{п} = F(dT)$ ,  $K_{п} = F(dT, \alpha_{пс})$ , а в скважинах, в которых не было записи АК или качество каротажных диаграмм не позволяло снять отсчеты, по зависимости  $K_{п} = F(\alpha_{пс})$ . Исходным материалом для построения зависимостей являются петрофизические исследования, выполненные в лаборатории "Физики пласта" ОАО Томскнефтегазгеология". Определение  $K_{п}$  по АК для пласта Ю<sub>1</sub> проводилось по уравнению:  $K_{п} = 0.262 + 0.0016 * dT$  ( $r = 0.82$ ), полученному по сопоставлению значений интервального времени  $dT$ , снятых с фактических кривых и значений  $n$ , определенных на образцах керна. Для пласта Ю<sub>1</sub><sup>3а</sup> корреляционная связь этого же типа имеет вид:  $K_{п} = -0.383 + 0.0021 * dT$ , при  $r = 0.93$ . Для пластов Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>3в</sup> уравнение типа  $dT = F(K_{п})$  имеет  $r = 0.65$ . При использовании уравнения среднего времени:  $dT = K_{л} + dT_{ж} + (1 - K_{п}) * dT_{ск}$ , ( $dT_{ж}$  принята 610 мкс/м, а  $dT_{ск}$  определено путем сопоставления  $\rho_{бк 0.5}$  со значениями  $dT$ , взятыми с диаграмм и составляет 176 мкс/м), значения  $n$  получаются выше, чем осредненные значения по керну. Наличие глинистого материала контролируется по аномалиям ГК и относительной амплитуде ПС. Учитывая, что относительная глинистость имеет достаточно тесную связь с  $\alpha_{пс}$  ( $r = 0,85$ ), была рассчитана зависимость типа  $K_{п} = F(dT, \alpha_{пс})$  для этой группы пластов, уравнение которой имеет вид:  $K_{п} = 0.00123 * dT + 0.0681 * \alpha_{пс} - 0.434$ . Определение пористости по  $\alpha_{пс}$  проводилось также по зависимостям типа «кern – геофизика», которые были получены при сопоставлении  $\alpha_{пс}$  и  $n$  по пластам. Определение глинистости для всех пластов коллекторов проводилось по формуле:  $K_{гл} = 0.45 - 0.595 * \alpha_{пс} + 0.186 * \alpha_{пс}^2$ , которая была построена по керновым данным, для зависимости  $K_{гл} = F(\alpha_{пс}) - r = 0.85$ . Определения объемной глинистости  $\alpha_{пс}$  были сопоставлены с  $K_{гл}$ , по керну  $K_{гл} = C_{гл} / (1 - K_{п})$ . Для связи  $K_{гл} = F(K_{п})$  по  $\alpha_{пс} - r = 0.89$ . Коэффициенты нефтенасыщенности пластов-коллекторов определялись по соотношению  $K_{нт} = 1 - K_{в}$  с использованием петрофизических зависимостей  $\rho_{п} = F(K_{п})$ .  $\rho_{н} = F(K_{в})$ . Для пласта Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> зависимость  $K_{в} = F(\rho_{п})$  имеет вид:  $K_{в} = 10^{-0.212 - 0.6251 * \rho_{п}}$ , коэффициент корреляции составляет 0.97. Для пласта Ю<sub>1</sub><sup>3а</sup> эта же зависимость представлена уравнением:  $K_{в} = 10^{-0.02 - 0.4771 * \rho_{п}}$ , при коэффициенте корреляции 0.96. При определении коэффициента нефтенасыщенности использовалась формула:  $\rho_{н} = \rho_{пп} / \rho_{вп}$ , где  $\rho_{вп} = \rho_{в} * \rho_{п}$ . Сопротивление пластовой воды принято 0.65 (минерализация – 35 г/л, температура – 94° С). Для пластов горизонта Ю<sub>1</sub><sup>а</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3в</sup> сопоставлялись  $\alpha_{пс}$  с  $K_{пр}$ , определенных на керне. Уравнение регрессии для Ю<sub>1</sub><sup>а</sup> имеет вид:  $\lg K_{пр} = -3.5 + 6.407 * \alpha_{пс}$  ( $r = 0.91$ ),  $\lg K_{пр} = -1.49 + 2.223 * \alpha_{пс} + 0.907 * \alpha_{пс}^2$ , для пластов Ю<sub>1</sub><sup>3б</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>3в</sup> ( $r = 0.84$ ). Несмотря на то, что  $r$  зависимости  $K_{пр} = f(\alpha_{пс})$  достаточно высок, для расчета  $K_{пр}$  использовалась зависимость типа  $K_{пр} = f(K_{п})$ . Выборка для получения этих уравнений была получена по достаточному количеству определений на керне.

**Заключение.** Детальные исследования литологического состава коллекторов, вмещающих пород, особенностей залегания и выклинивания песчаных пластов коллекторов, исследования особенностей зонального расположения нефтенасыщенных пластов, их коллекторских свойств с определениями пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности, позволили создать трёхмерную модель многопластового резервуара Крапивинского месторождения. Проведён корреляционный анализ зависимостей пористости и проницаемости, нефтегазонасыщенности по керновому материалу и каротажным данным, установлены участки коллекторов наилучшим образом характеризующиеся по данным каротажа или по керновому материалу.

## Теплопроводность горных пород глубоких горизонтов Башкирского Предуралья

Рафикова Чулпан Даниловна, инженер-исследователь  
Сальманова Раушания Юрисовна, научный сотрудник  
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа  
Hamatova2007@mail.ru, vrushana@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Голованова И.В.

### Аннотация

Одним из важных критериев, который должен приниматься во внимание при прогнозе нефтегазоносности глубоких горизонтов является современный температурный режим. В связи с отсутствием прямых данных эти сведения можно получить только путем численных оценок, что, в свою очередь требует сведений о глубинном строении изучаемого региона и о теплофизических свойствах отдельных слоев разреза. В работе по образцам из глубоких параметрических скважин выполнена оценка теплопроводности отдельных горизонтов, выделяющихся на сейсмических разрезах.

На территории Республики Башкортостан запасы углеводородного сырья в продуктивных горизонтах палеозоя с каждым годом сокращаются из-за многолетней интенсивной эксплуатации. Поэтому большой интерес представляет изучение глубокопогруженных отложений, сложенных древними рифей-вендскими породами. Имеющиеся геолого-геофизические материалы свидетельствуют о потенциальной перспективности рифей-вендских отложений рассматриваемой территории на углеводородное сырье. Одним из важных критериев, который должен приниматься во внимание при прогнозе нефтегазоносности является современный температурный режим.

Глубины, до которых выполнено измерение температуры в скважинах составляют, в основном, от 1 до 3 км. В нескольких параметрических скважинах глубина измерения температуры достигает 5 – 5,5 км. Таким образом, прямые данные о температурном режиме глубоких горизонтов практически отсутствуют. Эти сведения можно получить только путем численных оценок.

Для расчета глубинных температур необходимо иметь сведения о глубинном строении изучаемого региона и о теплофизических свойствах отдельных слоев разреза. Сведения о глубинном строении были приняты по результатам комплексных геофизических работ, проводившихся ОАО Башнефтегеофизика по региональным профилям с целью изучения структурно-тектонических особенностей строения рифей-вендских и палеозойских отложений до глубины 12-15 км. Теплопроводность пород осадочного чехла и кристаллического основания западной части Республики Башкортостан изучалась ранее при определении плотности теплового потока [1]. Более детально охарактеризованы палеозойские отложения. Для глубокозалегающих рифейских и вендских отложений приведены осредненные значения по типам пород. В данной работе результаты определения теплопроводности по образцам из глубоких параметрических скважин проанализированы заново для характеристики отдельных горизонтов, выделяющихся на сейсмических разрезах.

Теплопроводность отдельных горизонтов принималась по данным измерений на образцах из глубоких параметрических скважин. В некоторых случаях, при недостаточном количестве образцов, характеризующих тот или иной горизонт, или при отсутствии образцов, теплопроводность оценивалась, исходя из состава пород. Ранее было показано [1], что теплопроводность осадочных пород востока Восточно-Европейской платформы, Предуральяского прогиба и складчатого Урала не зависит от их возраста, а определяется в основном только их составом.

При интерпретации сейсмических материалов в ОАО Башнефтегеофизика опирались на Стратиграфическую схему рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области, принятой в 2000 г. [2]. В 2011 опубликована Сводная стратиграфическая колонка



верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области, составленная В.И. Козловым [3]. В целом она соответствует Стратиграфической схеме рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области 2000 года. Но за последние 10 лет накопились новые данные, которые требуют внесения некоторых изменений в схему 2000 года. При анализе теплопроводности отдельных горизонтов мы опирались на обе схемы, но в первую очередь учитывали вещественный состав пород в выделенных на сейсмических разрезах горизонтах.

Кристаллический фундамент Волго-Уральской области сложен архей-раннепротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями, которые перекрыты практически неметаморфизованными отложениями рифея и палеозоя. Кристаллический фундамент непосредственно изучен только в пределах восточного склона Южно-Татарского свода, где пробурены сотни скважин, вскрывшие фундамент. С поверхностью кристаллического фундамента на временном разрезе отождествляется отражающий горизонт V. Теплопроводность пород фундамента изучена по 51 образцу из скважины 2000 Туймазы и 20000 Минибаево. Ее среднее значение составляет 2,25 Вт/(м·К).

Осадочные отложения Волго-Уральской области могут быть разделены на два мегакомплекса – рифейский и венд-фанерозойский. Границей между ними является поверхность углового несогласия, образованная предвендским размывом и хорошо выделяющаяся при сейсмических исследованиях МОГТ в качестве маркирующего отражающего горизонта II.

Рифейские отложения, достигающие мощности 10 и более километров, при сейсмических исследованиях МОГТ характеризуются наличием нескольких отражающих горизонтов. Наиболее четкими отражающими горизонтами являются кровля и подошва (горизонты III и IV<sub>п</sub>) преимущественно доломитовой калтасинской свиты нижнего рифея. Дополнительными отражающими горизонтами являются кровля и подошва средней (арланской) подсвиты той же свиты (соответственно горизонты IV<sub>а</sub> и IV<sub>с</sub>). Калтасинская свита является основной региональной маркирующей толщей в разрезе допалеозойских осадочных комплексов Волго-Уральской области и используется для межрегиональной корреляции. Кроме того, выделяется ряд отражающих горизонтов, которые стратиграфически привязываются к поверхностям отдельных региональных комплексов.

В сводном разрезе верхнепротерозойских осадочных комплексов в платформенной части Республики Башкортостан выделяются следующие стратиграфические подразделения (от древних к молодым): нижний рифей (кырпинская серия), средний рифей (серафимовская серия), верхний рифей (абдулинская серия), вендская система (каировская и шкаповская серии).

Результаты оценки теплопроводности пород отдельных горизонтов, выделенных при интерпретации региональных сейсмических профилей, обобщены в таблице. Для вендских отложений и пород приютовской свиты дополнительно приведены значения теплопроводности, принятые для юго-западной части изучаемой территории, учитывая результаты измерений в скважине 740 Шкаповская и сравнение расчетных и измеренных температур в скважине.

Выражаем благодарность научному руководителю д.ф.-м.н. И.В. Головановой за предоставленные материалы, помощь и поддержку.

#### **Литература:**

1. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
2. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. // В.И. Козлов, Е.М. Аксенов, Н.Д. Сергеева и др. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000, 81 с. и схема на 2 листах.
3. Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Верхний протерозой Волго-Уральской области. Стратиграфия и особенности состава. // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2011. № 17. С. 58 – 80.

Таблица

Оценка теплопроводности отдельных горизонтов допалеозойских осадочных отложений и кристаллического фундамента, выделенных при интерпретации сейсмических профилей

Свита / подсвита	Описание пород	Теплопроводность, Вт/(м·К)	
<b>ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА</b>			
	Алевролиты, прослои песчаников, аргиллитов, доломитов	1,90 / 1,65	
<b>ВЕРХНИЙ РИФЕЙ. АБДУЛЛИНСКАЯ СЕРИЯ</b>			
Леузинская	Доломиты с подчиненными прослоями известняков.	3,73	
Шиханская	Известняки, подчиненные прослои аргиллитов, мергелей, редко доломитов.	2,11	
Приютовская	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, глинистых доломитов, редкие прослои песчаников.	2,70 / 1,47	
Леонидовская	Пестроцветные кварцевые песчаники с каолинитом, резко подчиненные и маломощные прослои алевролитов и аргиллитов.	3,41	
<b>СРЕДНИЙ РИФЕЙ СЕРАФИМОВСКАЯ СЕРИЯ</b>			
Усинская	Песчаники, прослои алевролитов и аргиллитов.	2,70	
Ольховская	Аргиллиты, алевролиты, с прослоями песчаников, доломитов и мергелей.	1,94	
Тукаевская	Песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов.	4,31	
<b>НИЖНИЙ РИФЕЙ. КЫРПИНСКАЯ СЕРИЯ</b>			
<b>Орьебашская подсерия</b>			
Кабаковская	Аргиллиты, алевролиты, редкие прослои песчаников.	3,25	
Надеждинская	Чередование аргиллитов, алевролитов, редко песчаников и доломитов	3,25	
Калтасинская	Ашитская	Доломиты, прослои аргиллитов.	3,63
	Арланская	Алевролиты, аргиллиты, прослои доломитов и доломитовых мергелей.	2,89
	Саузовская	Доломиты, прослои аргиллитов и алевролитов.	3,96
<b>Прикамская подсерия</b>			
Минаевская	Алевролиты, песчаники и их карбонатсодержащие разности, прослои аргиллитов, доломитов и мергелей.	3,00	
Ротковская	Песчаники, прослои алевролитов, гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов и аргиллитов.	3,50	
Норкинская	Алевролиты, прослои песчаников, доломитов, аргиллитов, мергелей.	2,80	
Петнурская	Песчаники и алевролиты, прослои и пачки аргиллитов и доломитов.	3,00	
Сарапульская	Алевролиты и песчаники, местами доломитизированные.	3,00	
Тюрюшевская	Песчаники гравелиты полевошпато-кварцевые и кварцевые.	3,50	
<b>АРХЕЙ-НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ</b>			
Кристаллический фундамент	Гнейсы, парагнейсы, гранито-гнейсы, плагиограниты, амфиболиты.	2,25	

## Применение методов статистического анализа при картировании линеаментов по аномалиям потенциальных полей

Ружникова Анастасия Анатольевна, аспирант  
НИ Иркутский государственный технический университет, Иркутск  
nastena1787@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Давыденко А.Ю.

### Аннотация

Линеаменты представляют собой гетерогенные образования - границы геологических образований, ограничения горных массивов, полосовые аномалии и группы аномалий в геофизических полях. Картирование линеаментов отличается от других методов, прежде всего тем, что линейные элементы наблюдаются во всех методах разведки. Выделение линеаментов помогает в решении таких задач, как геологическое картирование и составление прогнозных карт.

Линеаменты, как правило, выделяются для построения и изучения тектонических структур, чтобы иметь представление о тектоническом строении района.

Существуют 4 основных признака, указывающих на возможное наличие разлома, а, следовательно, и на границы площадных региональных аномалий (рис. 1) [1].

а) наличие ступени в уровнях аномального поля. Если средние физические свойства пород контактирующих региональных структур резко различаются, на границе между ними возникает аномалия типа ступени. Для нее характерно наличие линейной зоны больших горизонтальных градиентов аномального поля, проявляющихся на карте в виде сгущения изолиний и их вытягивания вдоль какого-либо направления.

б) наличие линейных локальных аномалий. Многие разломы, особенно крупные, сопровождающиеся внедрением в ослабленные зоны интрузий, а также интенсивными процессами метаморфизма. Это приводит к образованию на границе линейных региональных аномалий в виде цепочек максимумов и минимумов.

в) смена характерных особенностей аномальных полей. Если средние физические свойства пород контактирующих региональных структур не различаются, аномалия ступени на границе между ними не возникает. Вместе с тем, поскольку геологическое строение этих структур – различно, характер аномальных полей, в том числе локальных, по обе стороны границы может быть совершенно разным.

г) нарушение корреляции аномальных полей. Разломы внутри близких по строению структур могут сопровождаться сдвигами, приводящими к нарушению корреляции полей. Такие линейные зоны потери корреляции также уверенно обнаруживаются на картах изолиний.

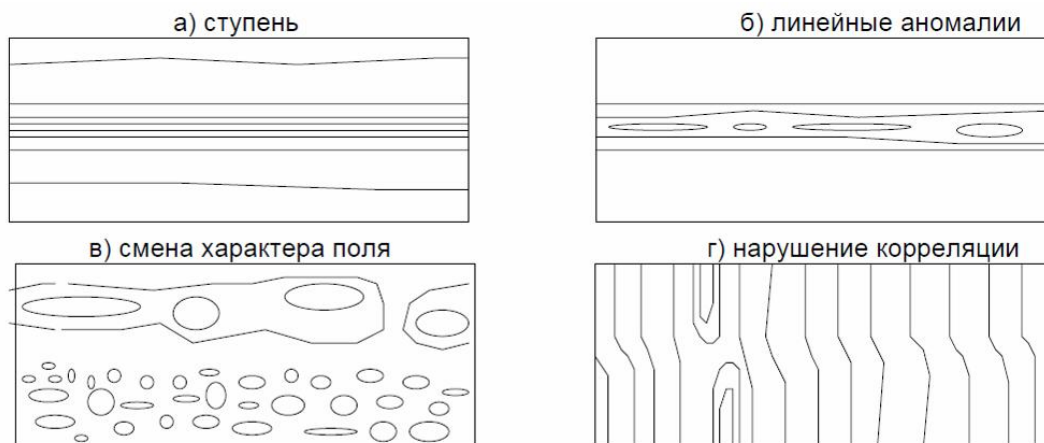


Рис. 1. Основные признаки выделения линеаментов.

Исходя из этих свойств, линеаменты следует выделять как наиболее измененные участки поля по наибольшим градиентам.

В качестве исходных данных используется карта магнитного поля (рис. 2), для которой рассчитывается карта градиентов с помощью самонастраивающегося окна (рис. 3) [3]. На полученной карте все аномалии становятся более оконтуренными, затем поле нормируется, чтобы привести его к более контрастному виду и выровнять аномалии по уровню (рис. 4).

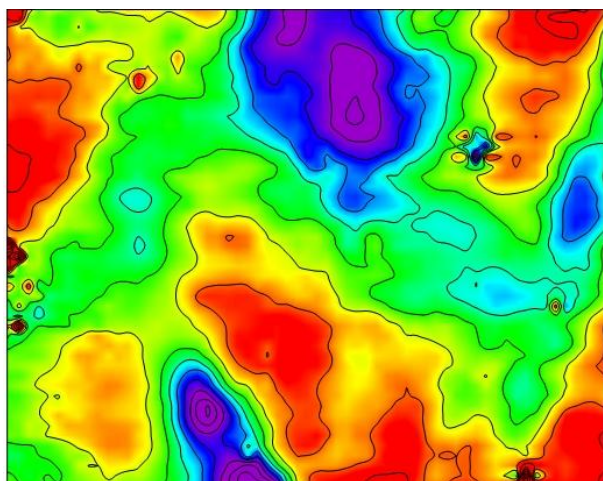


Рис. 2. Карта магнитного поля

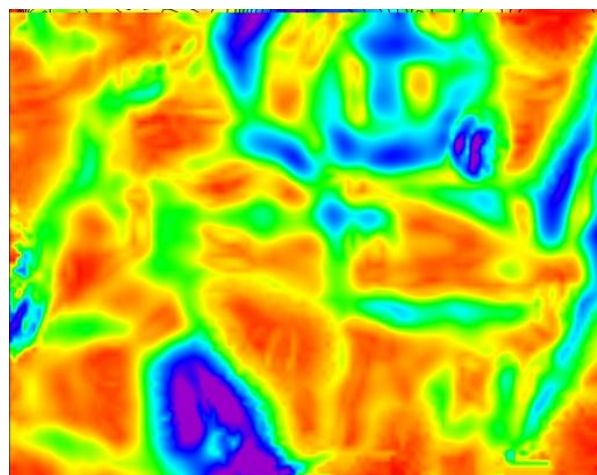


Рис. 3. Карта градиентов магнитного поля

Следующим этапом является построение осей аномалий в нормированном поле градиентов. В поле выделяется аномальная область, внутри которой рассчитывается ось – прямая линия, заданная линейным уравнением регрессии [2]:

$$y_i = a_0 + a_1 x_i,$$

для которого определяются коэффициенты по следующим формулам [2]:

$$a_0 = \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2};$$

$$a_1 = \frac{\sum x^2 \sum y - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2}$$

В результате для каждой аномальной области поля нормированных градиентов строятся оси, которые наносятся на исходную карту магнитного поля (рис. 5).

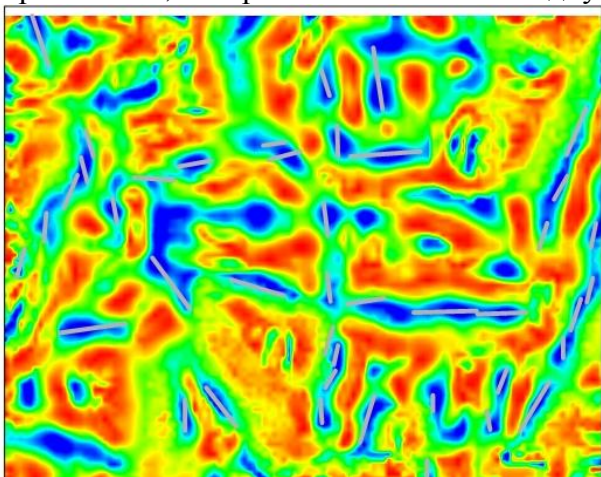


Рис. 4. Карта нормированных градиентов магнитного поля.

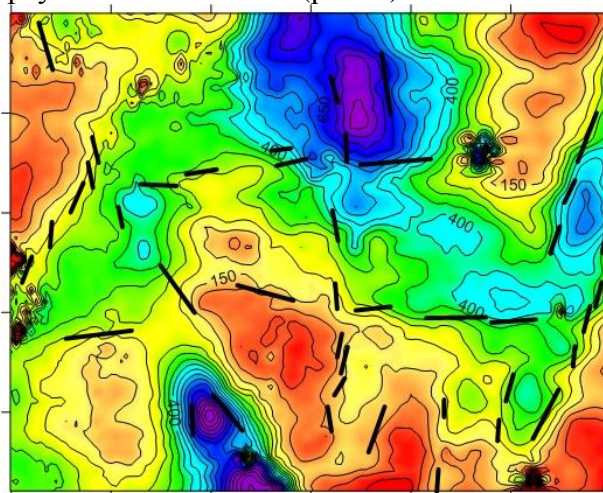


Рис. 5. Карта магнитного поля с нанесенными фрагментами линеаментов.

Все фрагменты линеаментов укладываются в градиентные зоны магнитного поля, которые можно объединить в целые линеаменты (рис. 6). Их можно считать достоверными, поскольку они прослеживаются также и в других геофизических полях этого района.

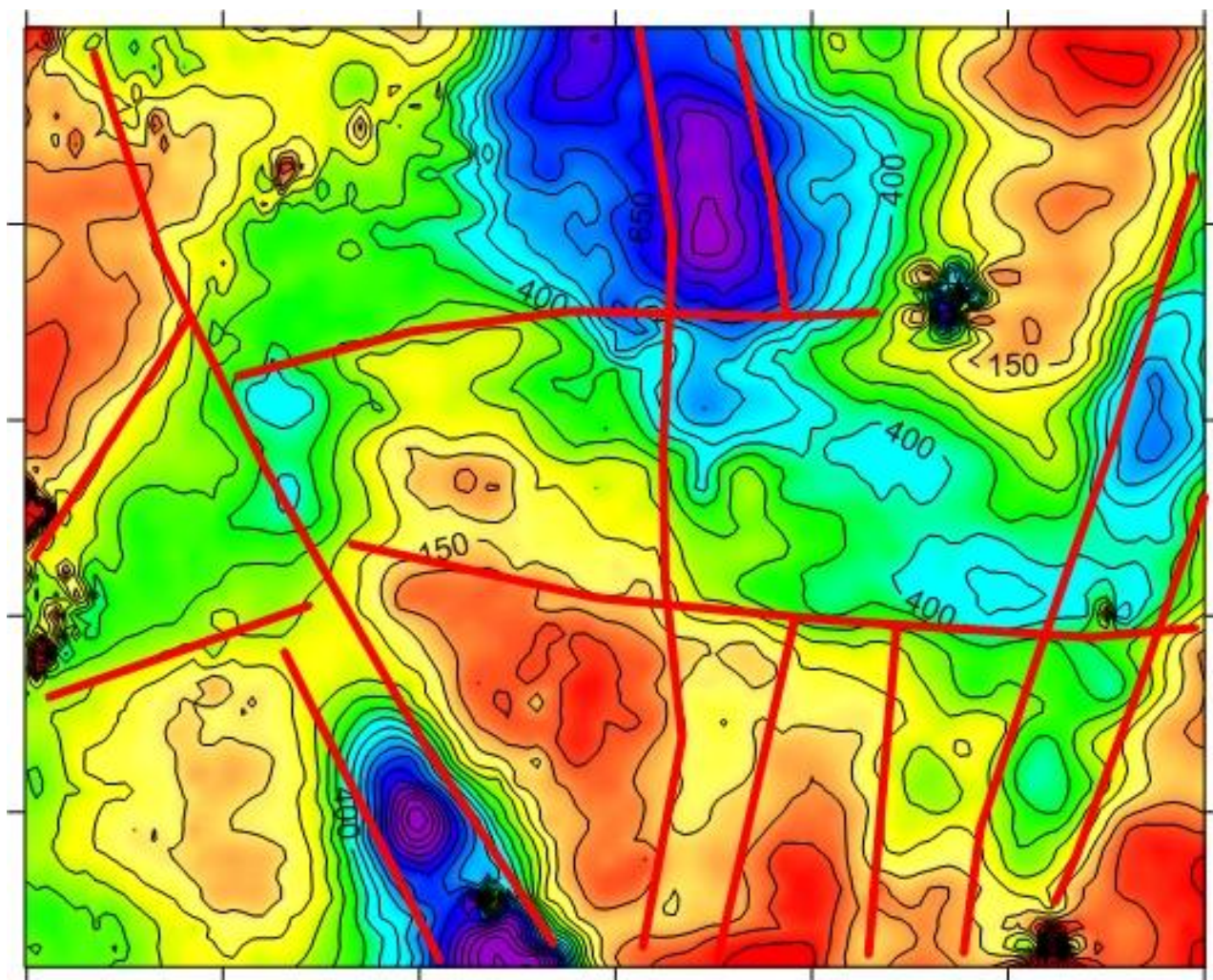


Рис. 6. Карта магнитного поля с выделенными линеаментами.

Таким образом, линеаменты можно выделять как в магнитном, так и в других геофизических полях. Применение методов статистического анализа при картировании линеаментов представляет собой важную основу при интерпретации потенциальных полей и тектоническом районировании изучаемой территории.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю А.Ю. Давыденко.

#### **Литература:**

1. Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие // М: МГГА. 1995, 80 с.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие – Москва, Издательство 2008, 112 с.
3. Ружникова А.А. Выделение аномалий гравитационного и магнитного полей при решении задач структурного картирования на юге Сибирской платформы с использованием дисперсионного анализа // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург УрО РАН, 2011 с. 322-325.

## Методика дифференциации горного массива месторождений облицовочного камня на основе геолого-геофизических данных

Павел Александрович Рязанцев, аспирант  
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск  
chthonian@yandex.ru  
Научный руководитель - д.г.-м.н. Шаров Н.В.

Можно выделить несколько параметров месторождений облицовочного камня, которые могут выступать критериями дифференциации. Однако определяющими характеристиками являются физико-механические свойства и прежде всего выдержанность по составу и слабая степень нарушенности. И если определение состава горных пород представляет достаточно тривиальную задачу, решаемую при помощи стандартных геологических методик, то изучение трещиноватости имеет ряд сложностей. При изучении горного массива следует учитывать, что на каждом потенциальном месторождении присутствует свой тип трещин, обусловленный особенностями генезиса пород [Шеков, Иванов, 2010]. Исходя из этого дифференцировать месторождения облицовочного камня следует прежде всего по принципу выделения и фиксации зон различной нарушенности. Это позволит определять области разного содержания природных блоков.

Перспективный способ для решения такого рода задач - использование геофизических методов. Они позволяют проследить изменение физических свойств пород, что в дальнейшем позволит проводить разделение горного массива на основе изменений и аномалий геофизических полей. Таким образом основой методики дифференциации месторождений облицовочного камня является использование геолого-геофизического комплекса измерений физико-механических свойств горного массива [Соколов и др., 2010; Magnusson et al., 2010].

Как пример использования такой методики приводится простейший (и самый распространённый) способ дифференциации на основе визуального сравнения пространственных моделей. Для создания моделей использовалась информация полученная на действующем карьере по добыче габбродолерита на Рыборецком силле (Южная Карелия). На одном из технологических горизонтов карьера выполнялась электротомографическая съёмка. Выбор такой методики обусловлен рядом факторов:

1. Получение большого массива данных для небольших областей, что позволяет наиболее полно охарактеризовать изучаемую область по распределению удельных сопротивлений.

2. Чувствительность к зонам в зависимости от их обводнённости, в результате трещиноватые зоны характеризуются низкими удельными сопротивлениями, а монолитные-высокими.

3. Использование электротомографии позволяет оперативно выполнить необходимые замеры, что является немаловажным в условиях действующего горного предприятия.

Для проведения работ использовался электроразведочный комплекс «СКАЛА-48» с двумя 24 электродными косами. Шаг между электродами вдоль профиля составлял метр. Измерения проводились диполь-дипольной установкой, наиболее подходящей для данных условий. В результате работ был сформирован массив данных характеризующий изменение геоэлектрических свойств в пределах участка размерами 48x25 метров. Дальнейшая обработка данных позволила получить 3D модель распределения удельных сопротивлений.

В качестве дополнительного источника данных для более уверенной фиксации областей кондиционного состояния горного массива проводились замеры естественной трещиноватости вдоль исследуемого и вышележащего технологических уступов. Для упрощения дальнейшей интерпретации измерялись только вертикальные и субвертикальные трещины, так как по геологическим данным они преобладают. На участке выделяют всего три системы трещин, две из которых относятся к субвертикальным, первая имеет азимут падения 63° и угол падения 80°, вторая – 342° и 85° соответственно. По результатам

измерений построена модель распределения трещин в исследуемом объёме пород.

По результатам измерений построены две объёмные модели. Первая модель основана на измерениях трещиноватости и выступает в качестве вспомогательной (Рис.1а). Фактором дифференциации объёма среды выступало расстояние между отдельными трещинами, то есть на модели отображаются только области с расстояниями между трещинами два и более метров. Наибольшее количество предполагаемых блоков горной породы сосредоточено между пикетов  $x_0$ - $x_{20}$   $y_5$ - $y_{20}$  и  $x_{30}$ - $x_{45}$   $y_{15}$ - $y_{25}$ . Вторая модель представляет собой «геоэлектрический куб» удельных сопротивлений (Рис.2б). Для исследуемого участка было определено медианное значение удельных сопротивлений равное 6000 Ом·м. Данная величина условно принимается как мера кондиционности (т.е. возможность высокого выхода блоков из горной массы) сырья. При построении модели отфильтровывались низкие значения удельного сопротивления, что позволяет оценить вероятное распределение областей наибольшей блочности. В результате выделяется две основные зоны  $x_0$ - $x_{30}$   $y_0$ - $y_{15}$  и  $x_{20}$ - $x_{40}$   $y_{15}$ - $y_{25}$ , их разделяет область пониженных сопротивлений.

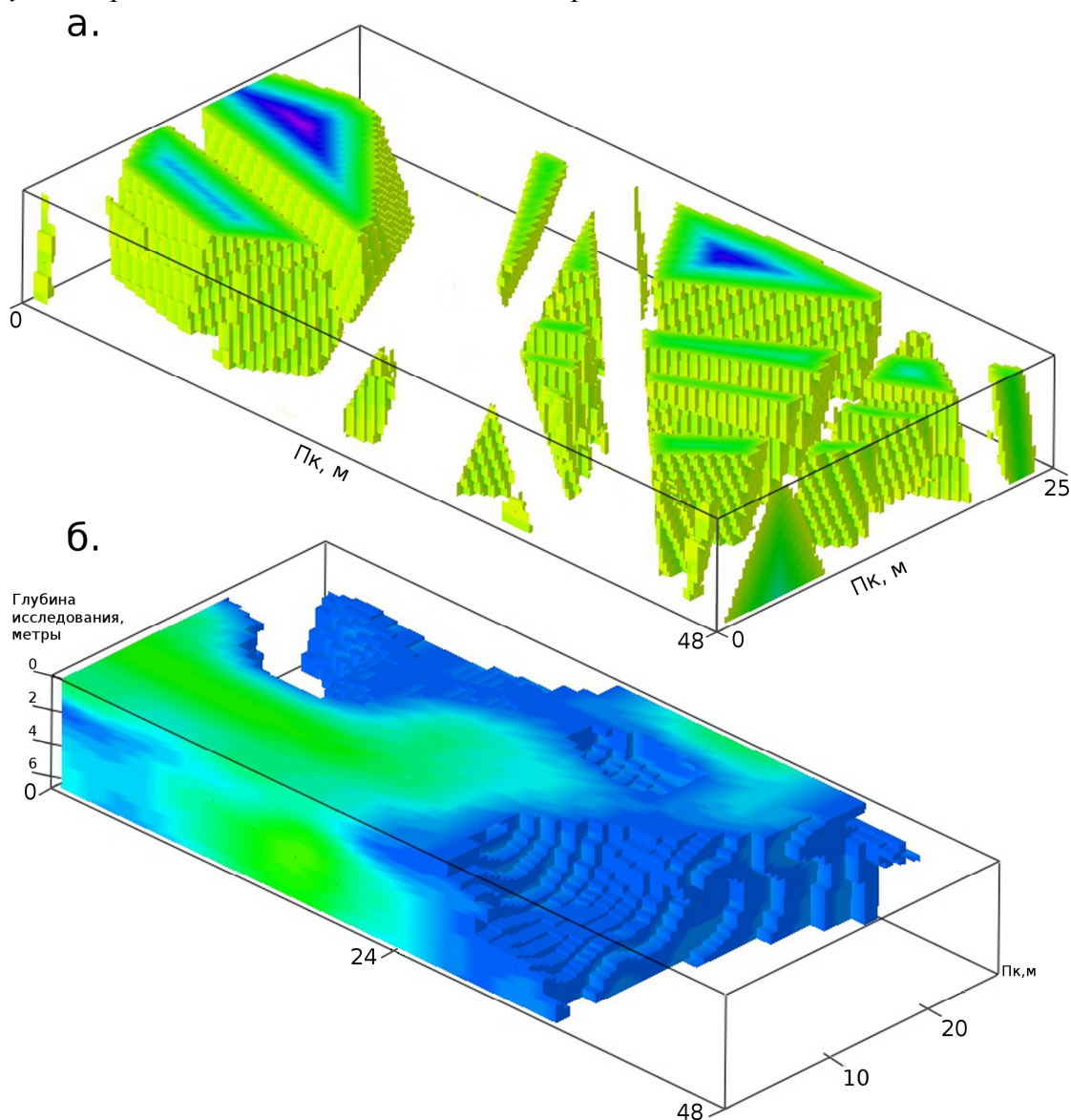


Рис.1. Модели исследуемого участка на технологическом горизонте карьера.  
*а* - модель распределения трещин в объёме; *б* - геоэлектрическая модель

В дальнейшем данные интерпретировались совместно для локализации областей наибольшей блочности. Визуально видно, что выделенные на моделях (Рис.1а,б) аномальные зоны пространственно совпадают, однако имеется некоторое смещение которое скорее всего объясняется не достаточно точной привязкой, разной природой модельных данных, а также отсутствием параметров корреляции. При интерпретации выделяется ряд особенностей, учёт которых необходим для получения корректного результата. Во первых, дифференциация массива по геоэлектрическим свойствам возможна только интегральным способом, т.е. разделение массива осуществляется в рамках элементарных ячеек [Колесников, 2007; Dahlin et al., 2002]. Это сказывается на разрешающей способности и точности локализации удельных сопротивлений в среде. Во вторых, наличие расстояния между трещинами, и как следствие, возможности вписать блок в промежуток не может является единственным критерием, так как массив горных пород может содержать разное число скрытых, залеченных трещин, а также области микротрещиноватости [Мясникова, Шеков, 2009]. Такие факторы выявляются в областях, подходящих по критериям блочности, однако не имеющих подтверждение на обеих моделях. Наглядным примером служит часть исследуемой толщи на пикетах  $x_{24-x_{48}}$   $y_0-y_{15}$  (Рис.1а). Имеющиеся достаточные промежутки между отдельными трещинами не подтверждаются геоэлектрической моделью, что позволяет исключить эту область из разряда перспективных. Также, на интервале  $x_{12-x_{35}}$   $y_{10-y_{15}}$  геоэлектрической модели прерывается крупная зона трещиноватости, вследствие чего может создаться неверное представление о тектонофизическом строении участка.

Дифференциация массива горных пород на основе физических свойств представляет собой сложную задачу в следствие наличия ряда осложняющих факторов. Только на основе комплексного подхода возможно сокращение неоднозначности при интерпретации данных. Благодаря чему разделение породной толщи производится по более обоснованным критериям, что повышает точность и достоверность конечного результата. В дальнейшем за счёт структурирования горного массива возможно более рациональная отработка месторождений облицовочного камня.

Автор приносит благодарность сотрудникам лаборатории геофизики ИГ КарНЦ РАН м.н.с. Климовскому А.В. и м.н.с. Нилову М.Ю. за помощь в выполнении работы.

### **Литература:**

- Колесников В. П. Основы интерпретации электрических зондирований // М.: Научный мир, 2007. 248 С.
- Мясникова С. В. , Шеков В. А. Влияние природной и техногенной микротрещиноватости на прочность горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2009, № 8. С. 321-326
- Соколов С. Я. , Рязанцев П. А. , Климовский А. В. , Нилов М. Ю. Геофизические методы изучения породной толщи на объектах облицовочного камня // Горный журнал. 2011, №5. С. 15–19
- Шеков В. А. , Иванов А. А. Методологические основы классификации месторождений блочного камня // Горный журнал. 2011, №5. С. 5–8
- Dahlin T. , Bernstone C. , Loke M. H. . A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden // Geophysics. 2002, №6. P. 1692–1700
- Magnusson M. , Fernlund J. , Dahlin T. . Geoelectrical imaging in the interpretation of geological conditions affecting quarry operations // Bulletin of Engineering Geology and the Environment. 2010, №3. P. 465–486



## О роли палеоклимата в формировании теплового поля в приповерхностной части земной коры

Сальманова Раушания Юрисовна, научный сотрудник  
Рафикова Чулпан Даниловна, инженер-исследователь  
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа  
vrushana@mail.ru, Namatova2007@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Голованова И.В.

### Аннотация

В работе обсуждаются некоторые следствия учета искажающего влияния палеоклимата на измеренные значения плотности теплового потока и возможности применения полученных результатов. Рассматривается зависимость плотности теплового потока от исследованной глубины скважин, оцениваются потери глубинного тепла и глубинные температуры.

В предыдущих работах [1-2 и др.] обсуждалась проблема учета искажающего влияния палеоклимата на измеренные значения плотности теплового потока, актуальная не только для Урала. Предложена модель прошлых изменений климата на Урале, позволяющая оценить палеоклиматические поправки, разработана методика введения палеоклиматических поправок с учетом региональной зависимости палеоклиматического сигнала, построена карта теплового потока Урала, исправленного на влияние палеоклимата. В данной работе обсуждаются некоторые следствия учета влияния палеоклимата и возможности применения полученных результатов. Рассматривается зависимость плотности теплового потока от исследованной глубины скважин, оцениваются потери глубинного тепла и глубинные температуры.

Искажения температуры и геотермического градиента, вызванные прошлыми изменениями температуры поверхности Земли распределены по глубине неравномерно. В целом, наиболее значительные искажения наблюдаются на глубинах до 1 – 1,5 км. Разная глубина определений теплового потока наряду с вероятными различиями климатической истории затрудняют палеоклиматическую корректировку и приводят к ошибкам в определении глубинного теплового потока. Анализ данных показывает, что измеренный тепловой поток возрастает с глубиной. На рис. 1 представлены опубликованные данные [1] по измеренным классическим способом значениям плотности теплового потока на Урале и прилегающих территориях в зависимости от глубины скважин. Введение палеоклиматических поправок в измеренный тепловой поток [2] практически убирает зависимость теплового потока от глубины (рис. 2). Этот факт может служить подтверждением правильности использованного способа введения палеоклиматических поправок.

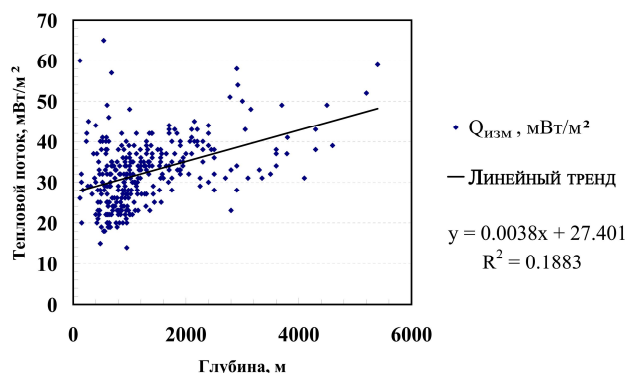


Рис. 1. Зависимость измеренной классическим методом плотности теплового потока ( $Q_{изм}$ ) на Урале и прилегающих территориях [1] от изученной глубины скважин.

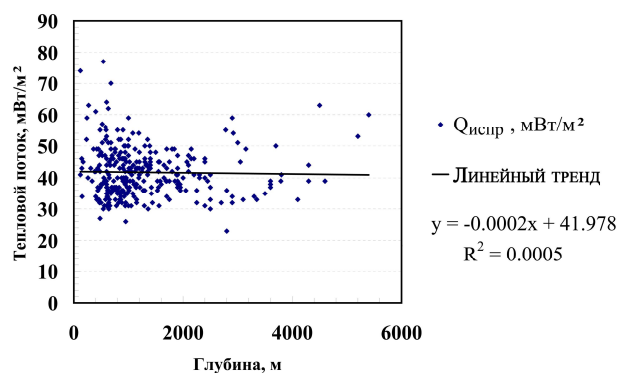


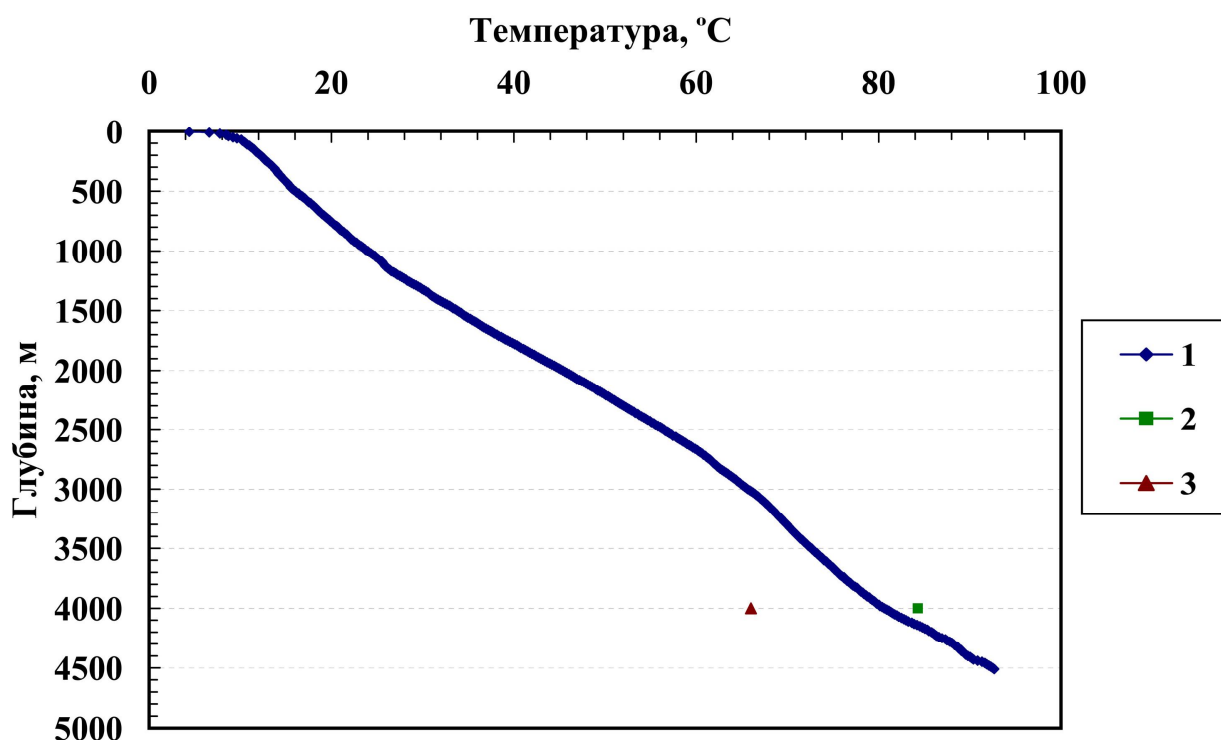
Рис. 2. Зависимость исправленной на влияние палеоклимата плотности теплового потока ( $Q_{испр}$ ) [2] от изученной глубины скважин.

Полученные средние оценки теплового потока используются для оценки планетарных кондуктивных теплопотерь и геоэнергетического баланса. Используя карты измеренного и исправленного теплового потока Урала [2] мы оценили среднюю плотность теплового потока для различных тектонических зон и суммарные теплопотери на площади 1228125 км<sup>2</sup> (табл. 1). В первую зону вошли данные по восточной окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральскому краевому прогибу, Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Центрально-Уральскому поднятию. Во вторую – по западной части Тагило-Магнитогорской зоны. В третью зону включены данные по центральной и восточной частям Тагило-Магнитогорской зоны, Восточно-Уральскому поднятию, Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию. В предыдущих работах [2] было показано, что палеоклиматические поправки по отдельным скважинам могут достигать 50 % от измеренных классическим способом значений плотности теплового потока. Из таблицы 1 видно, что и при осреднении по достаточно большим зонам разница между измеренными и исправленными значениями достаточно велика. Меньше всего, около 18 %, эта разница для первой зоны, где глубина скважин составляет 1300 – 3000 м, несколько скважин имеют глубину около 5000 м. Глубина скважин, по которым проводилось определение теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне и в восточной части изучаемой территории, за редким исключением не превышает 1 км. На этих глубинах искажения, вызванные влиянием палеоклимата, наиболее значительны. Поправки на влияние палеоклимата во второй и третьей зонах составляют в среднем около 35 % и 37 % соответственно. Из приведенных результатов очевидна необходимость учета влияния палеоклимата, в частности для оценки глубинных теплопотерь.

Таблица 1.

Зоны	Тепловой поток	Значение теплового потока, мВт/м <sup>2</sup>		Потери глубинного тепла, Вт
		среднее	стандартное отклонение	
I	измеренный	36	4,4	27,23*10 <sup>9</sup>
	исправленный	42	5,5	32,08*10 <sup>9</sup>
II	измеренный	24	3,3	2,37*10 <sup>9</sup>
	исправленный	36	3,5	3,20*10 <sup>9</sup>
III	измеренный	34	7,2	12,69*10 <sup>9</sup>
	исправленный	46	7,8	17,28*10 <sup>9</sup>

Измеренные значения плотности теплового потока служат ключевым параметром при оценке глубинных температур и при составлении геотермических моделей. Здесь также необходим учет новой информации. В работе [3] был предложен способ оценки температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением, и было показано, что следует использовать не измеренные классическим способом значения плотности теплового потока, а значения, исправленные на влияние палеоклимата. При характерных для платформенной части Республики Башкортостан значениях плотности измеренного и исправленного на влияние палеоклимата теплового потока 35 мВт/м<sup>2</sup> и 45 мВт/м<sup>2</sup> разница в вычисленных температурах на глубине 5 км составляет порядка 20 К, а на глубине 10 км уже порядка 40 К. Рис. 3 демонстрирует справедливость предложенного подхода и необходимость учета влияния палеоклимата при оценке глубинных температур.



**Рис.3.** Проверка предложенного метода расчета глубинных температур.

1 - Термограмма по скважине Леузинская-1.

2 - Температура на глубине 4000 м., рассчитанная по исправленному на влияние палеоклимата значению плотности теплового потока ( $50 \text{ мВт/м}^2$ )

3 - Температура на глубине 4000 м., рассчитанная по значению плотности теплового потока в интервале 470-1160 м ( $35 \text{ мВт/м}^2$ ), полученного без учета влияния палеоклимата.

Хотим выразить искреннюю благодарность нашему научному руководителю д.ф.-м.н. Головановой И.В. за ценные советы.

### Литература:

1. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
2. Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата. // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422, № 3. С. 394-397.
3. Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Оценка геотермических условий глубоких горизонтов Башкирского Предуралья. // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2011. С. 88-90.

## **Изучение отложений пониженных участков рельефа в качестве объекта индикации загрязнения городской среды**

Селезнев Андриан Анатольевич, младший научный сотрудник  
Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург  
seleznev@ecko.uran.ru  
научный руководитель – к.ф.-м.н. Ярмошенко И.В.

### **Аннотация**

Проведено изучение загрязнения г. Екатеринбурга с использованием отложений пониженных участков рельефа в качестве объекта исследования.

Данная работа имеет несколько целей: изучить способность отложений пониженных участков рельефа (луж) городской среды аккумулировать поллютанты; оценить содержание металлов в отложениях луж в условиях города; обосновать применимость отложений луж в качестве объекта для проведения оценки загрязнения урбанизированной среды. Исследование проводится на примере г. Екатеринбурга, в качестве загрязнителей окружающей среды рассмотрены тяжелые металлы, мышьяк.

В процессе работ по проекту проводился сбор, систематизация и анализ данных по мониторингу загрязнения объектов окружающей среды на территории г. Екатеринбурга. Проведен химический анализ 213 образцов отложений пониженных участков рельефа (луж), определено содержание меди, цинка, марганца, никеля, кобальта, железа, алюминия, свинца, мышьяка, кислотность образцов (уровень pH).

Проведено изучение состояния загрязнения г. Екатеринбурга с отбором представительного количества проб. Содержание металлов определено в объектах окружающей среды непосредственно в кварталах в жилых районах города. Проведенное исследование позволило провести ранжирование районов города по степени загрязнения. Получены характеристики, которые связывают загрязнение различных объектов окружающей среды.

Результаты исследования показали, что отложения депонируют загрязнение. Содержание поллютантов в отложениях пропорционально интегральному выпадению на площадь водосбора за некоторое время. Таким образом, отложения характеризуют большую площадь, чем пробы почвы и больший интервал времени, чем выпадения, например, снега.

### **Постановка задачи**

В практике мониторинга загрязнения урбанизированной среды используются в качестве объектов исследования снежный покров, выпадения из атмосферы, почва, донные отложения крупных водных объектов. Данные об уровнях загрязнения отдельных объектов городской среды являются фрагментарными и не дают полной системной картины загрязнения урбанизированной среды. Снеговая съемка и анализ выпадений из атмосферы позволяют получить информацию о сезонных выпадениях загрязняющих веществ. Для изучения динамики загрязнения и проведения долгосрочных наблюдений (на протяжении нескольких десятков лет) этот метод мониторинга является весьма затратным. Метод мониторинга на основе анализа загрязнения почвенного покрова в условиях городского ландшафта является интегрирующим по времени [1, 2, 3, 4, 5]. В то же время этот метод позволяет получать данные лишь о точечном загрязнении, не учитывает явление поверхностного стока загрязнителей, не является интегрирующим по пространству.

Предлагается рассматривать отложения пониженных участков рельефа (луж) в качестве объекта изучения загрязнения и оценки экологической ситуации на территории города. Отложения пониженных участков рельефа являются объектом, интегрирующим загрязнение окружающей среды по времени и по пространству. В локальных пониженных областях рельефа (депрессиях), областях застоя поверхностных вод образуются лужи, в них происходит сток атмосферных осадков и вместе с тем загрязняющих веществ. Под лужей понимается бессточный локальный участок, заполняемый водой при выпадении атмосферных осадков и таянии снега. Твердый материал отложений луж является средой, накапливающей загрязнение за период своего существования (от нескольких недель до нескольких десятков лет) [6]. Условия селитебных территорий способствуют процессам миграции поллютантов на локальном уровне, их концентрированию в отложениях пониженных участков рельефа (луж).

### **Алгоритмы**

В работе использовались образцы отложений пониженных участков рельефа (луж), отобранные в рамках проекта РФФИ № 08-08-00101-а. Пробы отбирались на территориях дворов, жилых кварталов в пятнадцати жилых районах города. Образцы прошли стандартную подготовку для радиометрического и химического анализа согласно ГОСТ 17.4.4.02-84 и ГОСТ 26423-85.

Проведен количественный химический анализ 213 образцов отложений. В пробах определялось содержание следующих элементов: медь, цинк, марганец, никель, кобальт, железо, алюминий, свинец, мышьяк, кислотность образцов (уровень pH). Содержание мышьяка определялось спектрофотометрическим методом согласно методике ПНД Ф 16.1:2.2:3.14-98. Содержание металлов в образцах определялось согласно методике ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98 масс-спектрометрическим методом. Определение кислотности образцов проводилось согласно ГОСТ 26423-85с помощью иономера.

### **Результаты**

В ходе исследования проведен обзор данных о результатах мониторинга загрязнения объектов окружающей среды (почва, воздух, снежный покров) на территории г. Екатеринбурга за последние годы.

Проведен анализ неоднородности распределения содержания металлов в отложениях пониженных участков рельефа по семи укрупненным районам г. Екатеринбурга.

Проведен сравнительный анализ концентраций металлов в отложениях пониженных участков рельефа в городе с содержанием металлов в почвах вокруг основных источников загрязнения города (предприятий металлургии и металлообработки) и с фоновыми концентрациями в городе. Содержание марганца в отложениях пониженных участков рельефа совпадает с фоновыми концентрациями в почве и сопоставимо с содержанием металла в почвах в городе. Концентрации никеля в отложениях сопоставимы с концентрациями в почвах на территории города. Содержание железа, кобальта, никеля, цинка, свинца в ряде районов значительно превышает содержание этих металлов в почвах в городе. Концентрации в отложениях луж железа, кобальта, никеля, меди, цинка и свинца значительно превышают фоновые в почвах. Содержание мышьяка в отложениях превышает ПДК в почвах в городе.

Проведена оценка коэффициентов интегрирования поллютантов по времени и концентрации относительно почвы (интегрирование по пространству).

Результаты исследования показали, что отложения депонируют загрязнение, причем содержание поллютантов в отложениях пропорционально интегральному выпадению поллютантов на площадь водосбора за некоторое время. Таким образом, отложения характеризуют большую площадь, чем пробы почвы и больший интервал времени, чем выпадения, например, снега. Поэтому отложения луж могут выступать специальным объектом индикации загрязнения окружающей среды. По сравнению с другими объектами окружающей среды отложения луж в большей степени отражают загрязнение окружающей среды в целом. Содержание поллютантов в отложениях может быть использовано в качестве интегрирующего показателя, характеризующего продолжительный период (в несколько лет) и значительную площадь (несколько сотен квадратных метров) загрязнения. Анализ содержания тяжелых металлов в отложениях луж совместно с данными о загрязнении других объектов окружающей среды города позволяет получить комплексную картину распределения загрязнения в урбанизированной среде. Миграция и перераспределение загрязняющих веществ между объектами окружающей среды зависит от физико-химических свойств поллютантов и модифицируется антропогенными и техногенными процессами характерными для урбанизированной среды.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю Ярмошенко И.В.

#### **Литература:**

1. Chukanov V.N., Sergeev A.P., Ovchinnikov S.M., Medvedev A.N. Diagnostics of snow-cover contamination with soluble and insoluble metal impurities. Russian Journal of Nondestructive Testing. 2006. Т. 42. № 9. С. 630-636.
2. Экологические функции городских почв. Под ред. Курбатовой А.С. и Башкина В.Н. Изд-во ООО «Манджента», 2004, 228 с.
3. Chipres J.A., Salinas J.C., Castro-Larragoitia J., Monroy M.G. Geochemical mapping of major and trace elements in soils from the Altiplano Potosino, Mexico: a multi-scale comparison // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2008. Vol. 8. pp. 279-290.
4. Сагт Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М., 1990. 335 с.
5. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л., 1975.
6. Andrian A. Seleznev, Pila V. Yarmoshenko, Alexey A. Ekin. Accumulation of  $^{137}\text{Cs}$  in puddle sediments within urban ecosystem. Journal of Environmental Radioactivity. Volume 101, Issue 8, August 2010, Pages 643-646.

## **Эффективность применения петромагнитных и петроплотностных карт для оценки Шубинского месторождения рутил-гранатовых эклогитов**

Серегина Евгения Сергеевна, студентка  
Российский Университет Дружбы Народов  
jene4ka\_89\_07@mail.ru  
научный руководитель: Абрамов В.Ю.

В данной работе рассмотрена эффективность применения петромагнитных и петроплотностных исследований для поиска эклогитовых месторождений на примере Шубинского месторождения.

Шубинское рудное поле приурочено к верхнепротерозойским образованиям, слагающим северную переклиналичную часть Губерлинской брахиантиклинальной антиклинория Урал-Тау. В геологическом строении рудного поля и месторождения принимают участие метаморфические кристаллические сланцы первоначально осадочного происхождения и метаморфизованные интрузии основного состава. Поверхность рудного поля и месторождения имеет слабую обнаженность протерозойских пород, перекрытых на большей части площади рудного поля и месторождения осадочными образованиями мезокайнозоя. Обнажения представляют собой в основном небольшие коренные выходы среди меловых, палеогеновых и четвертичных отложений. Они имеют гребенчатую форму оголенных площадок различной величины и реже скальных выходов в долинах немногочисленных речек, ручьев и оврагов, как например р.р.Губерля-Зерекли можно наблюдать скальные выходы протерозойских пород. В пределах рудного поля выделяют Кайраклинскую, Юмагузинскую и Карамалинскую свиты. Шубинское месторождение, занимающее центральную часть одноименного рудного поля, тяготеет к зоне дислокационного метаморфизма. Здесь породы верхнего протерозоя образуют Шубинское брахиантиклинальное поднятие. Этим поднятием можно объяснить крутые падения пород в западной части рудного поля. Эклогитовые тела залегают согласно с вмещающими породами и вместе с ними подвергались тектоническим воздействиям, будучи в зоне дислокационного метаморфизма.

После проведения работ Шубинской партией полевые работы больше не проводились. Лишь в 2011 году студентами и преподавателями российского Университета Дружбы Народов было выполнено несколько картировочных маршрутов с целью изучения данной территории. В ходе прохождения практики нами было отобрано более 50 образцов из различных свит и различного состава. Так, в образцах присутствуют собственно эклогиты, эклогитоподобные породы, различные сланцы, в том числе глаукофансодержащие. В ходе выполнения петрофизических измерений этих образцов были выявлены некоторые закономерности. Результаты измерений сведены в таблицы для последующей математической обработки. По данным наших исследований были построены петроплотностная и петромагнитная карты участка Шубинского месторождения (см. рис. 1). В ходе проведения данных измерений нами было выявлено, что магнитными свойствами обладают лишь некоторые виды эклогитов, что во многом совпадает с результатами исследований, произведенных ранее Шубинской партией но и имеет некоторые отличия. Примечательным является то, что именно те эклогиты, которые являются рудоносными, выделяются на фоне остальных магнитными свойствами, но, к сожалению, не всегда. В свою очередь гравиразведка может дать более значимые результаты. Плотность эклогитов,

измеренная нами, составляет более  $3 \text{ г/см}^3$ , чего нельзя говорить о вмещающих породах, фоновое значение плотности которых около  $2 \text{ г/см}^3$ .

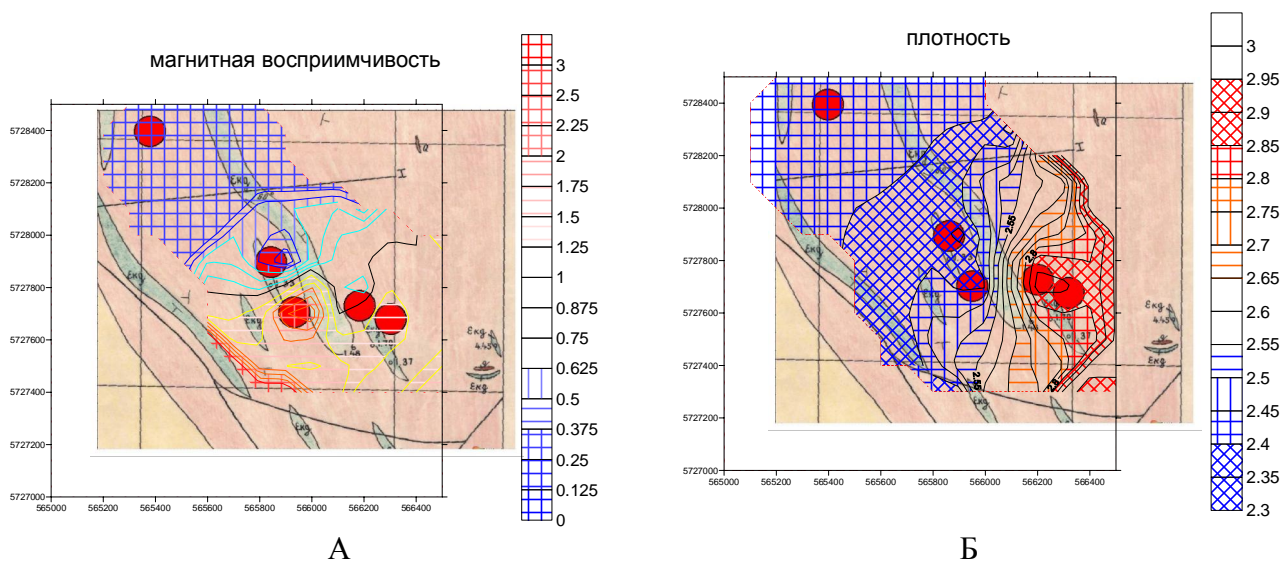


Рис. 1. петромагнитная (А) и петроплотностная (Б) карты Шубинского месторождения эклогитов

Таким образом, при проведении работ гравиразведочным методом тела эклогитов должны хорошо выделяться аномалиями на фоне вмещающих пород. Также следует отметить, что исследования Шубинской партии дали такие же результаты, а из наших результатов следует, что при проведении комплексных детальных магниторазведочных и гравиразведочных работ возможно выделение видов рудных и нерудных эклогитов под покровом перекрывающих неконсолидированных отложений. Таким образом, основным методом при поисках и картировании эклогитов и их изучении может являться гравиразведка, как один из картировочных методов.

При анализе данных карт становится ясно, что самая яркая аномалия как на петромагнитной, так и на петроплотностной карте находится в пределах линзы эклогитового тела и на западном крыле тела отмечается резкое изменение петромагнитных и петроплотностных свойств пород месторождения. Эти данные указывают на то, что применение детальных высокоточных магниторазведочных и гравиразведочных съёмок позволяет картировать границы тел месторождения под чехлом рыхлых отложений и пригодность построения данных карт для поиска рутилоносных эклогитов.



## Определение добротности для Пермского края методом двух станций

Скоркина Анна Александровна, магистр 1 года обучения  
ПГНИУ, Пермь  
scorkina@mail.ru  
научный руководитель к.ф.-м.н. Дягилев Р.А.

Для корректного применения спектрального анализа необходимо вносить в данные поправки за ряд особенностей распространения волн, которые мы можем учесть на практике, а именно особенности затухания. И в работе мы рассмотрим значения добротности, полученные методом сопоставления данных двух станций, расположенных вдоль пути распространения волны на примере данных региональной сейсмологической сети Пермского края.

В реальных геологических средах амплитуда волн уменьшается с расстоянием за счет необратимых тепловых потерь и диффузионного рассеяния на мелких неоднородностях. При этом отдельные спектральные составляющие импульса затухают по-разному, другими словами, имеет место дисперсия волн [4]. Затухание амплитуды, вызванное неупругой средой и рассеиванием волн, описывается через параметр добротности среды  $Q$  (1):

$$A(f, t) = A_0 e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}} \quad (1),$$

где  $A_0$  – это первоначальная амплитуда колебаний,  $A(f, t)$  – амплитуда через промежуток времени  $t$ ,  $f$  – частота колебаний, а  $Q(f)$  – частотно-зависимый параметр добротности. При этом большинство исследований показывает, что  $Q$  увеличивается с частотой, при этом частотная зависимость от рассеяния волн выражена значительней, чем от поглощения [2]. На практике мы наблюдаем добротность, которая определяется влиянием обоих механизмов, поэтому нет необходимости их разделять.

Согласно проведенным исследованиям [1, 2], добротность в литосфере имеет значительные региональные вариации, и становится стабильной на глубине. Зависимость  $Q$  от частоты в литосфере часто представляется в следующей форме (2):

$$Q(f) = Q_0 f^a \quad (2),$$

при  $f > 1$  Гц. Отметим, что вариации  $Q$  как функции от частоты непостоянны, а для  $S$  значения  $Q$  практически стабильны, а также что значения  $Q$  подобны и для  $P$ -, и для  $S$ -волн. Существует ряд способов для определения добротности. В данной работе мы представляем результаты, полученные методом двух станций, расположенных вдоль пути волны от одного события. Таким образом, если сейсмические волны записаны двумя станциями с разными эпицентрными расстояниями, разница в амплитуде заданной частоты объясняется затуханием и геометрическим расхождением. И мы можем записать (3, 4):

$$A_1(f, t_1) = t_1^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t_1}{Q(f)}} \quad (3),$$

$$A_2(f, t_2) = t_2^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t_2}{Q(f)}} \quad (4)$$

соответственно, для амплитуд, записанных станциями 1 и 2, где  $\beta$  – геометрическое расхождение (составляющее 0,92 для территории Пермского края [4]), а  $k$  – приповерхностное затухание. Если исследовать амплитуды на конкретных частотах с определенным временем распространения, учитывая фактор геометрического расхождения и подразумевая, что  $k$  – постоянное число (что в нашем случае является обоснованным допущением), и выбрать две станции вдоль большой круговой траектории для избежания эффекта расхождения, тогда соотношение этих двух амплитуд можно использовать для вычисления  $Q(f)$ :

$$Q(f) = \frac{-\pi f(t_2 - t_1)}{\ln(A_2(f, t_2)/A_1(f, t_1)) + \beta \ln(t_2/t_1)} \quad (5).$$

Данный метод значительно зависит от абсолютной амплитуды, поэтому следует учитывать различия частотных характеристик приборов на двух станциях, а также локальные усиления грунтов [1].

При расчетах добротности для территории Пермского края нами рассматривались взрывы, записанные станциями PR1R-PR3, PR6-PR3, PR1R-PR0, PR4-PR0, PR4-PR3 и PR2-PR0, лежащими на одной прямой с зарегистрированными событиями за период 2006-2011 года.

Первоначально мы оценили локальные эффекты усиления для каждой станции по данным 10 телесейсмических событий, в результате чего были получены частотно-зависимые усиления для каждой компоненты вышеупомянутых станций. Далее с помощью пространственного анализа данных, реализованного в ArcGIS, были найдены события, удовлетворяющие основному условию данного метода. В результате, все расчеты проводились по записям событий, которые также характеризовались оптимальным соотношением сигнал-помеха.

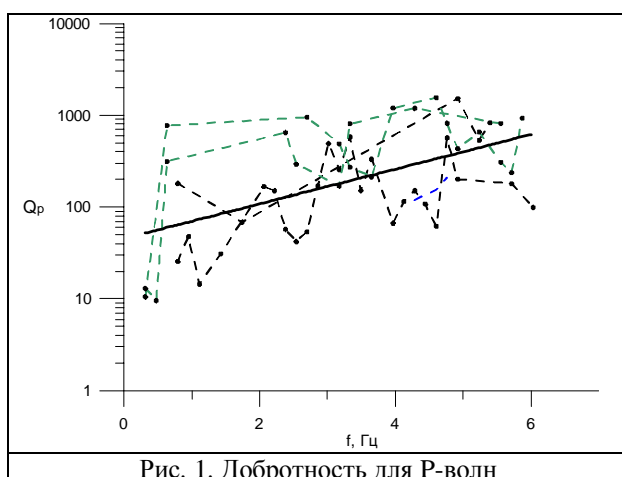


Рис. 1. Добротность для Р-волн

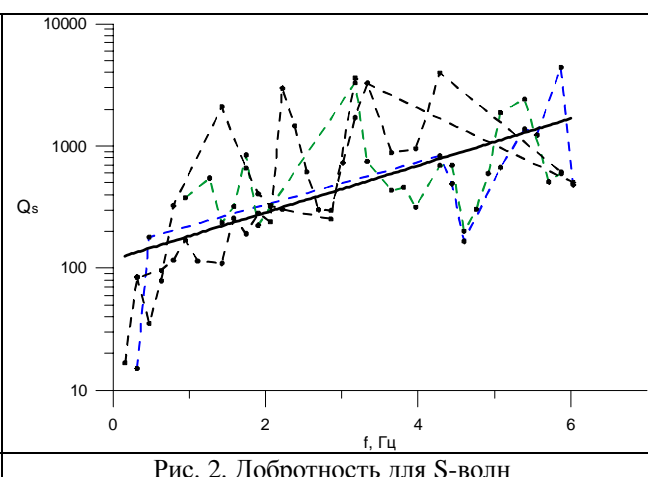


Рис. 2. Добротность для S-волн

Итак, сопоставив амплитуды записи на двух станциях по формуле (5) мы получили значения добротности для Р- и S-волн (рис. 1, 2) соответственно.

## Литература:

1. Havskov J., Ottemoller L. Routine data processing in earthquake seismology with sample data, exercises and software. Springer Science+Business Media B.V. 2010.
2. Hoshiya M. (1993). Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope. J. Geophys. Res. 98, 15809–15824.
3. Землетрясения Северной Евразии, 2005 год. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – 492 с.
4. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию / РАН, Сиб. Отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Научный ред. д. г.-м. н. И.Р. Оболенцева. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301 с.

## Выбор метода нелинейного программирования для задачи аппроксимации магнитных аномалий

Соболев Олег Леонидович, аспирант  
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург  
Sobolev\_OL@e1.ru  
Научный руководитель – д.ф.-м.н. Федорова Н.В.

При проведении аппроксимации трехмерных магнитных аномалий прибегают к использованию определенных классов модельных источников. В работе [1] предложено при моделировании в качестве модельных тел использовать класс однородно намагниченных отрезков с произвольным направлением вектора намагниченности. Такой класс источников относится к малопараметрическим, в частности, отрезок, принадлежащий этому классу, описывается девятью параметрами: координаты концов и составляющие вектора намагниченности. Это позволяет неплохо параметризовать задачу и, следовательно, более устойчиво определять параметры источников аномалий. В данной работе использовались отрезки с фиксированным направлением вектора намагниченности, сонаправленным с вектором нормального магнитного поля Земли в области изучаемых аномалий, в этом случае количество определяемых параметров каждого модельного отрезка снижается до семи.

Аппроксимация трехмерных магнитных аномалий полями отрезков сводится к решению следующей задачи нелинейного программирования: минимизировать функционал

$$F(N, p) = \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M (f(N, p, x_i, y_j) - u_{ij})^2, \quad (1)$$

где  $u_{ij}$  – заданные значения поля в точках  $(x_i, y_j)$  плоскости наблюдения;  $N$  – число участвующих в подборе объектов;  $p$  – вектор параметров набора отрезков размерности  $7 \times N$ ;  $f(N, p, x_i, y_j)$  – функция, вычисляющая значения суммарного поля  $N$  отрезков, параметры которых определяются вектором  $p$  в точках  $(x_i, y_j)$ . Функционал (1) является невыпуклым и имеет локальные минимумы. В связи с этим разрешимость задачи существенно зависит от выбора метода минимизации и нулевого приближения [1].

Сравнение различных методов нелинейного программирования на ряде модельных примеров показало, что хорошие результаты дают методы Флетчера и Дэвидона–Флетчера–Пауэлла (ДФП) [2, 4]. Эти методы относятся к классу квазиньютоновских и основываются на накоплении информации о кривизне целевой функции по наблюдениям за изменением градиента, чем принципиально отличаются от ньютоновских методов. Класс квазиньютоновских методов исключает явное формирование матрицы Гессе, заменяя её некоторым приближением, используя при этом только матрицы первого порядка.

При использовании квазиньютоновских методов новый вектор параметров  $p$  вычисляется по вектору предыдущего шага с помощью уравнения:

$$p^{(k+1)} = p^{(k)} - \lambda^{(k)} \eta(p^{(k)}) \nabla f(p^{(k)}), \quad (2)$$

где матрица  $\eta(p^{(k)})$  представляет собой аппроксимацию обратной матрицы Гессе  $H^{-1}(p)$ ,  $\lambda^{(k)}$  – величина шага в направлении минимизации.

В обоих методах ДФП и Флетчера исходная матрица  $\eta$  обычно выбирается в виде единичной матрицы, так что исходное направление минимизации – это направление наискорейшего спуска. Но в дальнейшем эти методы используют разные рекуррентные формулы ((3) – метод ДФП, (4) – метод Флетчера):

$$\eta^{(k+1)} = \eta^{(k)} + \frac{\Delta p^{(k)} (\Delta p^{(k)})^T}{(\Delta p^{(k)})^T \Delta g^{(k)}} - \frac{\eta^{(k)} \Delta g^{(k)} (\Delta g^{(k)})^T (\Delta \eta^{(k)})^T}{(\Delta g^{(k)})^T \eta^{(k)} \Delta g^{(k)}}, \quad (3)$$

$$\eta^{(k+1)} = \left[ I - \frac{\Delta p^{(k)} (\Delta g^{(k)})^T}{(\Delta p^{(k)})^T \Delta g^{(k)}} \right] \eta^{(k)} \left[ I - \frac{\Delta g^{(k)} (\Delta p^{(k)})^T}{(\Delta p^{(k)})^T \Delta g^{(k)}} \right] + \frac{\Delta p^{(k)} (\Delta p^{(k)})^T}{(\Delta p^{(k)})^T \Delta g^{(k)}}, \quad (4)$$

где  $k$  – номер текущего шага,  $g$  – градиент,  $I$  – единичная матрица.

Было проведено сравнение эффективности этих формул при решении нашей задачи на тестовых примерах. В качестве последних использовалось «обычное» и «сложное» модельное поле от одного отрезка с произвольной намагниченностью. Поля рассматривались в низком и высоком разрешении. «Сложность» поля определялась тем, что модельный отрезок находился близко к поверхности. Во всех четырех примерах использование формулы Флетчера оказалось более эффективным по длительности расчетов и количеству вычислений значения функционала, поэтому для реализации была выбрана именно эта формула.

Для определения минимума функции  $f(x)$  в заданном направлении (по выбранной рекуррентной формуле) необходимо использовать эффективную процедуру одномерного поиска. Флетчер предложил использовать кубическую интерполяцию, которая в свою очередь включает в себя вычисление первых производных. Данный метод поиска, безусловно, оказывается более эффективным по сравнению со многими другими, однако в нашем случае производные вычисляются путем численного разностного дифференцирования, поэтому предпочтение следует отдать методу, основанному на квадратичной аппроксимации, не использующей производных [3].

В работе [4] к эффективным методам одномерного поиска автор относит алгоритмы Дэвиса–Свенна–Кэмпби (ДСК) и Пауэлла, основанные на квадратичной аппроксимации.

При одномерном поиске по алгоритму ДСК проводятся возрастающие по величине шаги до тех пор, пока не будет пройдена точка минимума, а затем выполняется одноразовая квадратичная интерполяция.

В алгоритме Пауэлла квадратичная аппроксимация проводится путем использования первых трех точек, полученных в направлении поиска. Затем определяется точка  $x$ , соответствующая минимуму квадратичной функции. Такая квадратичная аппроксимация продолжается до тех пор, пока с требуемой точностью не обнаруживается минимум  $f(x)$ .

Комбинация алгоритмов ДСК и Пауэлла оказалась эффективнее каждого из этих алгоритмов в отдельности. Комбинированный алгоритм ДСК–Пауэлла (ДСКП) состоит из одного этапа алгоритма ДСК, на котором определяется интервал, содержащий минимум  $f(x)$ , шага по алгоритму Пауэлла. На первом шаге алгоритма ДСК в случае, когда  $f(x^{(0)} + \Delta x) > f(x^{(0)})$ , предлагалось положить  $\Delta x = -\Delta x$ , т.е. следовало продолжить поиск в направлении обратном заданному. Однако в нашем случае неравенство  $f(x^{(0)} + \Delta x) > f(x^{(0)})$  говорит о том, что значение  $\Delta x$  слишком велико – мы «перешагнули» минимум  $f(x)$ . Следовательно, необходимо уменьшить  $\Delta x$ , например, в два раза, и вернуться к шагу 1. Процедура уменьшения шага повторяется до выполнения условия  $f(x^{(0)} + \Delta x) < f(x^{(0)})$ . Таким образом, в конечном итоге находится интервал, содержащий минимум  $f(x)$ .

Полученный метод, использующий рекуррентную формулу Флетчера и одномерный поиск ДСКП с внесенной в него необходимой модификацией уменьшения шага, был реализован в программном комплексе, призванном аппроксимировать трехмерные магнитные аномалии и отображать аномальные и модельные магнитные поля в виде трехмерных поверхностей. При реализации этого комплекса был использован язык программирования *Java* и среда разработки *NetBeans IDE*.

Для определения разрешающей способности запрограммированного метода было проведено его тестирование на модельных примерах магнитных полей от двух источников из класса однородно намагниченных отрезков с фиксированным направлением вектора намагниченности. Нулевое приближение выбиралось следующим образом: в максимумах поля ставились центры двух единичных отрезков на глубине 4 для горизонтального разрешения, и двух абсолютно одинаковых (т.е. они накладывались друг на друга) единичных отрезков на глубине 4 для вертикального разрешения. Начальный шаг по умолчанию выбирался равным  $1e-5$ , а в случае неудачной аппроксимации последовательно выбирался из множества  $1e-3$ ,  $1e-7$ ,  $1e-9$ ,  $1e-11$ .

При определении горизонтальной разрешающей способности отрезки-источники длиной 4, располагались на расстояниях 2, 4, 8, 12 друг от друга (Рис.1, а). В случае расстояний 2, 4, 12 для нахождения удовлетворительного решения потребовалось примерно 30 сек. и 5000 вычислений функционала, а в случае расстояния 8 – в два раза больше как времени, так и количества вычислений.

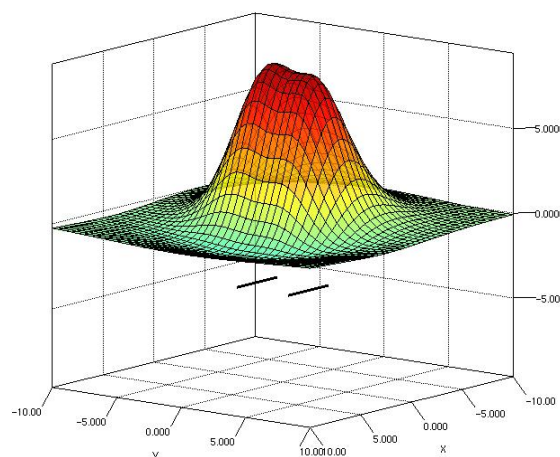
Для вертикальной разрешающей способности были использованы две основные конфигурации отрезков-источников (с длиной верхних 4, и центрами, расположенными на прямой параллельной оси  $OZ$ ): 1) два одинаковых отрезка, лежащих на разных глубинах один под другим (Рис.1, б); 2) два отрезка, расположенных так же один под другим, но нижний отрезок длиннее верхнего. Глубина залегания верхнего отрезка в обоих случаях была так же 4. Для первой конфигурации использовались расстояния между отрезками 16, 12, 8, 4. Для второй – расстояние 12 при длине нижнего источника 16; расстояние 8 при длине нижнего 12. Для всех примеров второй конфигурации метод показал длительность и количество вычислений, близкие к полученным результатам при определении горизонтальной разрешающей способности. Однако для примеров первой конфигурации понадобилось времени и количества вычислений функционала от 2 до 7 раз больше. Но это скорее обусловлено способом выбора нулевого приближения и величины начального шага при одномерном поиске.

Таким образом, тестирование комплекса разработанных программ показало его пригодность для аппроксимации трехмерных магнитных аномалий полями однородно намагниченных отрезков. При этом следует отметить высокую эффективность применения усовершенствованного метода нелинейного программирования для нахождения параметров близко расположенных источников.

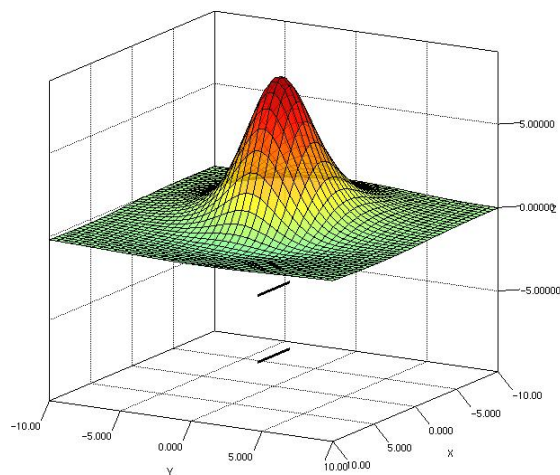
Автор выражает благодарность своему научному руководителю доктору физико-математических наук Н.В. Федоровой.

### Литература:

1. Майер В.И. Численная оптимизация при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий / Майер В.И., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. // Физика Земли. – 1985. – № 5. – С. 46 – 57.
2. Гускин С.Ю. Минимизация в инженерных расчетах на ЭВМ / Гускин С.Ю., Омелянов Г.А. / М.: Машиностроение, – 1981.
3. Реклейтис Г. Оптимизация в технике / Реклейтис Г., Рейвиндран А., Рэгдел К. // Оптимизация в технике: В 2-х кн. Кн. 1 / Пер. с англ. – М.: Мир, – 1986. – 352 с.
4. Химмельблау Д. Прикладное нелинейное программирование / Пер. с англ. – М.: Мир, – 1975. – 536 с.



а



б

Рис. 1. Аппроксимация магнитного поля двух источников: а) – два одинаковых источника расположены на одной глубине; б) – источники расположены один под другим на разных глубинах

## Геологическая интерпретация геофизических данных при построении модели резервуара среднеюрских отложений на Песцовом месторождении

Стариков Николай Николаевич, аспирант  
Национальный исследовательский Томский политехнический университет  
StarikovNN@gmail.com  
научный руководитель – д.г.-м.н. Устинова В.Н.

Песцовое нефтегазоконденсатное месторождение входит в состав Большого Уренгоя. На территории Песцово-Ен-Яхинского нефтегазоносного района выявлены продуктивные залежи углеводородов в пластах в широком стратиграфическом диапазоне – от сеноманского до юрского нефтегазоносных комплексов. В настоящее время территория Песцово-Ен-Яхинского нефтегазоносного района практически полностью покрыта 2Д и 3Д съемками разных лет.

На значительной территории, где залежи углеводородов по некоторым горизонтам юры и мела объединяются, расположены три площади – Песцовая, Западно-Песцовая и Ен-Яхинская. Продуктивны в разрезе юры и мела в основном песчаники. Для юры и мела продуктивных отложений прогнозируются морские и прибрежно-морские обстановки осадконакопления для формирования песчано-алевролитовых фаций. Песчаные тела формировались от горизонта к горизонту в различных фациальных условиях. Их местоположение на своде структурного поднятия видоизменялось. В связи с чем менялась форма поднятия и расположение коллекторов и латеральных экранов для каждого пласта имеет свою преимущественную локализацию и пространственные параметры. Сеноманская залежь Песцовой площади входит в состав единой газовой залежи Большого Уренгоя. Залежь Западно-Песцовой площади структурно отделяется от основной залежи Большого Уренгоя. Сеноманская и неокомские залежи Ен-Яхинского месторождения входят частично в общий многопластовый комплекс. Залежи ачимовской толщи и юрские залежи являются общими объектами для Песцового и Ен-Яхинского месторождений.

Поисковые работы на Песцовом нефтегазоконденсатном месторождении были начаты в 1973 году. В сводовой части Песцового поднятия пробурена скважины с проектной глубиной 3100,0 м. В последующие 25 лет на месторождении были открыты и разрабатывались залежи газа и газоконденсата в сеномане и неокоме. Залежи углеводородов в нижнемеловых отложениях Песцового месторождения открыты в 1974 году [4].

Согласно тектонической схеме Песцовое месторождение находится в пределах структуры второго порядка – Песцового вала, представляющего собой вытянутую в субширотном направлении приподнятую зону протяженностью 100 км, при ширине до 35 км [5], осложненную локальными поднятиями третьего порядка.

Обширную информацию о строении различных горизонтов осадочного чехла и связанных с ними отражающих границ дают материалы сейсморазведочных работ [1], которые на рассматриваемой территории ведутся с 1966 года. Анализ структурных карт по различным отражающим горизонтам показывает, что Песцовое поднятие прослеживается по всему разрезу осадочного чехла. При этом наиболее рельефно Песцовое поднятие отображается по нижнеюрским отложениям и поверхности доюрского основания (рис. 1).

Освоение нефтегазоносного потенциала крупных месторождений Западной Сибири требует изучения особенностей детального геологического строения продуктивных комплексов. Для Песцового месторождения детальные геологические модели построены для осадочных комплексов сеномана, неокома, ачимовской толщи и средней юры.

Построение подробной геологической модели месторождения включает исследование литолого-фациального строения продуктивной части разреза, особенностей его геолого-тектонического строения, вторичных минеральных преобразований в коллекторах и вмещающих породах, математического моделирования их проявления в геофизических полях.



времени (рис. 2) для различных литологических разностей говорит о возможности применения сейсморазведки в качестве достоверного источника фациальной информации.

Литолого-фациальными исследованиями в породах среднеюрской части разреза установлены следующие группы фаций: *заливно-лагунного побережья*; *группа дельтовых фаций*; *фаций отложений открытого подвижного мелководья* [2].

Изученные среднеюрские отложения относятся к тюменской свите. Тюменская свита (малышевский горизонт) представлена переслаиванием темно-серых глин, глинистых песчаников, алевролитов с буроватым оттенком, отмечаются биотурбированные прослои, пирит. Песчаные пласты по результатам палеонтологических исследований здесь индексируются как Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>4</sub>.

Стратиграфический объем малышевского горизонта – верхи верхнего байоса – до нижней половины верхнего бата. Перекрывается тюменская свита на исследуемой территории отложениями абалакской свиты васюганского горизонта. Вверх по разрезу наблюдается постепенный переход от дельтовых фаций – к фациям подвижного мелководья.

Тип фации определён по результатам электрофациальных и сейсмофациальных исследований, уточнялся по результатам литологических и минералогических методов анализа по образцам керна. С применением корреляционных связей: «кern» – «кern», «кern» – «геофизика», «кern» – «физика пласта», «кern» – «сейсморазведка» для юрских отложений удалось установить однородность структуры коллектора, не большие величины вариаций пористости и проницаемости продуктивных ячеях коллекторов, а значит близкий тип фаций для нефтенасыщенных резервуаров в разновозрастных отложениях.

Исходя из анализа разрезов, фаций и вещественного состава, можно предположить, что в пределах рассматриваемой территории в среднеюрское время продолжала существовать палеорека, протекавшая в северо-восточном направлении и в ее пределах можно ожидать породы с улучшенными коллекторскими свойствами.

С точки зрения выявления залежей углеводородов в среднеюрском комплексе наибольший интерес представляют песчаные пласты тюменской свиты Ю<sub>2</sub>, Ю<sub>4</sub>, сформировавшиеся в переходных условиях от континентального к мелководно-морскому режиму осадконакопления, и отличающиеся от нижележащих пластов лучшими коллекторскими свойствами и повышенными эффективными толщинами [3].

Дальнейшие исследования особенностей геологического строения месторождения и характера его нефтегазонасыщения требуют решения ряда взаимосвязанных и сложных вопросов, среди которых – геолого-тектоническое строение разновозрастных комплексов, характер литолого-фациального замещения продуктивных пластов, фациальный облик песчаных коллекторов, син- и постдиагенетические преобразования в песчаниках.

## Литература

1. Мстиславская Л. П., Павлинич М. Ф., Филиппов В. П. Основы нефтегазового производства. – М.: Изд-во Нефть и газ, 2008. – 276 с.
2. Стариков Н.Н. Литолого-фациальные особенности среднеюрских отложений на примере Песцового месторождения (Ямало-Ненецкий автономный округ) // Геология в развивающемся мире. Материалы Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – Пермь: Изд-во ПГУ, 2011. – С. 204–206.
3. Сулейманов Р. С., Маринин В. И., Зайчиков Г. М. Перспективы развития ресурсной базы Уренгойского нефтегазонаосного комплекса // Вестник ассоциации буровых подрядчиков. – 2007. – №4. – С. 10–16.
4. Устинова В.Н. Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей // Отечественная геология. – 2005. – №6. – С. 23–27.
5. John D. Grace, George F. Hart. Urengoy gas field – U.S.S.R., West Siberian Basin, Tyumen District //AAPG Special Volumes. Volume TR: Structural Traps III: Tectonic Fold and Fault Traps, 1990. – P. 309–335.



## Согласованные электрогравитационные модели строения земной коры по трем субширотным геотраверсам Среднего Зауралья

Сурина Олеся Викторовна, младший научный сотрудник  
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург  
научный руководитель – д.г.-м.н. Дьяконова А.Г.

При региональных геофизических исследованиях задача построения плотностных моделей земной коры является одной из наиболее актуальных. Поскольку аномалии наблюдаемого гравитационного поля можно объяснить распределением масс в приповерхностном (гравиактивном) слое, мощностью порядка 15-20 км, то очевидно, что без привлечения дополнительной информации о морфологических особенностях исследуемого участка работ, корректно проинтерпретировать аномалии поля силы тяжести от глубоко залегающих объектов крайне тяжелая задача. Прежде всего, это связано с неоднозначностью решения обратных задач гравиметрии.

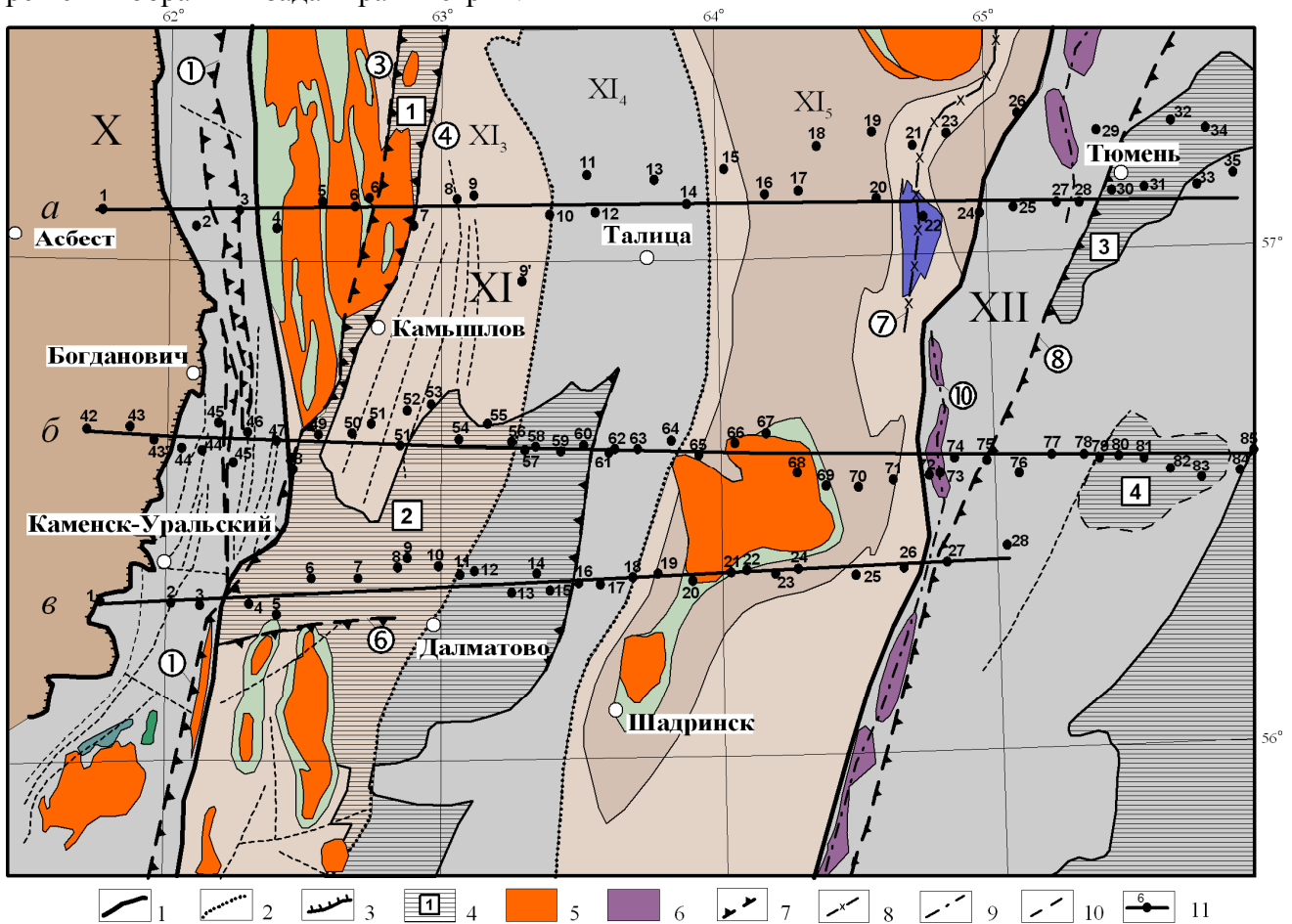


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования Среднего Зауралья [1]

1 – границы структур I порядка: X - Восточно-Уральский прогиб, XI - Зауральское поднятие, XII - Тюменско-Кустанайский прогиб; 2 – границы структур II порядка: XI<sub>3</sub> - Камышловский мегантиклинорий, XI<sub>4</sub> - Талицкий мегасинклинорий, XI<sub>5</sub> - Ницинско-Шадринский мегантиклинорий; 3 – граница “открытого” Урала; 4 – тектонические и эрозионно-тектонические впадины в палеозойском фундаменте: [1] - Анохинская, [2] - Ильинско-Борисовская и Далматовская, [3] - Тюменская, [4] - Архангельская; 5 – гранитовые субформации: граниты нормальные; 6 – сильно серпентинизированные ультрабазиты; 7 – глубинные разломы, обусловленные появлением траппового магматизма: ① - Бичурско-Копейский, ③ - Анохинский, ④ - Ирбитский, ⑥ - Далматовский, ⑧ - Тюменско-Ливановский; 8 – глубинный разлом с интрузией базитов: ⑦ - Лучинский; 9 – глубинный разлом с интрузиями гипербазитов: ⑩ - Владимирско-Каргапольский; 10 – тектонические нарушения; 11 – пункты зондирования и профили наблюдений: а - Асбест-Тюмень, б - Свердловский, в - Шадринский

В работе представлены результаты совместной интерпретации новых данных комплексных электромагнитных исследований, выполненных по трем протяженным субширотным геотраверсам Среднего Зауралья (Асбест-Тюмень, Свердловский и Шадринский) и аномального поля силы тяжести в редукции Буге при построении согласованных электрогравитационных моделей строения верхней части земной коры.

Методология построения электрогравитационных моделей описана в работах [2,3]. Двумерное моделирование выполнялось с помощью специально разработанных модулей программных средств (Н.П. Костров), которые органично интегрированы в ГИС ArcView. В процессе интерпретации был осуществлен подбор кривой поля силы тяжести в редукции Буге, в качестве дополнительной информации, также использовалась кривая аномалии магнитного поля ( $\Delta T$ ).

В представленных электрогравитационных моделях (рис. 2), прослеживаются следующие особенности:

- верхняя часть разрезов сложена осадочными и терригенно-осадочными образованиями с плотностью  $2,28 - 2,64 \text{ г/см}^3$ , что согласуется с данными [4], их мощность увеличивается в восточном направлении;

- породы фундамента на всех трех разрезах имеют различное внутреннее строение, наиболее сложным из которых отличается Свердловское пересечение. Граница между складчатым Уралом и ЗСП, представляющая собой комбинацию сбросов (возможно листрических) и глубинных разломов восточного падения, хорошо прослеживается во всех представленных сечениях, в которых субвертикальные тектонические элементы выражены наиболее четко, чем наклонные [5].

Пространственно рассматриваемую территорию можно разбить на III блока:

- 1- включает высокоомные палеозойские породы “открытой” части Урала (X на рис. 1-2), плотность которых составляет  $2,60 - 2,77 \text{ г/см}^3$ ;

- 2- переходная область повышенной электропроводности в пределах Камышловского мегантиклинория и Талицкого мегасинклинория, включающая триасовые грабены – Ильинско-Борисовский, Далматовский, Анохинский, Бичурский и др., заполненные эффузивно-осадочными породами с проявлением базальтового вулканизма, их плотность оценивается  $2,45 - 2,67 \text{ г/см}^3$ . Талицкий магасинклинорий сложен терригенно-карбонатными породами со средней плотностью  $2,64 \text{ г/см}^3$ . На рис. 2 б над ослабленной зоной отмечается крупная положительная аномалия силы тяжести (до 20 мГал), которая может указывать на наличие плотного меланократового основания, в виде магматических пород со значительным содержанием тяжелых темноцветных (меланократовых) минералов. В западной части Камышловский мегантиклинорий представлен крупным гранитным массивом – Анохинским, контактирующим с Красногвардейским гнейсовым комплексом, которому отвечает сложная интенсивная положительная магнитная аномалия;

- 3- относительно спокойный блок эффузивно-осадочных, терригенно-карбонатных и вулканогенных пород, слагающих Ницинско-Шадринский мегантиклинорий и частично Тюменско-Кустанайский прогиб, с плотностью  $2,57 - 2,74 \text{ г/см}^3$ , в отдельных блоках до  $2,80 \text{ г/см}^3$  в зависимости от химического состава интрузивных и эффузивных пород, метаморфических процессов, пористости и др. В пределах Ницинско-Шадринского мегантиклинория отрицательными аномалиями гравитационного поля четко выделяются крупные массивы гранитоидов. На территории Тюменско-Кустанайского прогиба выделяется триасовый грабен до глубины 10-15 км (пп. 79-82 на рис. 2 б), выполненный базальтами и андезито-базальтами туринской серии, средняя плотность которых  $2,65 \text{ г/см}^3$  [5]. Несмотря на пониженную, в целом, плотность пород триаса, положительная аномалия силы тяжести над грабеном может указывать на наличие более тяжелых палеозойских отложений под триасовыми образованиями.

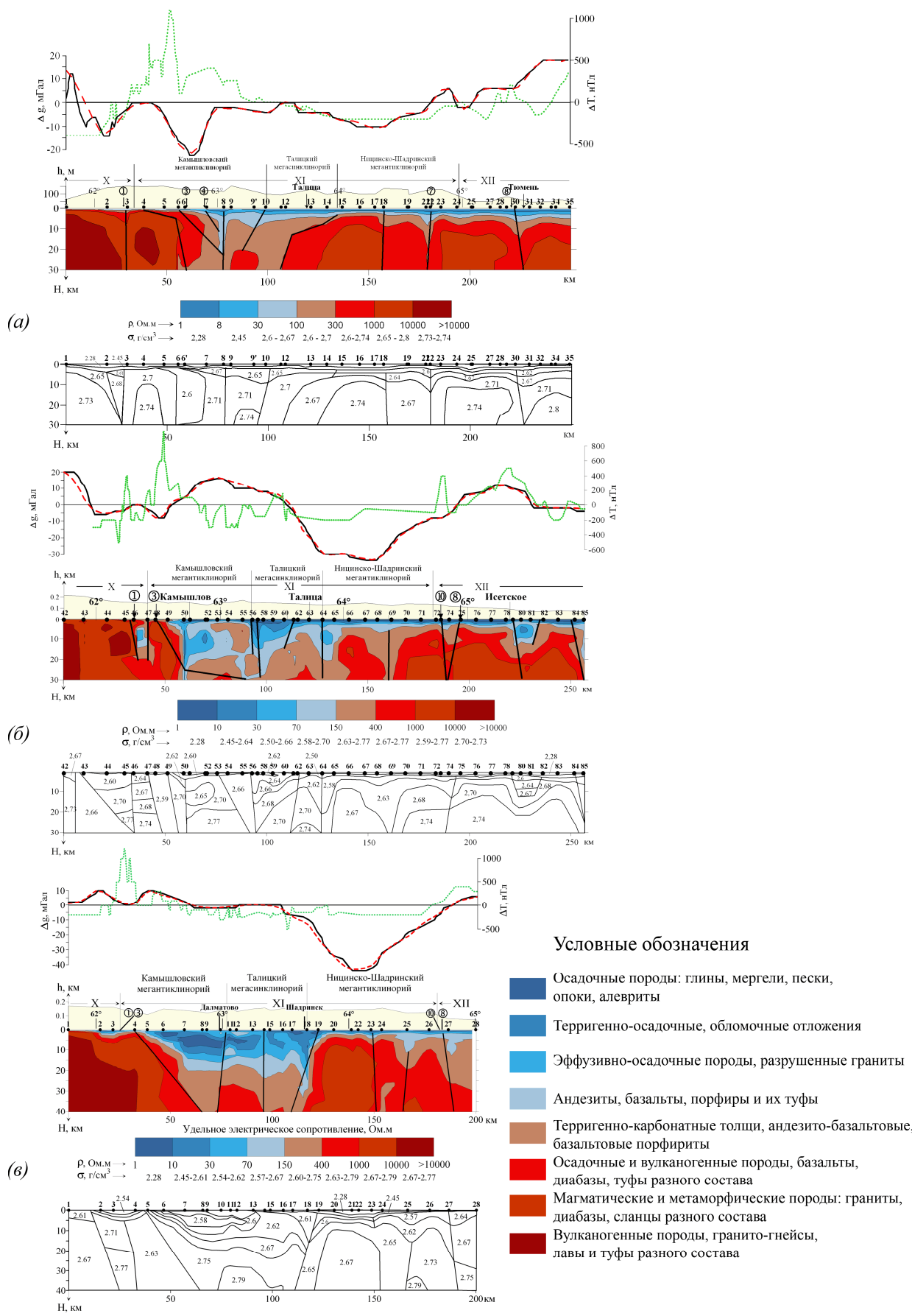


Рис. 2. Результаты комплексных электромагнитных исследований и 2D интерпретации по трем протяженным субширотным геотраверсам Среднего Зауралья  
*а* – Асбест-Тюмень, *б* – Свердловский, *в* – Шадринский

Полученные данные увязывались с особенностями структурно-тектонического строения рассматриваемой территории с учетом и сопоставлением материалов по другим независимым методам: электроразведки на постоянном токе (ВЭЗ, ДЭЗ, БКЗ), сведений о составе фундамента по данным глубоких скважин и результатов измерений удельного электрического сопротивления, плотности, пористости в лабораторных условиях на образцах горных пород Зауралья. Однако на данном этапе они носят ориентировочный характер, и при дальнейших исследованиях будут уточняться с привлечением данных сейсмометрии, магнитометрии, геотермии и др.

#### Литература

1. Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дианова Т.В. Объяснительная записка к геологической карте досреднеюрского фундамента Среднего и Южного Зауралья м-ба 1:500000. Свердловск: Фонды ПГО “Уралгеология”. 1966.
2. Сурина О.В. Методический подход к построению электроплотностной модели на примере Свердловского пересечения (Среднее Зауралье). // XI Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2010, С. 217-219.
3. Сурина О.В. Дьяконова А.Г. Особенности построения электрогравитационных моделей земной коры по экспериментальным данным (Среднее Зауралье). V Всероссийская школа-семинар имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Материалы. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2011, С. 319-322.
4. Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С. и др. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. - Екатеринбург: УрО РАН, 2008. - 114 с.
5. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным. // ДАН, 2008, т. 423, №5, С. 685-688.

## **Контроль за цементированием обсадных колонн в боковых горизонтальных скважинах**

Тагиров Эдуард Зуфарович, геофизик 1-й категории ОАО «Когалымнефтегеофизика»

Шаймухаметова Анастасия Ивановна, преподаватель кафедры геофизики

Уфимский Государственный Нефтяной Технический Университет

eduardo88@yandex.ru

научный руководитель – д.т.н. Дворкин Владимир Исаакович, ОАО «НПФ Геофизика».

### **Введение**

В последнее время были разработаны новые способы «оживления» старых месторождений нефти и газа и тех участков залежей, которые не были затронуты разработкой. В настоящее время одним из методов увеличения нефтеотдачи является бурение боковых стволов с горизонтальным заканчиванием (БГС) из стволов существующих скважин. БГС обсаживают колоннами-хвостовиками диаметром 102 мм, которые стыкуются к старой обсадной колонне.

Технология бурения, строительства и эксплуатации БГС имеет свои особенности и различия по сравнению с вертикальными скважинами. Аппаратура и технология ГИС также претерпела свои технологические изменения по сравнению с кабельной модификацией. Первые опытные работы по проводке боковых горизонтальных стволов показали невысокую эффективность традиционных приемов ведения таких работ. Основные проблемы связаны с ненадежным креплением БГС тампонажными растворами, в результате чего не исключается возникновение перетоков.

Сам процесс крепления хвостовиков в боковых стволах сопровождается специфическими особенностями: малые кольцевые зазоры между стенками скважины и обсадной колонной; большая интенсивность набора кривизны ствола скважины, которая может достигать 10°/10 м и более; низкие давления в пластах, выработанных путем заводнения, и высокие в пластах, расположенных как выше, так и ниже продуктивных объектов. В связи с этим возникают дополнительные проблемы: опасность прорыва воды в скважину через интервал стыковки хвостовика с колонной основного ствола (через голову хвостовика); возможность притока воды с забоя при открытом стволе; трудность размещения в затрубном пространстве каких-либо устройств (центраторов, якорей, пакеров); невысокая степень вытеснения глинистого раствора цементным; более высокий уровень давлений в процессе продавливания, что может вызвать нарушение целостности пластов и поглощение цементного раствора (в том числе продуктивными пластами) [1].

Одним из способов повышения рентабельности бурения боковых горизонтальных стволов является улучшение качества крепления колонн-хвостовиков, возможно разработка новой более эффективной технологии цементирования с использованием специальных буровых и тампонажных растворов, и соответственно повышение эффективности геофизического контроля качества цементирования скважин.

### **Анализ результатов исследований по контролю за цементированием**

Для контроля за цементированием боковых горизонтальных скважин, как и обычных вертикальных скважин, применяются геофизические методы акустической АК-Ц и гамма-гамма – цементометрии ГГК-Ц. В ОАО НПФ «Геофизика» разработана автономная геофизическая система АГС «Цементомер автономный» диаметром 64 мм, предназначенная для геофизических исследований с целью оценки качества цементирования наклонных и горизонтальных скважин, обсаженных колоннами малого диаметра от 102 до 127 мм. Она состоит из трех модулей: автономного гамма-гамма цементомера (АГГЦ), модуля гамма-каротажа с локатором муфт (ГКЛ-64), модуля акустического каротажа (МАК-4А). Доставка приборов в скважину производится с помощью насосно-компрессорных труб НКТ [2].

Нами проведен анализ результатов интерпретации акустической и гамма-гамма цементометрии, и их сопоставление с промыслово-геофизическими исследованиями (ПГИ) по 20 скважинам с боковыми стволами, расположенных на месторождениях ООО

«ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь».

На рис. 1 приведены результаты интерпретации в скважине 1234л Тевлино-Русскинского месторождения. Горизонтальный участок бокового ствола проходит по пласту БС10-2-3, в котором вскрыта перфорацией нефтенасыщенная часть (интервал 2752–2802 м), в интервале 2808–2824 данный пласт заводнен, нефтенасыщенная и заводненная части пласта разделены непроницаемым прослоем толщиной 6 м. По данным цементометрии в интервале 2809,6–2819 м отмечается пониженная герметичность: затрубное пространство заполнено цементом плотностью 1,50–1,66 г/см<sup>3</sup>, а по данным АКЦ контакта с колонной нет, т.е. существуют микрозазоры между колонной и цементом, которые могут быть переточными. По эксплуатационным данным скважина работала дебитом 5,17 т/сут, обводненность продукции составляла 97%.

После проведенных в скважине промыслово-геофизических исследований при компрессировании в интервале 2802–2820 м обнаружился заколонный переток снизу: по термометрии наблюдается расхождение термограмм в зумпфе при различных режимах работы скважины. Отсутствие перетоков сверху объясняется хорошим качеством цементирования выше рассматриваемого пласта, наличием бездефектных цементных колец в интервале 2661,2–2693 м, отсекающих вышележащие водоносные песчаники. Источником обводнения скважины является заколонный переток из нижележащего заводненного песчаника.

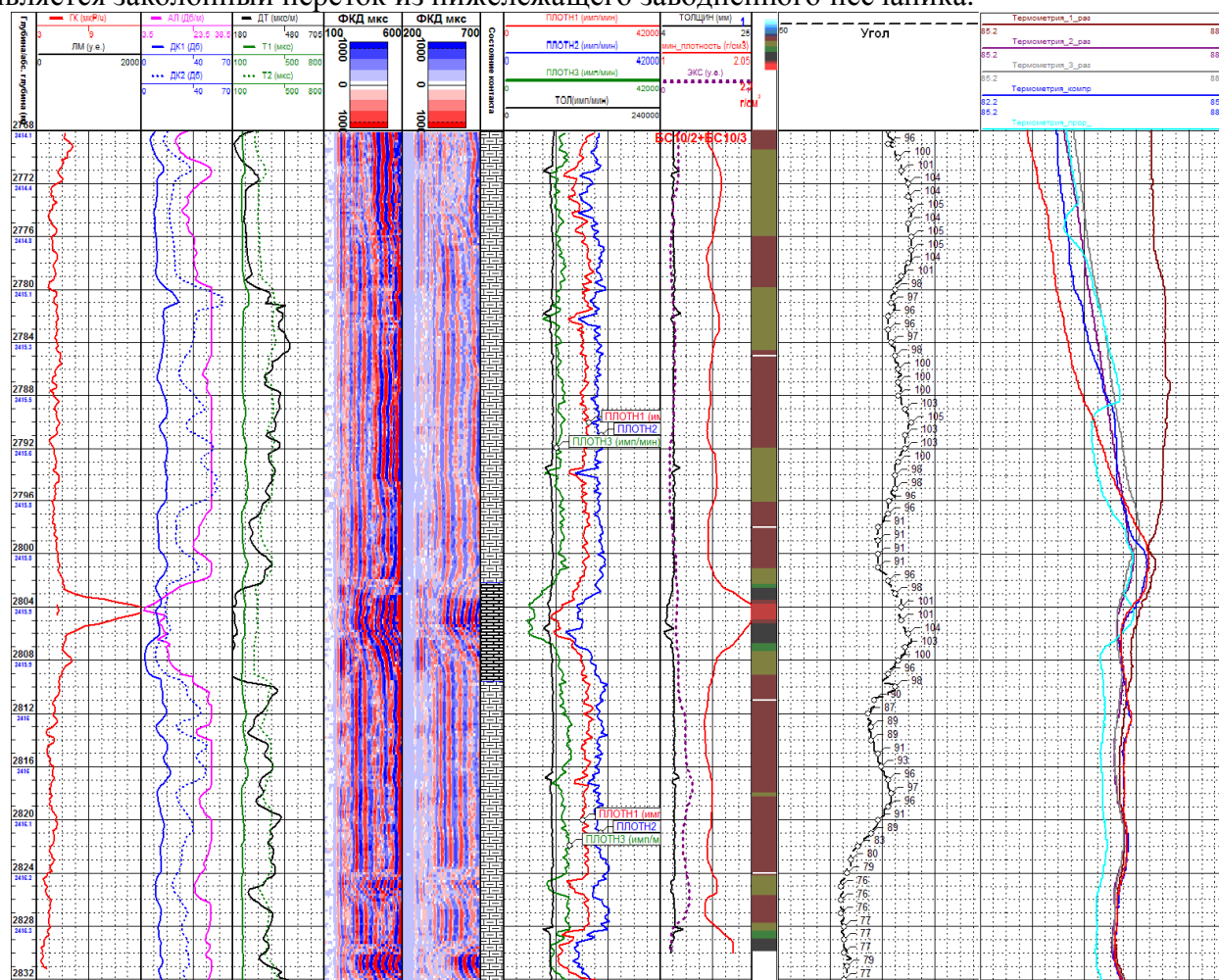


Рис. 1. Результаты интерпретации в скв. 1234л Тевлино-Русскинского месторождения

Во всех рассмотренных скважинах наблюдается хорошее совпадение результатов исследований методами акустической и гамма-гамма цементометрии с промыслово-геофизическими исследованиями и эксплуатационными данными по скважинам. В 10 скважинах по ПГИ обнаружались заколонные перетоки, являющиеся следствием плохого качества цементирования.

Также нами были проведены исследования по особенностям распределения плотности цемента по различным радиальным направлениям в заколонном пространстве по трем десяткам скважин с боковыми стволами. Модуль автономного гамма-гамма цементомера содержит датчик акселерометра, позволяющий определить угловое положение всех трех детекторов плотномера относительно апсидальной плоскости скважины.

Рассмотрим результаты этих исследований на примере горизонтального участка бокового ствола скважины 1234л на глубине 2820 м. В качестве нулевого детектора в аппаратуре принят первый детектор (ПЛОТН1). На этой глубине этот детектор располагался под углом  $91,41^\circ$  к апсидальной плоскости, следовательно второй детектор (ПЛОТН2) под углом  $211,41^\circ$ , третий (ПЛОТН3) –  $331,41^\circ$  (рис.2). Показания первого детектора составляли 21250 имп/мин ( $\delta=1,57 \text{ г/см}^3$ ), второго – 25050 имп/мин ( $\delta=1,51 \text{ г/см}^3$ ), третьего – 15630 имп/мин ( $\delta = 1,66 \text{ г/см}^3$ ) (табл.1), эксцентриситет колонны 0,272, что исключает значительное влияние плотности пород на показания детекторов. Показания третьего детектора в единицах плотности вещества больше относительно двух других по величине и он располагается ближе всех к нижней части хвостовика, а показания второго детектора меньше двух других по величине и он располагается дальше всех от нижней части хвостовика, следовательно, в нижней области находится цементный камень с большей плотностью, а в верхней – цементный камень с меньшей плотностью. Такое распределение плотности цементного камня в заколонном пространстве в радиальном направлении характерно во всей пологой и горизонтальной части рассмотренных скважин.

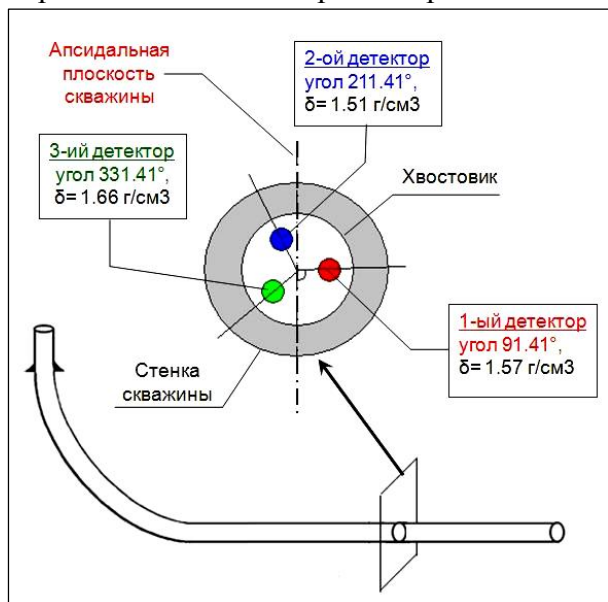


Рис. 2. Схема положения детекторов зонда плотномера относительно апсидальной плоскости скважины 1234л на глубине 2820

### Заключение

1. Проведенные исследования показывают, что комплекс АГС «Цементомер автономный», спускаемый на насосно-компрессорных трубах к забоям скважин, во всех случаях позволяет исследовать весь ствол скважины, в отличие, например, от жесткого кабеля, который не всегда доходит до забоя. Однако, поскольку нет контроля за процессом записи информации, решить задачу оценки качества цементирования за одну спускоподъемную операцию не всегда удастся.

2. Анализ результатов исследований об особенностях распределения плотности цемента по различным радиальным направлениям в заколонном пространстве скважины свидетельствует, что под действием гравитационных сил в нижней части горизонтального участка бокового ствола скапливается цемент с большей плотностью, а в верхней – с меньшей, т.е. в горизонтальной части скважины имеет место так называемая «языковая» заливка.

3. Анализ, проведенный по 20 скважинам, показывает, что в 50% случаев обводнение продукции связано с заколонными перетоками, являющимися следствием плохого качества цементирования скважин.

### Литература

1. Гилязов Р.М. Бурение нефтяных скважин с боковыми стволами. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002, с. 31, с. 204-205.
2. Сулейманов М.А., Иванов В.Я., Семенов Е.В. Новая техника для контроля качества цементирования наклонно-направленных и горизонтальных скважин // НТВ «Каротажник». Тверь: Изд. АИС.2009. В печати.

## Петрофизические модели коллектора Первомайского месторождения

Улачина Эркелей Сергеевна, студент  
Национальный исследовательский Томский Политехнический университет, Томск  
ulachina.erkelei@mail.ru  
научный руководитель - д.г.-м.н. профессор Устинова В.Н.

Освоение нефтегазоносного потенциала крупных месторождений Томской области требует изучения особенностей детального геологического строения отложений продуктивных комплексов. Для Первомайского месторождения это верхнеюрские отложения васюганской свиты. Построение подробной геологической модели месторождения включает исследование литолого-фациального строения разреза, условий его геолого-тектонического строения, вторичных минеральных преобразований в коллекторах и вмещающих породах, характера проявления неоднородностей разреза, связанных с залежами углеводородов в геофизических полях. Юрский продуктивный комплекс платформенного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты является основной нефтегазоносной толщей на территории Томской области. Стратиграфическое расчленение юрских отложений для Томской области выполнено Ф.Г. Гурари, Л.В. Смирновым, В.П. Девятовым и др., детальный фациальный анализ отдельных литологических пачек проведен В.П. Девятовым, Е.Е. Даненбергом, В.Б. Белозеровым, А.В. Ежовой, Т.Г. Егоровой и др.

Широкий круг специалистов Сибирского региона занимается исследованием генетических особенностей формирования юрских и меловых продуктивных комплексов. Изучены особенности формирования, пространственного распространения, латерального выклинивания, и фациального замещения основных продуктивных горизонтов и перекрывающих глинистых отложений, при выполнении прогнозных исследований интересных с точки зрения надежности покрышек.

Основные скопления залежей углеводородов на юго-восточных территориях Западно-Сибирской плиты обнаруживаются в верхнеюрских отложениях. Первомайское нефтяное месторождение – одно из крупнейших на юго-востоке Западной Сибири, расположено в северной части Каймысовского нефтегазоносного района. Месторождение открыто в 1969 году, с 1981 года находится в эксплуатации. Все открытые залежи нефти на месторождении приурочены к горизонту Ю<sub>1</sub> васюганской свиты верхнеюрских отложений.

Картируемый в разрезе верхней юры регионально-выдержанный песчаный горизонт Ю<sub>1</sub> является хорошим резервуаром для залежей углеводородов. Перекрывающие его глинисто-кремнистые породы баженовской свиты служат источником органического вещества и являются хорошей региональной крышкой, создают благоприятные предпосылки для формирования месторождений нефти и газа.

По литолого-фациальному облику пород васюганская свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Наличие регрессивного и трансгрессивного циклов осадконакопления в эпоху формирования верхневасюганской подсвиты позволяет выделить в ее составе две пачки, разделенные региональным угольным пластом У<sub>1</sub>, подугольную и надугольную. Разрез подугольной пачки представлен регрессивными песчаными пластами Ю<sub>1</sub><sup>4</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3</sup>. На ряде площадей пласты объединены и формируют песчаную толщу, индексируемую как Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> [2].

Подугольная и надугольная толщи разделяются так называемой межугольной пачкой. В ней выделяется угольный пласт У<sub>1</sub>, формирование которого прогнозируется в существенно континентальных условиях.

Георгиевская свита залегает между васюганской и баженовской, она представлена аргиллитоподобными, иногда слабобитуминозными глинами.



Баженовская свита с несогласием залегает на отложениях васюганской свиты. На большей части Западной Сибири баженовская свита находится в главной зоне нефтеобразования.

Основной объем сейсмических исследований выполнен на месторождении в 80-90 годы. По результатам этих работ оконтурено Первомайское локальное поднятие, в его пределах ряд мелких нефтегазоносных блоков (рис.1).

Сейсмические исследования масштаба 1:50000 выполнены сейсмической партией № 3 ОАО Томскнефтегазгеология.

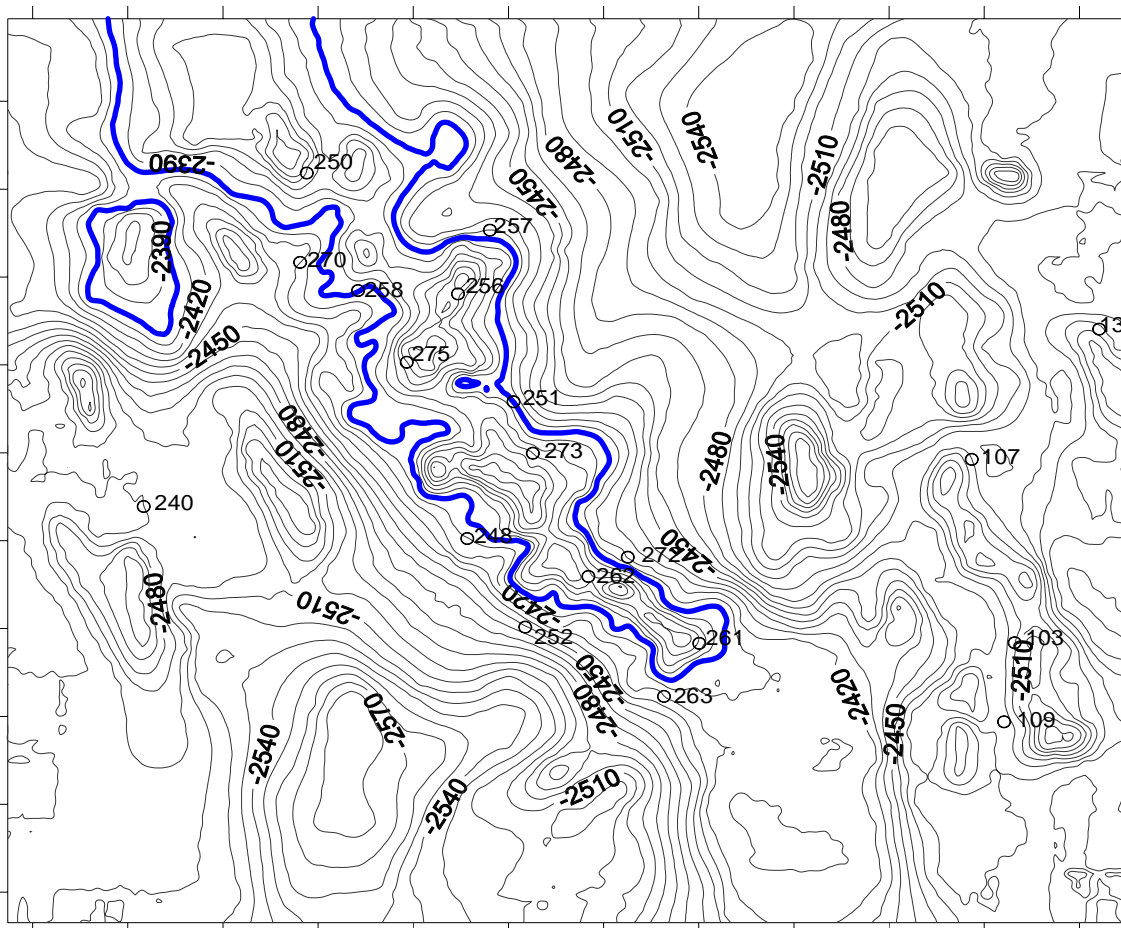


Рис. 1. Сейсмическая структурная карта Первомайской группы месторождений (по материалам ОАО Томскнефтегазгеология), в единице горизонтального масштаба 1км

Сложная структура коллектора (воссоздание в геологической модели месторождения деталей его строения) требует привлечения для его изучения широкого спектра геолого-геофизических методов. Сейсмофациальные и электрофациальные модели месторождения стали основой для повышения качества оценок эффективных коэффициентов пористости, проницаемости, нефтенасыщения, являются основой построения гидродинамической модели месторождения.

АксонOMETрическое изображение структурной поверхности II а Первомайского месторождения получены результатам работ 2004 года, представлено на модели на рис.2.

Важным моментом при изучении особенностей геологического строения месторождения является изучение особенностей вторичных процессов в коллекторе и вмещающих породах тем или иным образом влияющих на его фильтрационно-емкостные свойства. За время существования залежи в окружающие ее породы рассеивается

значительное количество УВ, углекислого газа, сероводорода, водорода и др. Вторичное минералообразование создает сложную структуру порового пространства, более заметно проявляется в трещинных зонах [1], что дает возможность картировать их на сейсмических разрезах и в полях сейсмических параметров.

Таким образом, в сложной структуре Первомайского месторождения на основе сейсмофациальных, электрофациальных и сейсмоморфологических реконструкций, удалось выяснить причины максимальной нефтегазоносности и определить критерии наличия и оконтуривания участков высокоёмких коллекторов.

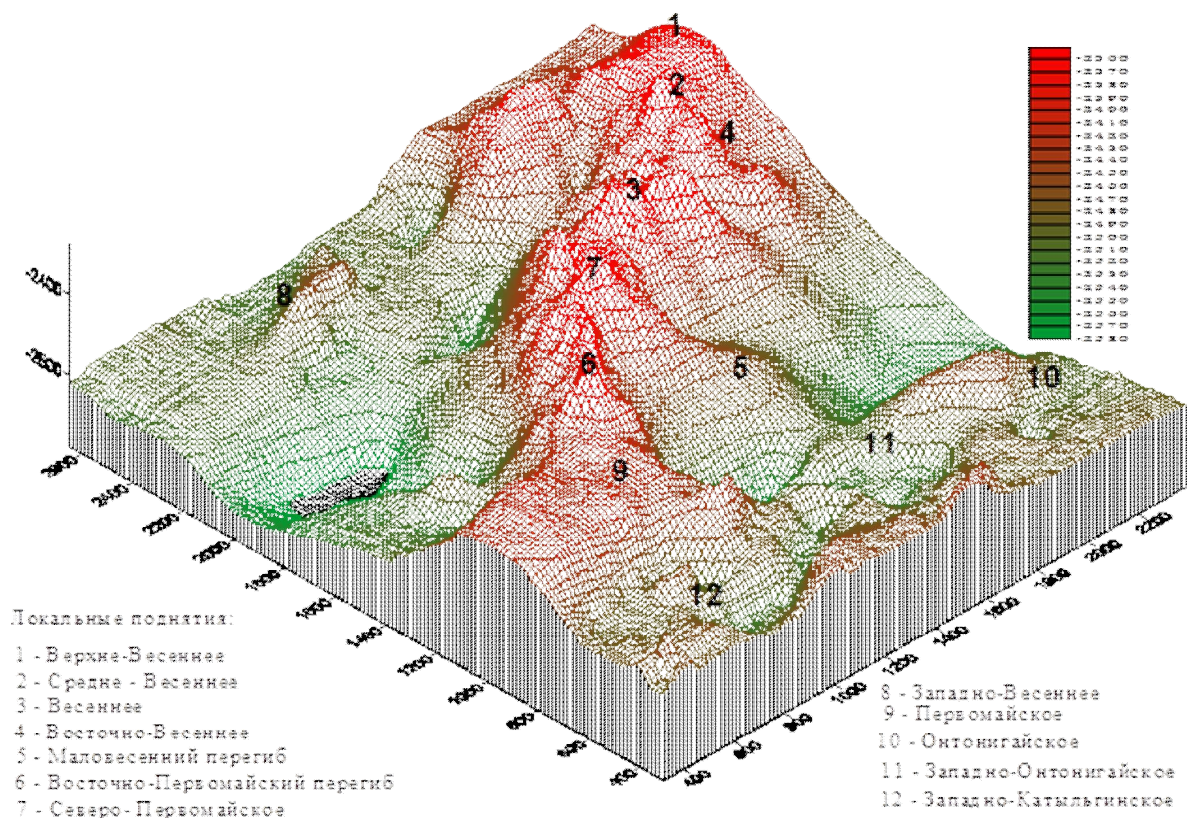


Рис.2. Модель структурной сейсмической поверхности по отражающему горизонту II а Первомайского месторождения нефти.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета

Автор приносит свою благодарность научному руководителю Устиновой В.Н.

### Литература:

1. Устинова В.Н., Устинов В.Г. Сейсмоморфологический анализ при картировании высокоемких коллекторов. II. Роль тектонической трещиноватости в форме палеорельефа и формировании проницаемых ячеек коллекторов // Известия ТПУ. – 2004. - № 4. – С. 63–69.
2. Худорожков Г.П., Негоденко В.С., Иванов И.А. Прогноз зон развития коллекторов горизонта Ю<sub>1</sub> васюганской свиты центральной части Каймысовского свода // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СНИИГГИМС, 1989. – С. 123–131

## Особенности распределения напряжений в зоне слияния двух глубинных разломов Западного Тянь-Шаня

Фахриддинов Жамшиддин Фатхиддинович, аспирант  
Шукуров Зухриддин Фазлиддинович, аспирант  
Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент  
hamidov\_1@mail.ru  
научный руководитель – д.ф.-м.н. Хамидов Л.А.

В работе оценены распределение внутренних напряжений земной коры в зоне слияния двух Кумбель-Угамских и Каржатауьских глубинных разломов западного Тянь-Шаня. Определено, что зоны слияния разломов являются тем структурным элементом локализации касательных напряжений, в которых наиболее часто встречаются очаги динамического сброса напряжений. Сравнениями показано, что почти все очаги тектонических землетрясений приурочены к той или иной сейсмонапряженной зоне Чаткал-Кураминской горной системы.

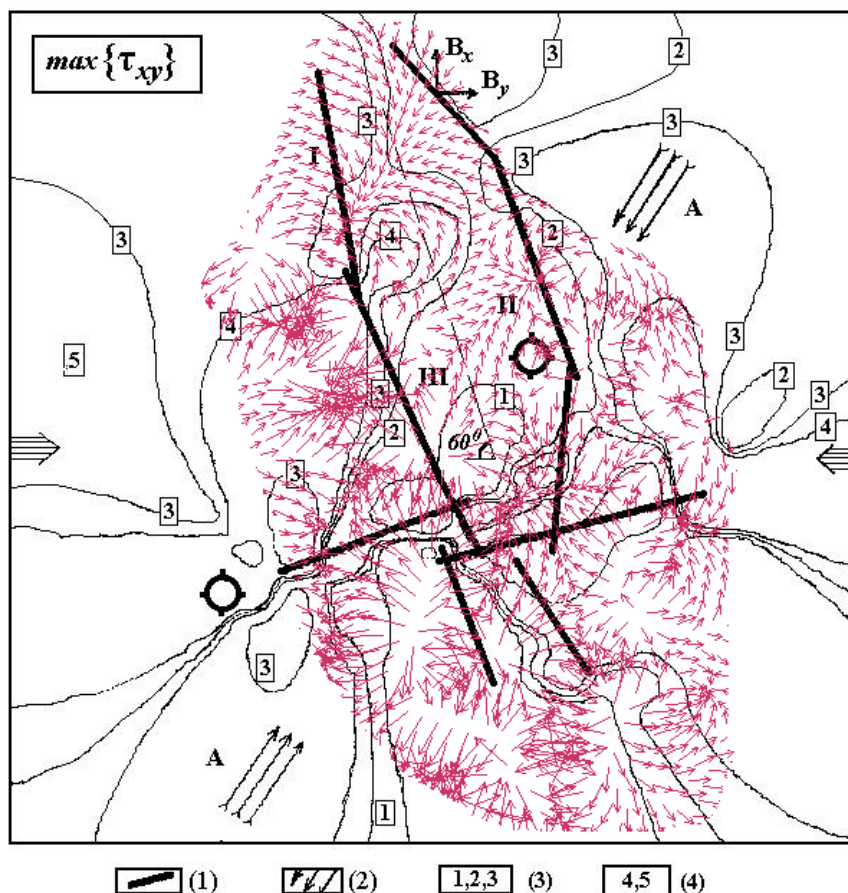
Кумбель-Угамская зона активизированных разломов Чаткальских гор Западного Тянь-Шаня является важнейшей дизъюнктивной структурой Восточного Узбекистана [1,2]. По данным [2], зону разломов составляют Кумбельский, Арашанский, Кенкольский и Угамские разломы, протягивающиеся с юго-востока на северо-запад более чем на 150 км от с.Ризак до верховьев р.Келес. Строение зоны разломов кулисообразное. Основные разломы сопровождаются многочисленными мелкими оперяющими и сопутствующими разрывами.

Каржантауская флексурно-разрывная зона прослеживается от окрестностей с.Хандайлик на восток, меняя простирание на субширотное, а в долине р.Кизилсу ФРЗ вновь обретает северо-восточную ориентировку. Севернее с.Хумсан Каржантауская ФРЗ пересекается с зоной Угамских разломов. Северо-западнее она прослеживается выше с.Сиджак, вдоль правого борта р.Пскем до одноименного селения. Почти на всем протяжении разлом четко фиксируется геоморфологически и хорошо отмечается на топокартах (рис.1). Обвалы, оползни и землетрясения, приуроченные к зоне разлома, служат подтверждением его современной активности. Далее Каржантауский разлом прослеживается на юго-запад под покровом отложений Приташкентской депрессии и назван Ташкентской ФРЗ. Сейсмоактивность этой зоны была отмечена еще до Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года, эпицентр которого был приурочен к ней [3]. Наличие ФРЗ подтверждено геологическими и геоморфологическими данными. Ее северо-западное крыло приподнято. Амплитуда перемещений за новейший этап достигает 3500 м [2]. Общая суммарная величина вертикальных неотектонических движений Каржантауского сводово-блокового поднятия подчеркивается значениями средних градиентов скоростей  $0,2-0,4\text{мм/год}$ .

Блоковые поднятия Пскемского, Угамского и Сандалашского хребтов характеризуются максимальными величинами градиентов средних скоростей новейших вертикальных тектонических движений -  $0,4-0,7\text{мм/год}$ . Сложно построенный Чаткальский блок отличается мозаичным распределением участков с градиентами, наибольшие значения которых достигают  $0,75\text{мм/год}$ .

По данным Ходжаева А. [2], до настоящего времени считалось, что зона Кумбельских разломов не является местом возникновения сильных землетрясений и при сейсмическом районировании относится к зоне 8-балльных транзитных сотрясений [4]. Это обосновывалось тем, что Кумбель-Угамская поперечная зона разрывных нарушений не является морфоконтролирующей, геоморфологическая выраженность ее нечеткая, вертикальные перемещения за новейшее время слабоконтрастны, и сильные современные землетрясения в ее пределах отсутствуют. Все эти особенности резко отличают Кумбельскую зону разломов от продольных разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Оценка сброшенных напряжений вблизи этих активных разломов проведена используя эмпирические зависимости. Каждый сейсмический процесс соответствующим образом изменяет силовое поле вблизи зон их образования, и поэтому можно предположить, что при подготовке разрывообразования изменяется и равновесие силового поля активного разлома, в котором он готовится.



Условные обозначения: (1) - разломы; (2) - направление региональных напряжений;  
 в (3) - 1,2,3 соответственно 1:  $\tau = -0,5\text{МПа}$ ; 2:  $\tau = -0,3\text{МПа}$ ; 3:  $\tau = 0$ ;  
 в (4) - 4:  $\tau = +0,3\text{МПа}$ ; 5:  $\tau = +0,5\text{МПа}$ .

**Рис. 1. Зона пересечения Кумбель-Угамского разлома с Каражантауской ФРЗ.**

Вследствие этого, варьирование нагрузки в одной части того или иного активного разлома, как правило, в силу консервативности формы его изменения приводит к нагрузке другой его части, где, очевидно, появляется сопротивление к движению, как в [5,6]. Основной из характерных величин этих изменений силового поля активного разлома является падение напряжений [3] или сброс напряжений [4] в очаге землетрясения, т.е. в зоне разгрузки она является статически избытком напряжений, а в зоне нагрузки - стоком дополнительных внутренних усилий. Напряжения на подошве земной коры, вблизи границы Мохоровичича оцениваются величинами  $2200-4400 \text{ кг/см}^2$  [1,7]. Поэтому предельные значения избыточных напряжений приблизительно составляют  $8 \div 11\%$  от действующих. Тогда высокие оценки падающих напряжений при землетрясении, когда  $M=8$  как в [1,2,7], физически объяснимы, если учесть, что расход накопленной упругой потенциальной энергии отражает суммарное значение всех снимаемых напряжений.

Далее рассчитаны сброшенные напряжения для всех землетрясений за последние 50 лет вблизи зоны пересечения этих разломных зон. Построенные поля дополнительных касательных напряжений для конкретного участка разлома показали, что 17% исследуемого участка имеют избыточную нагрузку более  $0,5 \text{ МПа}$ , а 20% участка имеют разгрузку менее  $-0,5 \text{ МПа}$ . На рис.1 показано, что площадь распределения участков с максимально отрицательными касательными напряжениями на 5-10% больше чем площадь

положительных. Это указывает на существование концентратора сеймотектонических напряжений в зоне пересечения вышеуказанных разломов

Характер изменения напряжений указывает на то, что зона нагрузок совпадает с участками активного влияния разлома, в которых проявлялись очаги землетрясений со сбросом напряжений выше 0,5 МПа (т.е. зоной разгрузки). В дальнейшем при исследовании подобных сеймонапряженных зон будем использовать термин «сейсмогенные», независимо от масштабного уровня и условий нахождения конкретных параметров процесса. При этом в каждом случае под такой зоной будем подразумевать нагрузочную зону дополнительных напряжений, приводящих к сейсмическому процессу, предполагая равенство прочих условий. В пределах расчетной модели определены деформации в зоне слияния, когда ось Кумбель-Угамского разлома наклонена на  $30^{\circ}$  к оси сжатия, при действующих основных сдвиговых деформациях.

Из рис.1 видно, что в обширных районах вне зоны разломов и, в частности, в пределах больших участков к востоку от Кумбельского и Угамского разлома доминирующая ориентация напряжений северо-западная. В зоне разломов, расположенных субпараллельно к Угамским и Пскомским хребтам, наблюдаются существенные изменения ориентации главных напряжений и их значений. В северо-западной зоне этих разломов ориентация максимального главного напряжения - от северо-восточной до северо-северо-восточной; в юго-восточной зоне разломов преобладает северо-западное направление; в западной зоне Кумбельского разлома - почти северное направление.

Это показывает, что зоны разломов северо-западного простирания характеризуются перемещением с левым сдвигом, а зоны разломов северо-восточного простирания - перемещением с левым сдвиго-сбросом. Этим, видимо, объясняется, почему зоны разломов субширотного направления, как северо-восточный участок Каржантауского разлома (рис.1), пересекающие данную зону, подвергались сжатию и правостороннему сдвигу с возможным взбросом. Например, механизмы очагов Ташкентского-1966г, Таваксайского-1977г и Назарбекского-1980г землетрясений (с  $M > 5$ ), очаги которых расположены вблизи субширотно простирающейся флексуры, определены как взбросовые (близкие к правому сдвигу).

### Литература:

1. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью.- Фан, Ташкент, 1988. 163 с.
2. Ходжаев А.К. Палеосейсмогеология Чаткало-Кураминского региона.- Ташкент, Фан, 1985, 140с.
3. Хамидов Л.А. Напряжения вблизи активных разломов и о величинах палеоземлетрясений. // ДАН РУз, №5, 2005, С.41-45.
4. Хамидов Л.А., Зиявитдинов К.Ф., Фахриддинов Ж.Ф. Оценка современной и палеонапряжений геодинамического полигона западного Тянь-Шаня // Международной конференции «Пятое научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей»- Екатеринбург, Россия, Института геофизики УрО РАН.- 6-10 июля 2009. С.244-249.
5. Фахриддинов Ж.Ф. Сеймотектонические напряжений зоны Каржантауской флексуры Западного Тянь-Шанского орогена.//Материалы XI-Уральской молодежной научной школы по геофизике. - Екатеринбург: УНЦ РАН -2010,- С.164-169.
6. Бакиев М.Х., Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х. Концентрация напряжений вблизи локальных неоднородностей земной коры.//J.Inland Earthquake. China.vol.15, №4, 2001,С.376-384
7. Зубович А.В., Ярмухамедов А.Р., Кузиков С.И., Моисенко О.И., Раджабов Ш.С., Щелочков Г.Г. Современные деформационные процессы в западном Тянь-Шане //Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений.- Ташкент, 2004, С. 238-240.

## Геолого-геофизическая модель хребта Сарбай (малый карьер) Южный Урал.

Федосова Кристина Игоревна, Богославец Николай Николаевич, студенты 4 курса  
Российский университет дружбы народов  
kfedosova@ya.ru, bog-satan@ya.ru  
Научный руководитель: Абрамов В.Ю.

Петрофизические исследования выполнялись для определения наиболее информативного комплекса геолого-геофизических методов оценки распределения горных пород и руд на глубину.

Полигон учебной геолого-съёмочной практики охватывает площадь около 800 кв. км в районе города Медногорска. В административном отношении участки маршрутных исследований принадлежат Кувандыкскому району.

Задачами полевых работ являлись:

- Изучение территории с целью ознакомления со стратиграфией района выделение стратиграфических подразделений и последующим их картированием.
- Проведение геологических маршрутов в процессе площадной съёмки и составления геологических карт по участкам и району практики в целом в масштабе 1:100 000.
- Перспективная оценка района на полезные ископаемые.

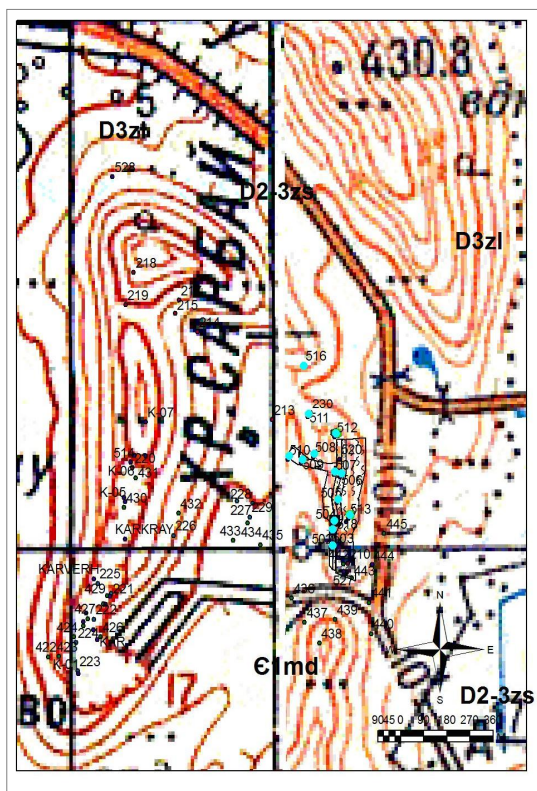
Камеральная обработка материалов в процессе полевых исследований и составление отчета о практике.

### Сарбаевское и Рысаевское месторождения.

Месторождения флюсового сырья приурочено к Сарбаевскому хребту. На западном хребте располагается Сарбаевское месторождение кремнистых сланцев. В этом карьере в северном его борту, высота которого 40 метров видно, что кремнистые породы смяты в синклимальную складку, ядро которой «вычерчивается» слоистыми отложениями. Кремнистые породы обнажаются фрагментарно образуя обнажения 2-3 метра.

## Геофизические методы исследования.

### I. Результаты измерений.



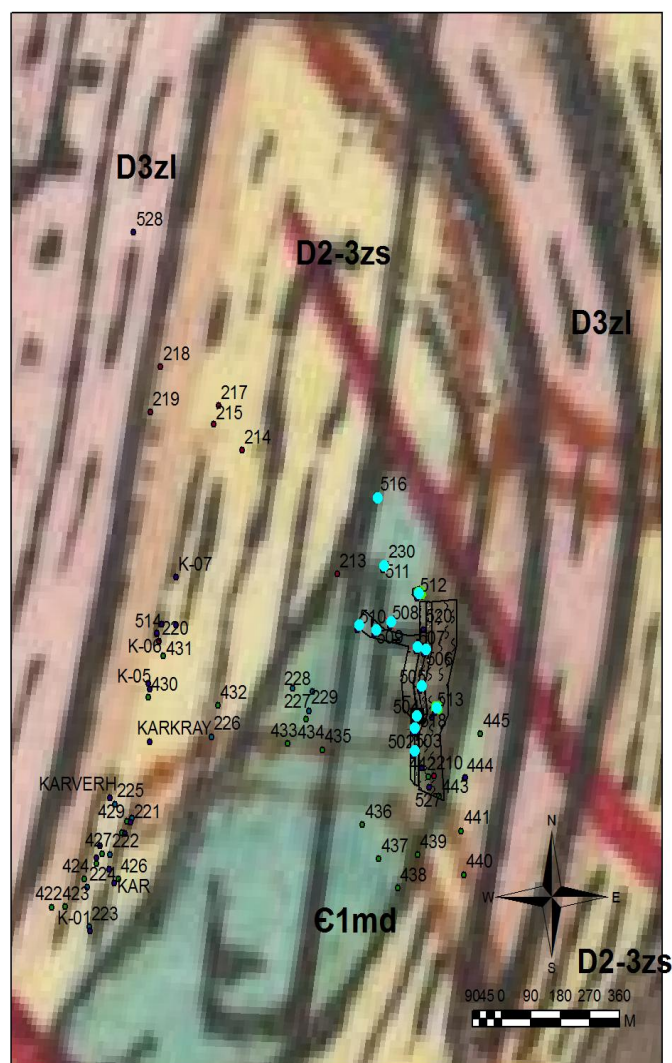


Рис. 1-2. Карты фактического материала.

а) топографическая основа; б) геологическая карта района [по Тищенко В.Т., 1987 г.].

Нами были отобраны 81 образец с территории изучаемого полигона и проведены петрофизические исследования образцов и составлены таблицы их геофизических свойств. Измерялись - радиоактивность, магнитная восприимчивость и плотность. Данные по исследованиям сведены в таблицы, по которым проведена статистическая обработка

### Выводы.

Карта удельного веса образцов дает нам более широкое разнообразие значений в диапазоне от 2.25 до 2.95 г/см<sup>2</sup>. Наблюдаются некоторые тенденции. Наиболее интенсивной аномалией в восточной части карты отмечены по образцам метаморфического происхождения – сланцы, образцы 511, 230 и прилегающие к ним. Плотность метаморфических пород растет с ростом степени метаморфизма и данная аномалия ожидаема на карте. На остальной части карты находятся осадочные и магматические породы основного состава близкие по удельному весу. В целом на карте заметно, что в зонах с преимущественно магматическими породами – центральной части сарбайской антиформы преобладают породы с удельным весом 2,5-2,85, а в частях сложенных кремнистыми сланцами этот показатель ниже 2,25-2,5. Ареолы распространения кремнистых сланцев (с небольшой прилегающей территорией, которая была получена в ходе интерполяции при построении карты) достаточно хорошо отображены на этой карте.

Отдельно хочется отметить, что чем выше гипсометрически распространены кремнистые сланцы, тем более низкий удельный вес они имеют. Возможно это связано с выветрелостью пород в более высоких местах карты в связи с возрастающим влиянием ветра, дождя, снега и других внешних факторов. На основе химических анализов нами было выявлено, что наиболее подходящими для использования в качестве флюсов являются кремнистые сланцы с удельным весом 2,4-2,5 г/см<sup>2</sup>.

В целом можно сказать, что в данных условиях в данном регионе, гравиметрия может являться наиболее эффективным методом картирования кремнистых сланцев на участках, перекрытых рыхлыми отложениями. Они достаточно хорошо контрастируют с более распространенными здесь магматическими породами с большим удельным весом, а также и с осадочными породами зилаирской свиты (отмечаются на карте в юго-западном углу).

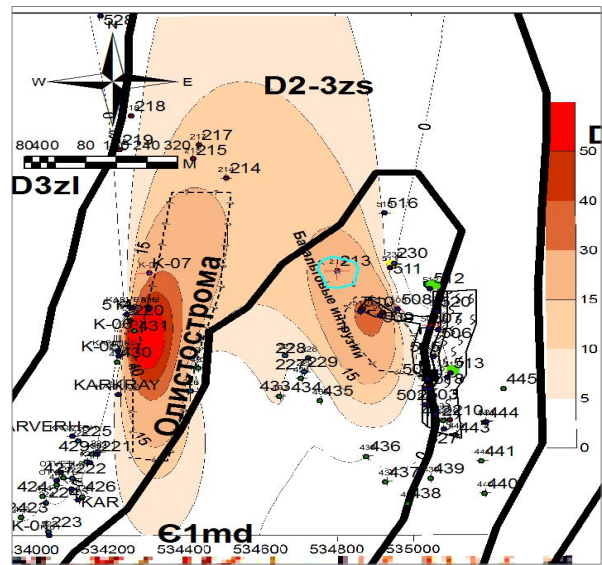
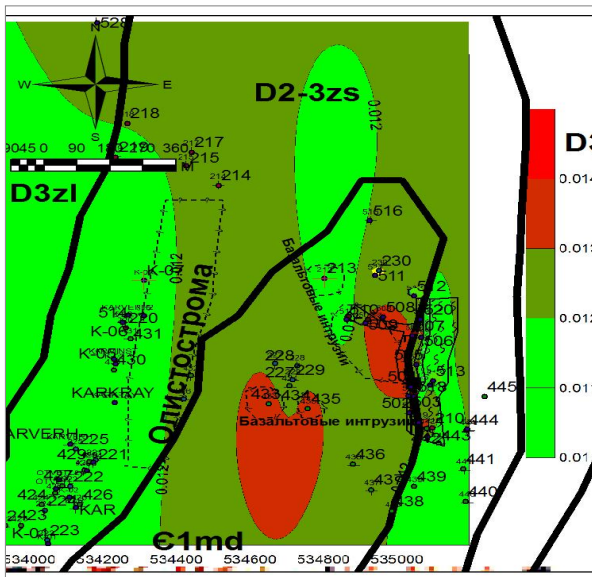


Рис. 3. Карта аномалий радиоактивного поля, МР/час.

Рис. 4. Карта аномалий магнитной восприимчивости.

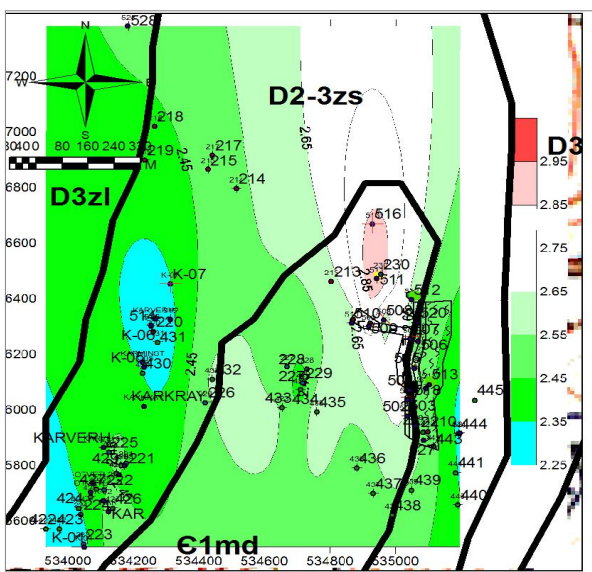


Рис.5. Карта удельного веса образцов, г/см<sup>2</sup>.

### Список литературы.

1. Г.А. Соловьёв. Петрофизическая характеристика эндогенных месторождений. М.: Недра, 1985
2. Гравиразведка: Справочник геофизика./Под ред. Е.А. Мудрецов. - М.: Недра, 1981 г.
3. Комплексирование геофизических методов исследования. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1989.
4. Магниторазведка: Справочник геофизика./Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского - М.: Недра, 1980 г.



## Радиус максимальных аномалий в физических полях вблизи предстоящей очаговой зоны

Хамидов Хайрулла Лутфуллаевич, аспирант  
Зиявитдинов Комолитдин Фасихитдинович, младший научный сотрудник  
Абдурахманова Зухра Тахтамуратовна, аспирантка  
Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент

hamidov\_1@mail.ru

научные руководители – акад., д.ф.-м.н. К.Н.Абдуллабеков и д.ф.-м.н. Хамидов Л.А.

Многолетний опыт деформометрических, геомагнитных и геомеханических исследований на сейсмически активных регионах земного шара показывает сложный характер проявления предвестников землетрясений. В конце 1970 х- и в начале 1980-х годов на основе имеющихся статистических данных за 10-15 лет, а также разработанной математической модели И.П.Добровольского были предложены эмпирические формулы для оценки радиусов проявления аномальных эффектов перед землетрясениями в физических полях [1,2].

В работе И.П.Добровольского [1] суперпозиция зон концентрации напряжений оценена радиусом  $R=e^M$  (где  $M$ -магнитуда предстоящего тектонического землетрясения). Для цилиндрических сдвиговых трещин, вследствие сжатия области, выделяется зона интенсивных изменений перемещений, видимо соответственно и геомагнитного поля. Ширина этой зоны, как показали сопоставления, на пример, для Каржантауской флексурно-разрывной зоны на больших участках совпадают с шириной сейсмогенной зоны. Поэтому можно рассматривать зону концентратора близкой к ширине сейсмогенной зоне.

При фиксированных значениях глубины заложения концентратора напряжений и координат вблизи центральной зоны, т.е. примерно на расстоянии не более  $3/2$  от центра будущего источника, деформации изменяются не монотонно. В качестве единицы безразмерной длины коэффициента приведения согласно [3] выбрана половина наименьшей длины концентратора и, например, ретроспективно для Ташкентского землетрясения 1966 года, при расчетах это расстояние составляет примерно 2 км. от центра локального концентратора (или от центра предстоящего очага). При определении расстояний распространения деформаций и аномальных геомагнитных полей все предложенные методы носят обобщенный характер. Однако, последующие исследования показали, что в каждом сейсмоактивном регионе необходимо определить присущие только этому месту зависимости.

На примере оценки вариации вертикального перемещения Земной поверхности для случая включения, выбранного из [1,3,4] для различных значений угла поворота концентратора и магнитуды вычисляем реальные расстояния до точки Земной поверхности, где перемещения достигает своего максимального значения. Сначала определим коэффициент приведения  $R$  для перехода к реальным размерам. Используя эмпирические формулы Ризниченко Ю.В. [5] для определения размеров очаговой области находим следующую формулу для объема вышеупомянутого эллипсоида:  $V=10^{1,24M-4,47}$  км<sup>3</sup>,  $M$ -магнитуда. С другой стороны реальный объем включения будет равен:  $V=1,58R \times 1,58R \times 3,16R=R^3$ . Из этих двух соотношений находим, что  $R=5 \times 10^{0,413M-2,49}$  км.

Теперь, умножая на безразмерное расстояние между  $\sqrt{x_0^2 + y_0^2}$  от начала координат до точки  $(x_0, y_0)$ , где достигается максимум безразмерных вертикальных перемещений, находим искомое реальное расстояние  $R_w$  от эпицентра зоны подготовки землетрясения до точки максимального вертикального перемещения:  $R_w = 5 \sqrt{x_0^2 + y_0^2} 10^{0,413M-2,49}$  км.

В дальнейшем определяем максимальные размеры зоны деформационного влияния концентратора напряжений (как проявление предвестниковых деформаций Земной поверхности при подготовке землетрясения). При оценке учтено влияние глубины заложения

включения на максимальные размеры проявления предвестников. При переходе к реальным деформациям используем следующие значения параметров  $\tau=10^8 \text{Па}$ ; модуль сдвига  $\mu=3,6 \times 10^{10} \text{Па}$ ; коэффициент Пуассона  $\nu=0,25$ . Для рассматриваемого случая граничных условий, интегрируя по объему  $V$  выражения для смещений и деформаций [6], получаем следующее выражение для вычисления реальных значений реальных значений деформаций:

$$\varepsilon_{pq}^0 = \frac{-0,1i}{32\pi m(1-n)} (B_{21,q}^p + B_{12,p}^q + B_{12,q}^p + B_{21,p}^q), \quad p, q = 1, 2, 3;$$

Формулы для вычисления  $B_{ij}^i$  приведены в работе [6]. Значение коэффициента приведения  $R$  определено по эмпирической формуле Ризниченко Ю.В. [5] для максимальных размеров очага:  $L = 10^{0,44M-1,29} \text{км.}$ ;  $l = 10^{0,40M-1,45} \text{км.}$  где  $L$  и  $l$  - соответственно, большая и малая ось эллипса разрыва. Максимальные размеры включения будут близки размерам очага, поэтому  $V = \pi L l^2 / 6 = 10^{1,24M-4,47} \text{км}^3$ . Тогда реальная длина  $R_0$  концентратора, представляющего включения будет:  $R_0 = 2R = (V)^{1/2} = 10^{0,413M-1,490} \text{км.}$  Как известно, приливные деформации земной коры составляют величины порядка  $10^{-7}$ ,  $10^{-8}$ . Полагая в качестве фонового значения деформации  $10^{-8}$ , максимальное расстояние  $R$  проявления аномальных возмущений находим как расстояние от эпицентра готовящегося землетрясения, за которым значения деформаций будут меньше или равны  $10^{-8}$ . Как отмечалось ранее, при небольших безразмерных глубинах  $h$  заложения концентратора поле деформаций существенно зависит от  $h$ , поэтому значения  $R_m$  зависят не только от магнитуды готовящегося землетрясений, но и от величины отношения  $h=H/R$ , где  $H$  - реальная глубина заложения включения в полупространстве. Что бы перейти к реальным размерам умножим найденное значение  $r_m$  на коэффициент приведения  $R$ :  $R_m = R r_m = 0,5 R_0$ ;  $r_m = 5 r_m 10^{0,413M-2,490} \text{км.}$

Расчеты для различных граничных условий и значений параметров дали следующие результаты. При одинаковых значениях параметров и граничных условиях на бесконечности наибольшее значения среди всех изменений деформаций  $\varepsilon_{pq}$ ,  $p, q = 1, 2, 3$  получает сдвиговая деформация  $\gamma_{12} = 2\varepsilon_{12}$ . Поэтому, для определения  $R_m$  использованы поля деформаций  $\gamma_{12}$ . Расчеты показали, что в пределах  $h=1-10$  значение  $r_m$  почти не меняется с изменением  $h$  и оно равно на  $r_m = 65$ . Из выше указанного получим выражение для вычисления максимального радиуса  $R_m$  зоны проявления аномальных деформаций:

$$R_m = 3,25 \times 10^{0,413M-0,490} \text{км.} \quad 1 \leq H / (0,5 R_0) \leq 10,$$

где  $H$  - реальная глубина заложения включения.

В табл.1 приведены значения  $R_m$  объема включения и длины ребра включения, имеющего форму куба соответствующего различным значениям магнитуды.

Табл.1

Радиус зоны проявления предвестниковых деформаций.

Магнитуда $M$	Объем включения $V, \text{км}^3$	Отношения большой и малой полуоси $a/b$	Радиус зоны проявления предвестниковых деформаций $R$ , км.
5,0	53,70000	3,770	122,10
5,5	223,8700	6,070	196,50
6,0	933,2500	9,770	316,10
6,5	3890,410	15,73	508,60
7,0	6217,940	25,31	818,20
7,5	67607,40	40,74	1316,4
8,0	281834,8	65,56	2117,8

Здесь получен радиус зоны проявления предвестниковых деформаций на основе роста масштаба концентратора напряжений, т.е. изменением объема неоднородности аппроксимируя под трендовую линию:  $R_m = 11,321 e^{0,476M}$ . Это формула более широко

охватывает диапазон изменения магнитуд с учетом диапазона изменения масштаба концентратора. т.е. предстоящую разрывообразующую зону.

Реальная зона проявления магнитных аномалий для геодинамических полигонов Узбекистана может быть описана выражением  $lgL=0,46M + 0,08$  [2].

Это выражение также является обобщенным для всех полигонов Узбекистана. С учетом приведенных выше и других сведений [2] о параметрах эффектов А.И.Туйчиевым были уточнены и переоценены ориентировочные параметры сети повторных площадных, маршрутных и стационарных наблюдений (табл.2). Табл.2 практична тем, что позволяет выбирать параметры съемки, которые в первую очередь зависят от поставленной задачи. Шаг съемки должен быть на порядок меньше линейного размера эффекта. Что касается частоты повторений, то приведенное в таблице условие  $\Delta t < t/10$  вполне соответствует представлению о временном изменении поля монотонного процесса. Практически для исследования среднепериодных изменений поля частота повторения должна быть в пределах нескольких недель - первых месяцев, для медленных - от одного до нескольких лет.

Табл.2.

Ориентировочные размеры параметров магнитных эффектов и соответствующие характеристики измерительной сети [2].

Магнитный эффект	Время, сут		Размер, км		Интенсивность, нТл	
	T	$\Delta t$	L	I	T	$\Delta T$
Медленный	$>10^4$	$\sim 10^3$	$n*10$	10	до $n*10^2$	10
Среднепериодный	$30-10^3$	$-10-10^2$	$n*10$	1-5	до $n*10$	1
Быстрый	1-20	0,1-1	$n*10$	доп-1	до 10	0,1

Имея таким образом подробную информацию о всех имеющихся за период наблюдений локальных аномальных вариациях и следя за аномальными проявлениями в других геолого-геофизических полях, а также оценив сейсмическую ситуацию можно оптимизировать пункты стационарных измерений и повторных съемок аномалий физических полей, где проявленные аномальной вариации могут быть отнесены к предвестниковыми только по тем концентраторам напряжений для которых определены зоны деформационного влияния.

#### Литература:

1. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения.- М.:Физматлит, 2009.- 240с.
2. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Результаты исследования вариаций геомагнитного поля на полигонах Узбекистана // Матер. 4-Межд. Симп. Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы.- Бишкек, 15 июня – 23 июня 2008 года.- 2008.-С.124-132.
3. Хамидов Л.А. Изучение полей напряжений Чаткальской горной зоны западного Тянь-Шаня.// Журн. Геодинамика.- Львов, Украина, 2010.- №1 (вып. IX) – С. 57-66.
4. Хамидов Л.А. Расчет напряжений и деформаций очаговых областей сильных землетрясений.// ДАН РУз. –Ташкент.- 2004. -№6.- С.33-37.
5. Ризниченко Ю.В. Избранные труды.- М., Наука, 1985.- 408с.
6. Хамидов Л.А., Садиков А. Деформация упругого полупространства с повернутым включением.// Узб.журн. «Проблемы механики» - 1996.- №3. -С.24-28.

## Характеристика геомеханических процессов в районе ослабленной зоны юго-восточного борта карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа на основании данных сейсмического мониторинга

Чернобров Дмитрий Сергеевич, аспирант  
Горный институт КНЦ РАН, Апатиты  
d.chernobrov@gmail.com

научный руководитель – д.т.н. профессор Козырев А.А.

С 2007 г на юго-восточном борту карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа работает система микросейсмического мониторинга. Основная задача системы - обеспечение контроля потенциально опасного борта карьера в юго-восточной части рудника. Ранее на рассматриваемом участке дважды (в 1994 и 2001 гг.) имели место потери устойчивости уступов после их формирования на проектном конечном контуре.

Проявления сейсмоактивности в районе ослабленной зоны имеют значение для своевременного выявления деформационных процессов в массиве пород, приводящих, в конечном счете, к потере устойчивости борта карьера. Расположение сейсмических датчиков относительно очагов событий в этом районе позволяет производить оценку механизмов реализации событий [1].

В ходе проведенных исследований было установлено пространственное распределение сейсмических событий в зоне мониторинга (рис. 1). На рисунке представлены события, зарегистрированные за период с 2008 по 2011 гг. Визуально выявляется локализация сейсмических событий в массиве пород в виде некоторой внутренней плоской структуры. Наклон этой структуры составляет ориентировочно 70 градусов к вертикали.



Рисунок 1 - Сейсмособытия на Ю-В борту карьера. Вид с направления Запад-Восток

Также для рассматриваемых сейсмических событий были определены механизмы очагов. Данная методика базируется на анализе знаков вступлений продольных волн, зарегистрированных сейсморегистрирующими датчиками, окружающими очаг.

Очаг восстанавливался в рамках модели разрушения за счет сдвига под действием двойного диполя. При этом можно установить положение в пространстве нодальных плоскостей, отделяющих области сжатия и растяжения. Одна из этих плоскостей является плоскостью разрыва сплошности в очаге. На основе положения нодальных плоскостей определяется направление осей сжатия и растяжения [2].

В рамках этой методики был проведен анализ механизмов очагов сейсмособытий в исследуемой области. Из него следует, что имеют место разрушения как типа сдвига, так и надвига. Усреднение данных по положению осей сжатия и растяжения отдельных событий показывает, что ось сжимающих напряжений вертикальна, в то же время растягивающие напряжения действуют в направлении перпендикулярном поверхности борта карьера. Данные об ориентации осей напряжений приведены на рисунке 2.

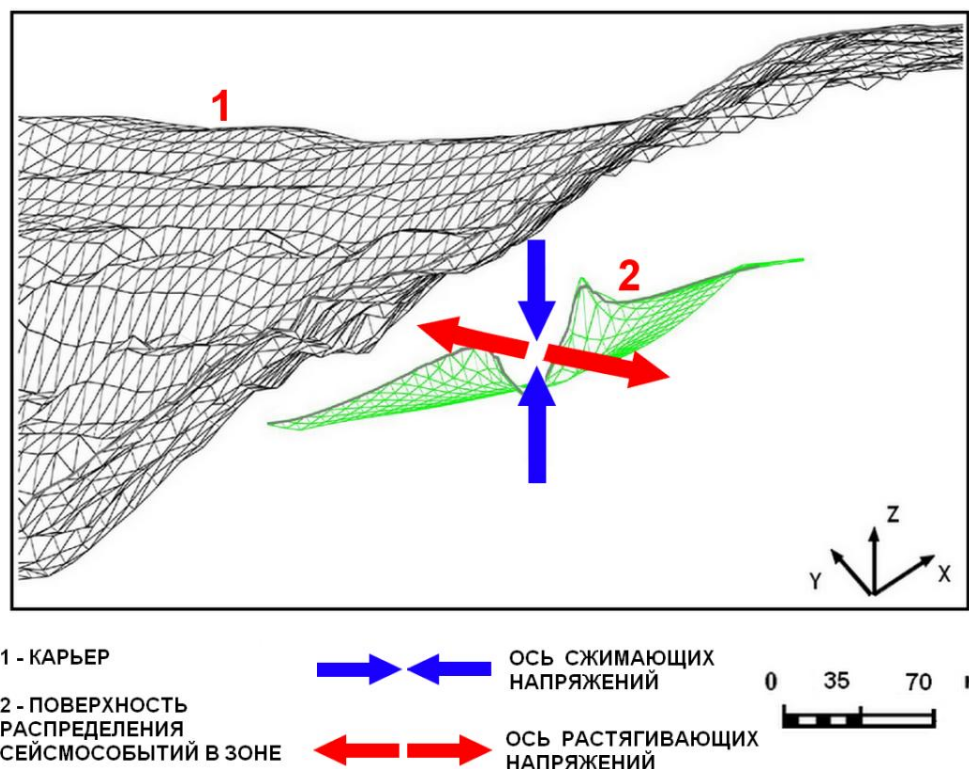


Рисунок 2 - Разрез поверхности распределения сейсмособытий в исследуемой зоне

Определённый интерес представляет сравнение полученных данных с данными о геомеханическом состоянии исследуемого участка прибортового массива, полученными ранее другими методами.

Для контроля геомеханического состояния данного участка массива в 2003-2006 гг. были проведены исследования напряжённого состояния методом разгрузки [3,4]. Сначала исследования были проведены в 2003 г. на уступе с абсолютной отметкой +166 м. Были получены следующие результаты: максимальная компонента квазиглавных напряжений  $\sigma_{\max}$  составила 3 МПа, минимальная компонента квазиглавных напряжений  $\sigma_{\min} = -1$  МПа, наклон  $\sigma_{\max}$  к горизонту составил  $13^\circ$ . В дальнейшем, по мере постановки данного участка борта карьера на конечный контур были выполнены измерения на гор. +154 м в 2005 г.:  $\sigma_{\max} = 11$  МПа;  $\sigma_{\min} = 2$  МПа; наклон  $\sigma_{\max}$  к горизонту составил  $88^\circ$  [3]. После этого в 2006 г. были выполнены измерения на гор.+142 м:  $\sigma_{\max} = 12$  МПа;  $\sigma_{\min} = 3$  МПа; наклон  $\sigma_{\max}$  к горизонту составил  $-125^\circ$  [4].

Анализируя представленные результаты, необходимо обратить внимание на следующие обстоятельства. Во-первых, небольшие значения  $\sigma_{\min}$  от -1МПа (растяжение) до 3МПа (сжатие), что при значениях  $\sigma_{\max}$  на гор.+154м и +142м порядка 11-12МПа обуславливает действие в массиве пород касательных напряжений порядка 5МПа. Во-вторых, субвертикальная ориентация  $\sigma_{\max}$ . В целом на основе выполненных ранее исследований НДС методом разгрузки можно сделать вывод о том, что в пределах данного участка прибортового массива пород действуют значимые касательные напряжения, что делает возможным сдвиг пород по существующим поверхностям ослабления. Помимо этого имеет место некоторая тенденция к распространению растягивающих напряжений, что

может приводить к раскрытию существующих и формированию новых неоднородностей в массиве пород за счет отрыва.

Если сопоставить результаты определения НДС массива пород методом разгрузки и результаты контроля сейсмичности, то можно говорить об их качественном соответствии. В обоих случаях субвертикальная компонента напряжений является сжимающей и отмечается действие растягивающих напряжений.

Таким образом, на основе выполненных исследований сейсмичности прибортового массива пород юго-восточного участка борта можно заключить следующее. Локализация сейсмических событий в законтурном массиве пород по некоей поверхности, приурочена, скорее всего, к нарушению сплошности массива пород в виде участка апатито-штаффелитовых руд. При этом действие в массиве пород растягивающих напряжений, направленных по данным сейсмического контроля нормально борту карьера связано, вероятно, с раскрытием этого нарушения сплошности.

Выявленная сейсмоактивность явно свидетельствует о существенном динамическом изменении в напряженном состоянии массива по мере развития карьера.

### **Заключение**

В результате сейсмического мониторинга юго-восточного участка борта карьера рудника «Железный» постепенно проясняется картина происходящих в глубинном законтурном массиве пород геомеханических процессов. На основе полученных данных, а также сопоставления этих данных с результатами исследований геомеханического состояния массива пород другими методами выявлены зоны локализации сейсмических событий в законтурном массиве, уточнен характер его напряженно-деформированного состояния, получен уникальный опыт регистрации, расшифровки механизмов очагов и интерпретации сейсмических событий.

В районе юго-восточного борта карьера (в ослабленной зоне) выявлена поверхность локализации сейсмических событий, связанная, предположительно, с нарушением сплошности массива.

Установленное действие в массиве пород растягивающих напряжений, направленных по данным сейсмического контроля нормально борту карьера связано, скорее всего, с раскрытием этого нарушения сплошности.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю д.т.н. профессору Козыреву А.А. и ст. научному сотруднику Кагану М.М.

### **Литература:**

1. Сбор информации для уточнения критериев оценки устойчивости юго-восточного борта карьера рудника «Железный» в зоне выявленной деформации с помощью системы сейсмического мониторинга. Контроль потери устойчивости уступов. Отчет по хоздоговору № 2654. – Апатиты: ГОИ КНЦ РАН, 2009. – 70 с.
2. Воронина Е.В. Механика очага землетрясения. – Москва: МГУ, 2004. – с. 37-41.
3. Технологический регламент для проектирования постановки в конечное положение скальных уступов юго-восточного участка борта карьера рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» ниже горизонта +166 м в зоне выявленных деформаций: (х/д № 2671), рук. А.А. Козырев; исп.: Э.В. Каспарьян, В.В. Рыбин, В.А. Фокин, С.П. Решетняк. – Апатиты, 2004. – 140 с. (с прил.).
4. Экспериментальные работы по определению напряженно-деформированного состояния прибортового массива на опытно-промышленных участках борта карьера с вертикальными откосами уступов в слое +40 м - +118 м: Отчет о НИР (заключительный) по х/д № 2690 от 27.05.2005 г.; рук. А.А. Козырев; исп.: В.В. Рыбин, Э.В. Каспарьян, В.В. Тимофеев, Ю.А. Старцев, Ю.Г. Смагина, М.И. Потокин, И.В. Данилов и др. – Апатиты: КНЦ РАН, 2006. – 66 с. (с прил.).

## Пути совершенствования геофизического сопровождения технологии акустического воздействия на пласт из скважин

Шарипов Альберт Фаритович, аспирант  
Ухтинский государственный технический университет, Ухта  
mirhat\_sh@mail.ru  
научный руководитель – канд. г.-м. н. Зыков В. А.

Рассматриваются роль и задачи геофизического сопровождения в технологии акустического воздействия на пласт из скважин. Приводится состав комплекса сопровождающих геофизических исследований, описываются основные этапы и возможные направления его совершенствования.

Акустическое воздействие (АВ) на пласт из скважин входит в группу третичных методов интенсификации добычи нефти (МИДН) и увеличения нефтеотдачи пластов (МУН). Важно отметить, что собственно АВ, как и некоторые другие методы полевого воздействия на геосреду, использующие в качестве «рабочего агента» различные по природе физические (геофизические) поля, мы объединяем в специфическую геофизическую группу МИДН и МУН [2], а в реализации технологий АВ представляет сугубо геофизический процесс [1]. Одним из резервов эффективности АВ для увеличения продуктивности и повышения нефтеотдачи пластов является совершенствование его геофизического сопровождения. Эта задача требует решения ввиду относительно высокой стоимости проведения комплекса сопровождающих геофизических исследований (СГИ), которая сопоставима стоимости акустической обработки скважины (а в некоторых случаях превышает её).

Сопровождающие геофизические исследования при АВ из скважин (как и собственно АВ) относятся к геофизическим исследованиям и работам в скважинах, точнее к группе методов контроля за разработкой (ГИС-контроль), и представляют собой адаптированный набор (комплекс) геофизических методов для решения разных информационных и контрольно-управленческих задач [3]. Схематично последовательность основных процедур в этом процессе на единичной скважине изображена на **рис. 1**. Как видно, необходимость некоторой геолого-геофизической и другой промысловой информации важна уже на этапе отбора скважин-кандидатов для АВ (например: скин-фактор, определяемый по результатам интерпретации кривых восстановления давления; профиль притока и др.), хотя в отечественной практике она, как правило, отсутствует, либо весьма ограничена.



Рисунок 1. Последовательность основных процедур АВ

Очевидно, что основное назначение собственно АВ – это увеличение продуктивности (дебита) скважины. А результат достаточно эффективно, но интегрально (без информации о том, за счёт каких эффектов это произошло, кроме соотношения нефть-вода) может быть оценён количественно по данным промыслового мониторинга работы (дебитов и др.) скважины за некоторый период «до» и «после» процедуры АВ. Функциональное назначение комплекса СГИ как раз и состоит в том, чтобы: 1) получить оперативную информацию об эффекте и его качественно-количественных параметрах; 2) сделать процесс АВ максимально управляемым и контролируемым.

Все задачи, решаемые комплексом СГИ, можно условно разделить на 5 основных типов (рис. 2): I – привязка к интервалу воздействия; II – оценка эксплуатационных характеристик объекта; III – определение состава смеси; IV – оценка технического состояния скважины в интервале воздействия; V – оперативная оценка параметров призабойной зоны пласта (ПЗП). Основными (обязательными) являются комплексы I-III, IV-V – вспомогательными или дополнительными.

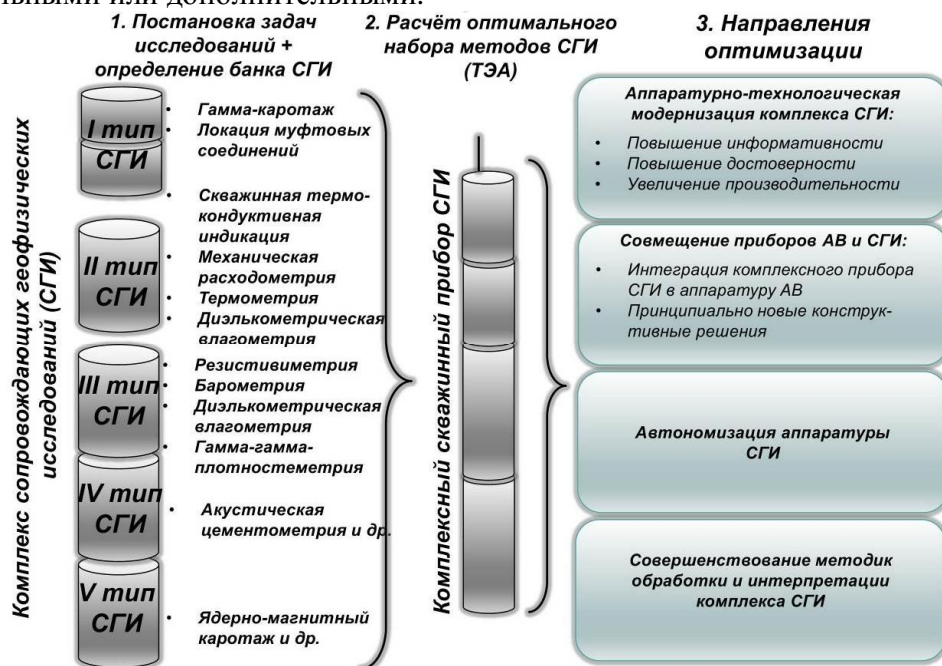


Рисунок 2. Этапы оптимизации комплекса СГИ

Аппаратурно-технологическая реализация СГИ (кроме методов IV-V типов) осуществляется комплексными модульными приборами (отечественного производства) типа АГАТ, СОВА, ДИНА, ЛОГИС-КОНТРОЛЬ, либо их зарубежными аналогами. Каждый модуль содержит один или несколько первичных преобразователей и представляет собой отдельный метод.

В зависимости от конкретной геолого-геофизической, технологической и экономической ситуации производства АВ на этапе комплексирования методов можно подобрать (согласовать с Заказчиком) оптимальный комплекс СГИ. Оптимизацию комплекса СГИ можно условно представить в три взаимосвязанных этапа (рис. 2). Основной принцип оптимизации состоит в функциональном подходе, т. е. в сохранении «необходимости и достаточности» информации разного назначения при минимизации затрат на её получение (в этом смысле чрезвычайно важны корректность и чёткие формулировки геологических и др. задач). Критерии оптимизации также достаточно известны: повышение информативности (полноты) и достоверности данных как отдельных исследований, так и их комплекса; снижение времени и затрат на их проведение и интерпретацию.

Аппаратурно-технологическая модернизация связана с научно-техническим прогрессом и предназначена для повышения информативности комплекса, повышения его достоверности и увеличения производительности работ по геофизическому сопровождению.



Комбинирование излучателей АВ и геофизических приборов СГИ в единой сборке является очень перспективным с позиций технологичности, но имеет ряд сложностей, обусловленных силовой электрической частью излучателя, что требует принципиально новых конструктивных решений.

Развитие автономизации аппаратуры СГИ существенно расширяет возможности комплекса, в т. ч. становятся возможными измерения «во время» АВ, что повышает управляемость воздействия.

Совершенствование методик обработки и интерпретации комплекса СГИ подразумевает также и совершенствование программных продуктов обработки геофизических данных (применительно к АВ), а также разработку методики комплексной интерпретации данных СГИ.

Совершенствование геофизического сопровождения при АВ можно осуществлять в одном или нескольких направлениях на всех этапах работ по АВ (рис. 3).



Рисунок 3. Направления совершенствования геофизического сопровождения

**Выводы.** Сопровождающие геофизические исследования скважин являются важной неотъемлемой частью процесса АВ, особенно значимой на этапе промышленного становления технологии. Дальнейшее развитие и совершенствование инфраструктуры геоинформационного обеспечения и сопровождения технологии АВ позволит не только повысить её привлекательность и общую эффективность, но и обеспечить постепенный переход от несистемных (единичных) обработок, как правило, совмещаемых с капитальным ремонтом скважин и другими мероприятиями, к целенаправленным профилактическим исследованиям и стимуляциям продуктивности скважин.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю – кандидату геолого-минералогических наук Зыкову Василию Александровичу.

#### Литература:

1. Зыков В. А., Кошкур О. Н. Геоакустические комплексы интенсификации дебитов скважин // НТВ «Каротажник». – Тверь, 2008. – № 6 (171). – С. 111–121.
2. Зыков В. А., Смирнов А. Н. К возможности выделения самостоятельной геофизической группы МУН и МИДН // Теория и практика применения методов увеличения нефтеотдачи пластов: Мат. II Междунар. науч. симпозиума. – М., 2009. – Т. 2. – С. 212–217.
3. Зыков В. А., Шарипов А. Ф. Информационное обеспечение акустического воздействия на пласт из скважин // Геофизические методы при разведке недр: монография; Под ред. Л. Я. Ерофеева, В. И. Исаева. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – С. 150–153.

## Построение сейсмических синтетических трасс по данным акустического каротажа на Северо-Останинской площади

Шатская Александра Андреевна – студентка  
Томский политехнический университет, Томск  
ustinovavn@tpu.ru

научный руководитель – д.г.-м.н., профессор Устинова В.Н.

**Аннотация.** В настоящей работе приведены результаты одномерного моделирования на Северо-Останинской площади. Выполнено опробование и сопоставление двух программных средств. Получены модельные синтетические трассы для продуктивных горизонтов Северо-Останинского месторождения. Выполнено сопоставление расчётных трасс с реальными сейсмограммами. Получены синтетические трассы, позволяющие выполнять с высокой точностью процедуры деконволюции и инверсии.

**Постановка задачи.** По материалам АК сформировать синтетические трассы [1-3]. Получить одномерные модели двумя методами. Для поиска эффективного и корректного решения задачи моделирования выполнить сопоставление построений в двух программных средствах. Один из способов реализован в программе The Kingdom Suite 7.4, куда входит пакет SynPAK, предназначенный для создания синтетических сейсмограмм. Другой способ разработан на кафедре ПМ Института кибернетики НИ ТПУ в программе MatLab Поданевой Д.В. под руководством Степанова Д.Ю. и включает: вычисление формы импульса, построение трассы коэффициентов отражений и их свертку с целью получения синтетических сейсмограмм.

**Алгоритмы.** При построении синтетической трассы любым способом используются следующие данные: кривая акустического каротажа  $dT$  или исходные кривые времени прихода волны  $T_1, T_2$ , из которых получаем необходимую кривую интервального времени  $dT$ ; реальная сейсмическая трасса сейсоданных ОГТ представляет собой усреднение нескольких трасс, наиболее близких по расположению к исследуемой скважине; скоростной закон, справедливый для данной территории – зависимость времени прихода волны от глубины.

В программе Kingdom 7.4 присутствует специальный модуль SynPAK, предназначенный для построения синтетических трасс. Он предназначен для выбора параметров, необходимых при создании синтетической сейсмограммы, импульса для свертки с трассой коэффициентов отражений, визуализации синтетических сейсмограмм в SynPAK. При выполнении моделирования в программе Kingdom 7.4 требуется загрузить в Kingdom 7.4 исходные данные, затем в диалоговом окне SynPAK выбрать: скоростной закон; кривую акустического каротажа  $dT$ . Для построения синтетических трасс определяется форма исходного сигнала и извлекаемая из профиля реальной сейсмической трассы [1, 2]. В программе существует 2 способа получения формы сигнала: построение теоретического импульса и задание его из реальной сейсмограммы. На примере разведочной скважины Северо-Останинской-2 подбиралась форма импульса на различных интервалах. После ввода всех требуемых параметров получен импульс, который представляет собой АКФ заданного участка осредненной реальной трассы. Полученный импульс в дальнейшем используется при свертке с трассой коэффициентов отражения. Реальная трасса формируется из профиля ОГТ, проходящего через скважину. В результате получается осредненная реальная трасса, используемая для сравнения с синтетической.

Для определений границ пластов по кривой  $dT$  в программе MatLab применяется кусочно-линейная аппроксимация. Аппроксимация выполняется по следующему алгоритму. Рассчитывается годограф акустической волны из кривой  $dT$  по формуле  $t_{i+1} = t_i + dT_i$  при  $k=1, m=n$ , где  $m$  равно размеру множества точек годографа. Определяются значения коэффициентов  $A, B$  и  $C$  уравнения прямой:  $A = t_k - t_m, B = h_k - h_m, C = h_k \cdot t_m - h_m \cdot t_k$ ;

строится прямая, удовлетворяющую уравнению  $Ax + By + C = 0$ . Расстояние от точек  $k, k + 1, \dots, m - 1$  годографа до этой прямой по оси времени рассчитывается по уравнению:

$$\rho_i = \left| \frac{-(A \cdot h_i + C)}{B} - t_i \right|.$$

Участки годографа, аппроксимируемые прямыми, соответствуют пластам, а точки, в которых прямая меняет направления – границам пластов. Изменяя точность аппроксимации  $\varepsilon$ , можно получить различные границы пластов и, соответственно, различные синтетические трассы. Пластовые скорости рассчитываются по формуле:

$$V_i = \frac{h_{i+1} - h_i}{t_{i+1} - t_i}.$$

Коэффициенты отражения на границах пластов оцениваются по формуле

$$k_i = \frac{V_{i+1}\rho_{i+1} - V_i\rho_i}{V_{i+1}\rho_{i+1} + V_i\rho_i}.$$

Расчёт синтетической трассы при помощи свертки с автокорреляционной функцией реальной трассы выполняется следующим образом. АКФ для реальной трассы получаем по формуле:  $R_x(t_1, t_2) = M[(X(t_1) - m_x(t_1)) \cdot (X(t_2) - m_x(t_2))]$ . Применив свертку для трассы коэффициентов отражения и АКФ, получим синтетическую трассу.

Для оценки подобия синтетической и реальной трассы вычисляются коэффициенты корреляции трасс в некотором окне. Перемещая окно и вычисляя коэффициенты корреляции, получим функцию, где каждому моменту времени трассы поставлено в соответствие некоторое число. Это число будет определять подобие трасс в данный момент времени. В процессе вычисления коэффициентов корреляции амплитуды нормируются по энергиям:

$\bar{a}(t) = \frac{a(t)}{\sqrt{E_a}}$  и  $\bar{b}(t) = \frac{b(t)}{\sqrt{E_b}}$ , где  $E = \sum |a|^2$  ( $E = \sum |b|^2$ ). Затем вычисляется коэффициент

корреляции в окне 100 мс по формуле:

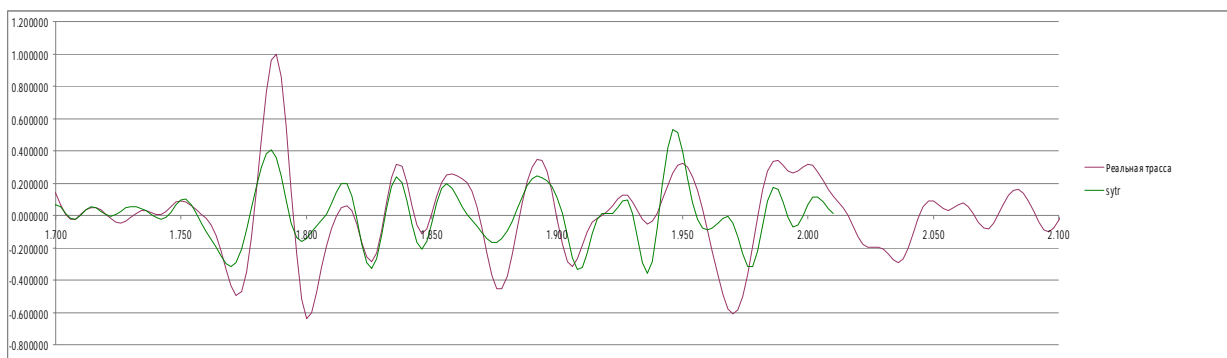
$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Суммирование производится по всем элементам, входящим в данный интервал.

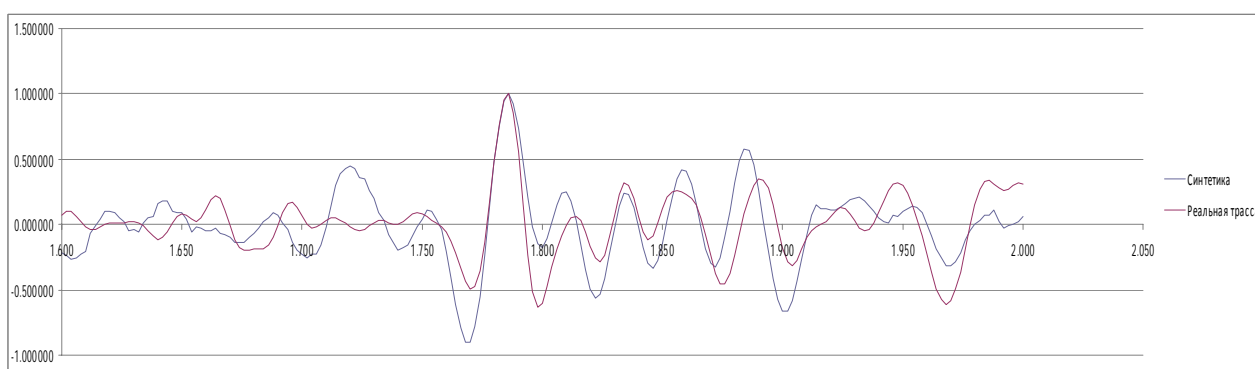
Автор провела сравнение полученной в Kingdom 7.4 синтетической модели с результатами, полученными вторым способом.

**Примеры.** В результате моделирования имеем следующие данные, полученные разными методами: форма импульса в виде АКФ; пластовые; коэффициенты отражения (в глубинном масштабе); синтетические трассы (рис. 1, 2). В Kingdom невозможно сделать экспорт пластовых скоростей, чтобы оценить их значения. Коэффициенты отражения следуют друг за другом с интервалом ровно в 2 мс. В результате, построенная «синтетика» повторяет колебания реальной трассы лишь приближенно. Но существует возможность несколько скорректировать скоростной закон с помощью операций сдвига, фиксирования точек, растяжения-сжатия. В результате такого уточнения получается синтетическая трасса (рис. 1), довольно хорошо совпадающая с реальной по форме колебаний, что подтверждается высоким коэффициентом корреляции – в среднем 0,7-0,8.

Можно судить о том, что моделирование проведено успешно, если выполняются два условия: 1) коэффициент корреляции между реальной и синтетической трассой относительно высок и приближается к единице; 2) полученные при аппроксимации границы пластов, а также соответствующие им коэффициенты отражения совпадают с границами пород по литологии, пластовые скорости не противоречат нормальным для данных типов пород.



**Рис. 1.** Реальная и синтетическая трасса, полученная в программе Kingdom



**Рис. 2.** Реальная и синтетическая трасса, полученная в MatLab

При проведении сопоставления коэффициентов отражения, полученных разными методами, обнаруживается, что в программе, реализованной в MatLab, они строятся по перепадам кривой АК и совпадают с границами пластов по литологии, чего сложнее добиться в программе Kingdom 7.4. Особенно хорошо это видно, когда в толще пород встречаются пласты углей, в которых скорость пробега волны существенно меньше. Коэффициенты отражения из программы Kingdom выгружаются во временном масштабе с равным шагом в 2 мс, что соответствует в среднем 3-5 м по глубине. Такой масштаб не обеспечивает требуемой детальности отражающих границ [4], т.к. в основном, мощность пластов углей составляет 0,7-2 м, редко больше. Таким образом, синтетические трассы, построенные в программе Kingdom, несмотря на высокие коэффициенты корреляции, являются недостоверными. Поэтому для одномерного моделирования более эффективно применять алгоритм, разработанный в MatLab.

**Заключение.** Восстановление формы сейсмического сигнала для продуктивных интервалов разреза является важным звеном интерпретационного процесса в сейсморазведке. Проведённые автором исследования позволили изучить точностные параметры разработанных разными авторами программных комплексов, доказать эффективность и надёжность программных средств, реализованных в MatLab и применять разработанный комплекс для производственного применения.

## Литература

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Москва "Мир", 1983. 391 с.
2. Гогоненков Г.Н. Расчёт и применение синтетических сейсмограмм. М.: Недра, 1972. 140 с.
3. Клаербоут. Дж.Ф. Теоретические основы обработки геофизической информации с приложением к разведке нефти. М.: Недра, 1981. 347 с.
4. Kurt J. Marfurt. Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar and elastic wave equations // Geophysics, 1984, Vol. 49, № 5. P. 533-549.

## **Особенности эндогенного излучения в местах кимберлитовых рудопроявлений**

Шахова Евгения Васильевна, к.ф.-м.н., научный сотрудник  
ФГБУН Институт экологических проблем Севера УрО РАН  
shahovaev@yandex.ru

### **Аннотация**

В работе представлены результаты распределения эндогенного излучения в районе кимберлитовой трубки. Исследования направлены на выявление фундаментальных особенностей алмазоносных кимберлитовых тел в волновых сейсмических полях с использованием разработанной ранее микросейсмической экспресс-методики.

### **Постановка задачи**

Ранее, на примере полевых работ в Архангельской области, показана возможность выявления слабоактивных разломов на платформенных территориях с помощью созданной экономичной, технологичной и экологически безопасной экспериментальной методики, направленной на выявление ослабленных зон и разрывных нарушений в осадочном чехле и верхах фундамента и оценки их микросейсмической активности [1]. В данной методике анализа микросейсм делается упор на динамические характеристики (частотный состав, вариации амплитуд). Методика основана на анализе записи в целом – без разделения ее визуальным интерпретатором на сигналы и фоновую части. Отделение информации от шума производится путем анализа степени когерентности частотных компонент излучения, приходящих с разных азимутов. Сейсмометрические наблюдения проводятся в одной точке одновременно тремя компонентами (двумя горизонтальными X, Y и вертикальной Z). Достоинствами метода являются чувствительность к практически любому, даже очень слабому излучению (слабее помех) и возможность выявления сигналов без резких фронтов вступления, т.е. имеющие плавное «включение».

Практическое использование предложенной экспресс-методики осуществлено на территории вблизи г. Архангельска, в результате чего было выявлено разрывное нарушение и проведена оценка геодинамической активности различных его участков [1].

Опыт выявления разрывных нарушений мы применили к объекту меньшего размера – кимберлитовой трубке. В качестве объекта исследования была выбрана ранее выделенная по наземной магнитной съемке и заверенная множеством скважин кимберлитовая трубка им. Ломоносова, которая входит в состав месторождения им. М.В. Ломоносова и относится к Золотицкому полю Архангельской алмазоносной провинции. Трубка представлена кимберлитами глиноземистой серии и приурочена к зоне глубинного разлома субмеридионального направления [2].

### **Эксперимент**

В ходе полевых работ замеры микросейсмических колебаний проводились вдоль профиля, расположенного вкрест простирания трубки им. Ломоносова, с выносом профилей за пределы исследуемого объекта на расстояния, превышающие размеры трубки (400×500 м) примерно в два раза (рис. 1). Профиль пересекал исследуемую трубку взрыва в субширотном направлении с шагом между пунктами замеров  $\approx 50$  м. Время регистрации микросейсмических колебаний в каждом пункте составляло 90 минут. Длина профиля около 2375 м.

В качестве опорной станции использовалась станция UGRA-54 с датчиком CM3-OC. Профиль был пройден станцией GSR-24 с датчиком CMG-40T.

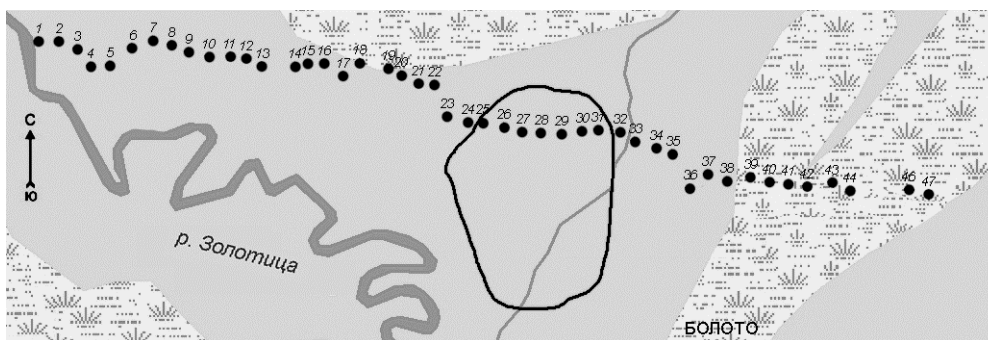


Рисунок 1 – Фрагмент топоосновы с контуром трубки им. Ломоносова и пунктами замеров микросейсм

### Алгоритм

Обработка микросейсм заключалась в расчете спектров мощности  $S_{ij}(f)$  для каждой из компонент регистрации ( $i, j = S-N, E-W, Z$ ) и функций когерентности  $k_{ij}(f)$  попарно для компонент для каждой точки измерения в частотном диапазоне от 0.5 до 20 Гц в скользящем временном окне  $k_{ij}(f) = |S_{ij}(f)| / (S_{ii}(f) \cdot S_{jj}(f))^{1/2}$ , где  $|S_{ij}(f)|$  – взаимный осредненный спектр,  $S_{ij}(f)$  – спектр мощности для каждой компоненты регистрации.

Последующая интерпретация основана на статистическом анализе значений функции когерентности, который позволяет получать аналог закона Гутенберга-Рихтера («графика повторяемости») для микросейсмических событий [1]. Для этого по каждой из точек профиля строится график повторяемости.

### Результаты и выводы

Осредненные по всем точкам, находящимся примерно западнее трубки (тт. 1-24), восточнее трубки (тт. 32-47) и внутри трубки (тт. 25-31), аналоги графика повторяемости представлены на рисунке 2.

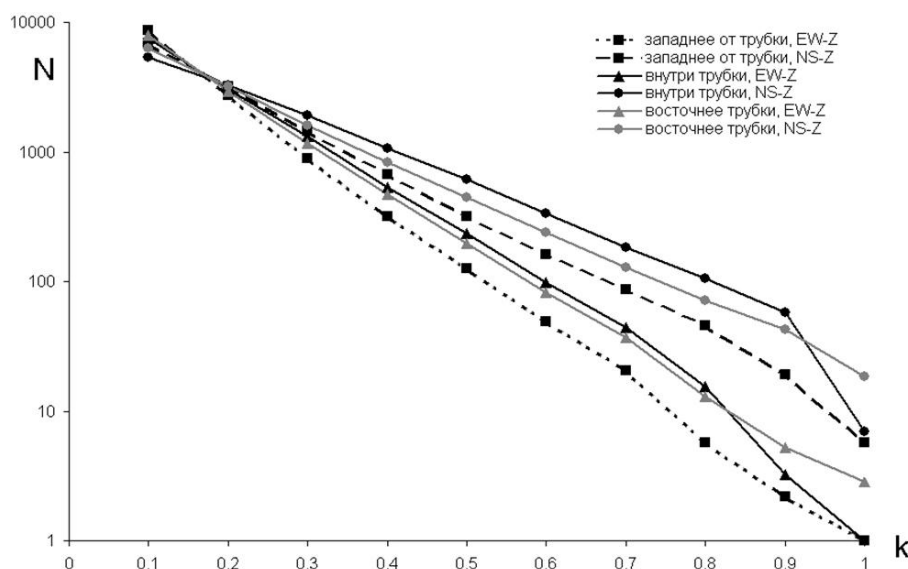


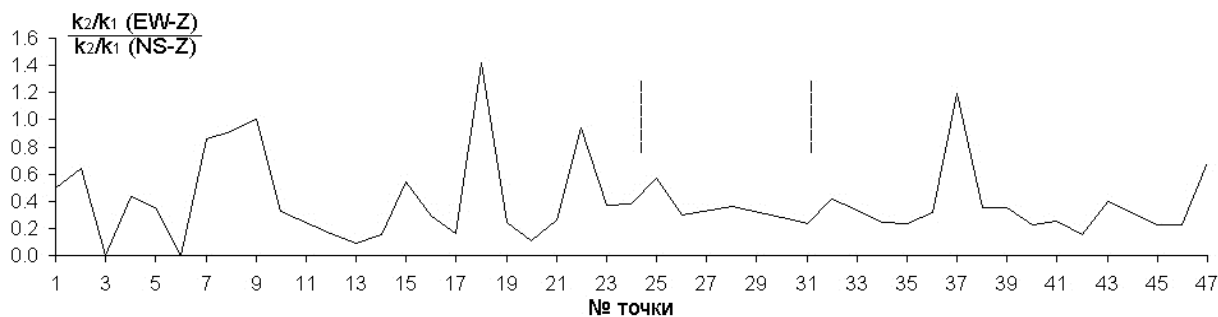
Рисунок 2 – Осредненные графики функции когерентности по точкам в трубке и вне её в меридиональном и широтном направлениях

Рассматривая каждую компоненту в отдельности, видно, что график функций когерентности точек внутри трубки лежит в центральной части выше, чем графики функций у точек вне трубки. Это говорит о том, что уровень эндогенного излучения (количество микрособытий) в трубке взрыва (в т.ч. на границе) больше, чем вне ее. Возможно, это объясняется тем, что микрособытия, генерируемые контактом кимберлитового тела и

вмещающей среды, излучаются как внутрь трубки, так и наружу. Как следствие, за счет геометрического расхождения фронта волны при распространении вне трубки, плотность энергии волн микрособытий снижается. Также следует отметить значительно больший уровень излучения в меридиональном направлении. Это возможно связано с тем, что оси разломов и трубки взрыва направлены преимущественно в широтном направлении.

В результате статистического анализа данных для дальнейшей характеристики микросейсмического излучения кимберлитовой трубки были выбраны два опорных значения на «графиках повторяемости» для каждой точки ( $k_1=0.3$  и  $k_2=0.6$ ) соответственно в широтном (EW-Z) и меридиональном (NS-Z) сечениях. По существу, полученные значения – это параметры интенсивности потоков эндогенного микросейсмического излучения. Для последующего анализа полученных данных было рассчитано отношение интенсивности потоков микроимпульсов в широтном и меридиональном направлениях. Из рисунка 3 видно, что для точек внутри трубки уровень излучения микроимпульсов уменьшается; вне трубки значения эндогенно излучения колеблются в значительно большем диапазоне. Из рисунка 3 также следует, что при переходе через границы трубки (тт. 24-25, 31-32) наблюдается небольшое увеличение интенсивности микроимпульсов.

Смена интенсивности излучения (поднятие графика) на рисунке 3 коррелирует с разломными структурами, которые выделяются по данным метода микросейсмического зондирования [3].



примерные границы трубки указаны вертикальной пунктирной линией  
 Рисунок 3 – Составной криволинейный профиль – отношение интенсивности потоков микроимпульсов в широтном и меридиональном направлениях

Применяя микросейсмические наблюдения только вдоль профиля, мы получили результаты, указывающие на возможность экспериментального выделения разломных зон, в которых находится данная кимберлитовая интрузия. Можно предположить, что микросейсмические измерения, направленные на выделение эндогенного сейсмического излучения над разрывными структурами подобного рода, будут более информативными, если заложить пространственную схему наблюдений.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта президента МК-6178.2012.5.*

#### Список литературы

1. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 132 с.
2. Еременко А.В., Ненахов В.М. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского университета. Геология, 2002. № 1. С. 36-42.
3. Данилов К.Б. Локация трубки взрыва по результатам микросейсмического зондирования / XII уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 62-66.

## Использование вертикального электрического зондирования в выявлении оползневых тел

Шушкова Анна Николаевна, аспирант  
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
annashushkova@rambler.ru

научные руководители – д.г.-м.н. Пыстин А.М., к.г.-м.н. Лютоев В.А.

Геофизические методы исследования играют большую роль в обосновании и проектировании индивидуального и промышленного строительства. Некоторые из них позволяют напрямую выявлять неблагоприятные природно-геологические условия формирования несущих свойств грунтов в процессе полевых работ. В частности, нами были исследованы несколько участков террас среднего течения р. Вычегды в районе с. Визябож с помощью метода электроразведки ВЭЗ на выявление оползневых тел. В результате, в пределах строительной площадки участка № 54 были выявлены два оползневых тела, образованных, скорее всего, в разное время.

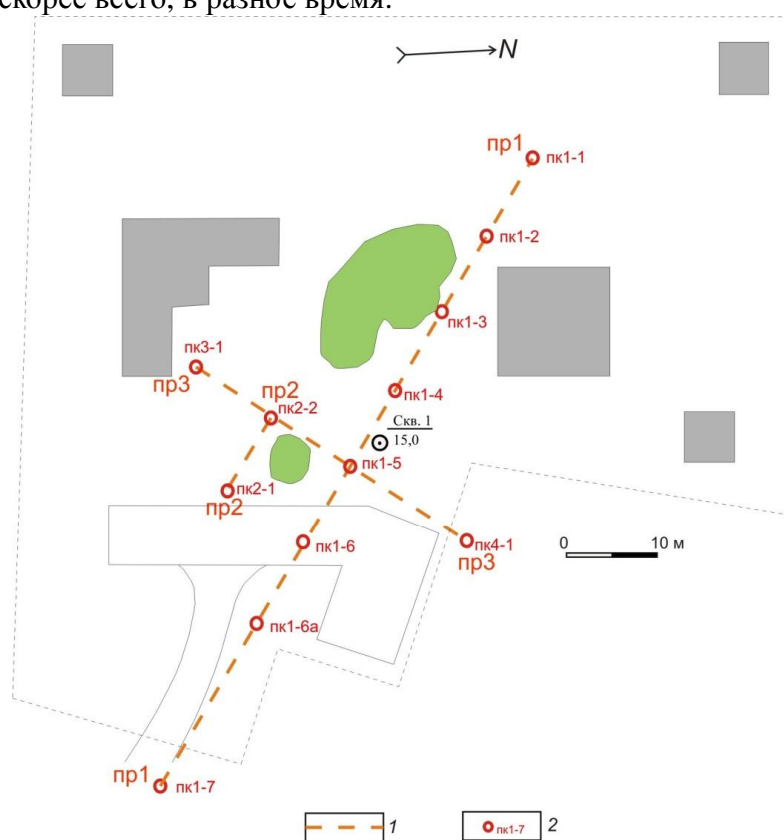


Рис. 1. Схема расположения профилей ВЭЗ с пикетами наблюдений на территории застройки  
1 - линия профиля, 2 - пикет измерений ВЭЗ  
⊙ - контрольная скважина

Электроразведочные работы были проведены в соответствии с требованиями инструкции по электроразведке и СНиП [1, 3] на площадке размером 30×70 м до глубины 15-20 метров (предполагаемая глубина нахождения зеркала скольжения оползневого тела). В системе наблюдений использовалась расстановка Шлюмберже с симметричным разносом токовых электродов. Замеры осуществлялись с помощью высокоточной цифровой электроразведочной аппаратуры «Электротест-С». Коэффициенты зонда рассчитывались в соответствии с формулой [1]:

$$K = \frac{\pi \cdot AM \cdot AN}{MN} \quad (1), \text{ где}$$



K-коэффициент зонда;

AM, AN – расстояния от токового электрода А до приемного М и N соответственно;

MN – расстояние между приемными электродами М и N.

Номера пикетов и профилей на площадке отражены на рисунке (рис. 1). Результаты расчетов были обработаны на базе IBM-PC с помощью программы IPI-2Win (ООО «ГЕОСКАН-М» г. Москва), которая позволила получить каротажные кривые обработки кривых кажущихся сопротивлений и как общий результат - геоэлектрические разрезы. Таким образом, были определены мощности пластов и их удельные электрические сопротивления -  $\rho_{п}$ . На основе полученных величин  $\rho_{п}$  было осуществлено литологическое наполнение геоэлектрического разреза. Итоги обработки приведены в таблице (см. табл. 1).

Таблица 1

Результаты количественной обработки кривых ВЭЗ

пк	Слои	Типы кривых	$\rho$ , Ом·м	h, м	d, м	Alt, м	Виды грунтов
Профиль 1							
1-1	3	Q	29	1.9	1.9	-1.9	Суглинки
			15.2	5.28	7.18	-7.18	Глины
			7.71				Суглинки водонасыщен.
1-2	3	Q	33.2	1.9	1.9	-1.1	Суглинки
			16.6	5.28	7.18	-6.38	Глины
			8.63				Суглинки водонасыщен.
1-3	3	Q	32.9	1.9	1.9	-0.6	Суглинки
			20.8	5.28	7.18	-5.88	Глины
			8.23				Суглинки водонасыщен.
1-4	3	Q	88	0.5	0.5	1.3	Супеси
			25.7	8.21	8.71	-6.91	Суглинки
			8.34				Суглинки водонасыщен.
1-5	3	Q	53.8	1.2	1.2	0.7	Супеси
			25.4	11.1	12.3	-10.4	Глины
			6.71				Суглинки водонасыщен.
1-6	3	Q	45.2	0.5	0.5	1.4	Супеси
			29.7	8.21	8.71	-6.81	Суглинки
			9.4				Суглинки водонасыщен.
1-6а	3	Q	36.7	3.69	3.69	-1.291	Супеси
			18.4	5.74	9.43	-7.032	Глины
			11.6				Суглинки водонасыщен.
1-7	3	Q	29.8	0.5	0.5	4.4	Суглинки
			41.9	4.48	4.98	-0.08	Супеси
			12.8				Суглинки водонасыщен.
Профиль 2							
2-2	3	Q	47.6	1.7	1.7	0.2	Супеси
			25.2	10.3	12.0	-10.14	Суглинки
			6.29				Суглинки водонасыщен.
2-1	3	Q	62.8	0.90	0.90	1.0	Супеси
			26.5	6.82	7.72	-5.82	Суглинки
			9.65				Суглинки водонасыщен.
Профиль 3							
3-1	5	НК	107	0.47	0.47	1.42	Пески
			23.3	1.37	1.85	0.05	Суглинки
			49.9	1.55	3.4	-1.5	Пески водонасыщен.
			15.7	7.09	10.5	-8.59	Глины

			11.0				Суглинки водонасыщен.
2-2	3	Q	47.6	1.7	1.7	-0.20	Супесь
			25.3	10.3	12.0	-10.14	Суглинки
			6.29				Суглинки водонасыщен.
1-5	3	Q	53.8	1.2	1.2	0.7	Пески, торф
			25.4	11.1	12.3	-10.36	Суглинки
			6.7				Суглинки водонасыщен.
4-1	5	HQ	67.2	0.51	0.51	1.59	Пески
			24.6	0.28	0.78	1.32	Суглинки
			69.6	0.40	1.18	0.92	Торф, пески
			25.5	6.65	7.82	-5.72	Суглинки
			11.5				Суглинки водонасыщен.

Таким образом, была получена информация о:

- электрической проводимости грунтов в геологическом разрезе;
- мощности пластов;
- литологическом содержании пластов (условное).

Что позволило установить поверхность зеркала скольжения и глубину нахождения оползневого тела (рис.2).

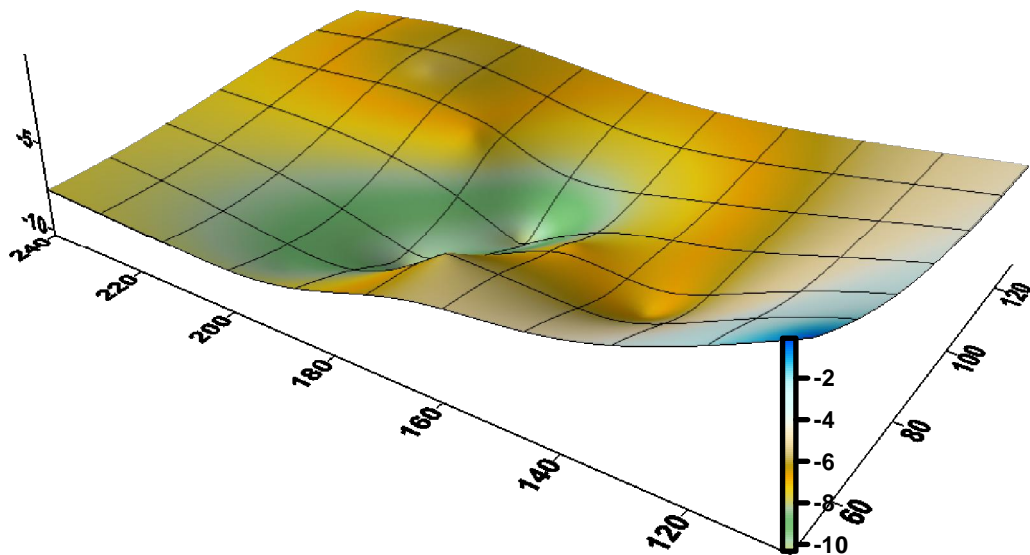


Рис.2. Поверхность зеркала скольжения оползневого тела, м

Оказалось, что зеркало скольжения оползневого тела в основном находится на глубине 6-8 метров, ближе к реке на глубине до 10 м. Оползневое тело состоит из двух частей.

Позже результаты электроразведки были проверены и подтверждены геологическими испытаниями и лабораторным исследованием: пробурена контрольная скважина (рис.1) и отобраны пробы грунтов. В результате, для строительной площадки участка № 54 с. Визябож было рекомендовано строительство малоэтажных жилых и нежилых помещений из дерева (до 2 этажей), имеющих меньшую массу по отношению к каменному материалу, что снизит гравитационное влияние на опасный участок берега реки.

*Автор благодарит за помощь в подготовке публикации к. г. – м. н. В. А. Лютюева.*

Литература:

1. СНиП 11-02-96. «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения».
2. СНиП 22-01-95 «Геофизика опасных природных воздействий».
3. РСН 64-87. Инженерные изыскания для строительства. Технические требования к производству геофизических работ. Электроразведка.

## Обоснование методики интерпретации данных ГИС (ТАВС) в нижнемеловых терригенных отложениях Чеченской Республики

Эзирбаев Тимур Борисович ассистент  
Грозненский государственный нефтяной технический университет, Грозный  
timersno@mail.ru  
научный руководитель – к.т.н. Афанасьев С.В.

**Аннотация.** В статье дается краткое описание методики ТАВС, дается обоснование применимости данной методики применительно к нижнемеловым терригенным отложениям, приводятся данные практического применения описываемой методики. Рассмотрены ограничения ранее использовавшихся методик интерпретации и преимущества данной.

Новизна методики ТАВС по сравнению с существующими методиками, рассмотренными в действующих нормативных документах, заключается в том, что в ней, помимо рассмотрения теоретических аспектов различных приемов и способов интерпретации исходной геолого-геофизической информации, даны четкие рекомендации и вычислительные схемы по практической системной реализации этих приемов и способов в вычислительной системе, включая как процедуры обработки, так и процедуры контроля достоверности определения геологических характеристик пород в изучаемом разрезе. Описание методики ТАВС рассматривается как с позиции методического обеспечения интерпретации данных ГИС, так и с позиций информатики и вычислительной техники [5].

При обработке данных ГИС в вычислительной системе применяется метод интерпретационного моделирования, обеспечивающий многовариантное определение свойств пород с оценкой достоверности найденных геологических характеристик разреза на основе автоматизированного использования данных керна, результатов испытаний, материалов пробной или текущей эксплуатации на дату проведения каротажа в каждой скважине.

В данной работе рассмотрены принципы использования методики ТАВС при определении подсчетных параметров продуктивных коллекторов в терригенном комплексе пород Терско-Сунженской нефтегазоносной области (ТСНО).

Для определения физических свойств терригенных отложений нижнего мела по данным ГИС необходимо использовать систему петрофизических моделей, в которой должны учитываться особенности (содержание алевритовой фракции и трещиноватость уплотненных терригенных пород) изменения свойств терригенных отложений и их нефтенасыщения.

При обосновании системы петрофизического обеспечения для отложений нижнего мела на различных месторождениях ТСНО были приняты во внимание ряд факторов:

1. В подавляющем большинстве скважин имеются данные электрометрии (ИК, БК, ПЗ, БКЗ), ПС, ГК и НГК, АК, кавернометрии, необходимые для изучения свойств пород см. п. 2.4.1. Все данные каротажа были зарегистрированы аппаратурой, разработанной в 1970-х годах.

2. Исследования керна в подавляющем большинстве случаев выполнены путем определения стандартного набора физических свойств пород: пористость, абсолютная проницаемость по воздуху, связанная водонасыщенность методом центрифугирования, объемная плотность, удельное электрическое сопротивление, замеренное при атмосферных и пластовых условиях при полном и частичном водонасыщении образцов водой с минерализацией около 80 г/л. На ограниченной коллекции кернов выполнены исследования гранулометрии. Имеются описания небольшой коллекции шлифов. На специальной коллекции кернов были сформированы песчаная, алевритовая и глинистая фракции и на этих фракциях были произведены измерения естественной гамма активности и емкости катионного обмена. Данные исследования капилляриметрии отсутствуют.

3. Сравнительный анализ значений параметров по керну, отобранному из различных месторождений, показал, что на графиках сопоставления параметров, например, пористости, проницаемости на рис. 1, или относительного сопротивления и пористости на рис. 2, при сохранении единой закономерности взаимосвязи параметров наблюдается широкий разброс точек, который делает неопределенным установление стохастических связей, которые обычно применяются при традиционных подходах к интерпретации данных ГИС.

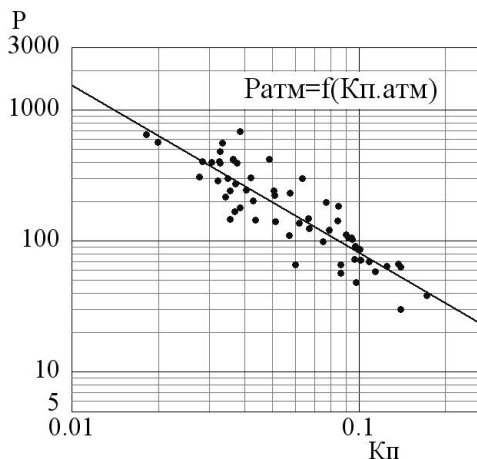


Рис. 2. Графики зависимостей  $P = f(K_n)$

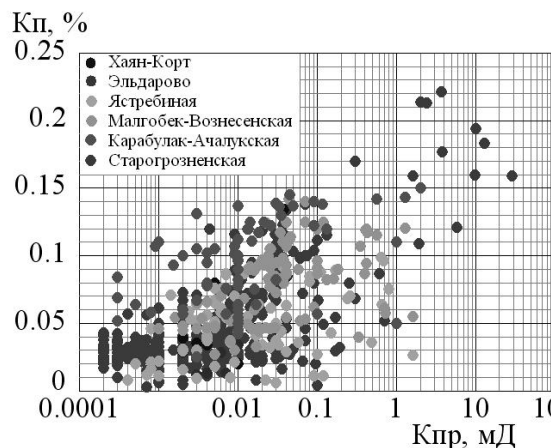


Рис. 1. Сопоставление пористости абсолютной проницаемости пород

Значительный разброс точек на корреляционных связях отражает закономерные и существенные изменения свойств пород нижнего мела, залегающих на различных глубинах в пределах ТСНО. В связи с изложенным, сделан вывод, что при обосновании петрофизических моделей интерпретации данных ГИС необходимо использовать иной подход к определению связей по сравнению с построением стохастических зависимостей типа “кern-кern”, “кern-ГИС”. Такой подход был разработан и применен авторами методики ТАВС.

В качестве базы при выполнении исследований была использована система петрофизических моделей, разработанная В.С. Афанасьевым, и С.В. Афанасьевым, [1,2].

В основе системы петрофизических моделей лежит трехкомпонентная модель песчано-алеврито-глинистой породы. В соответствии с этой моделью терригенная порода состоит из структурного каркаса и порового пространства. Структурный каркас сложен песчаной, алевритовой и глинистой фракциями, карбонатным цементом, обломками первичных пород и различными прочими минералами.

Для трехкомпонентной модели терригенной породы обоснована система петрофизических уравнений, описывающая физические свойства пород и показания методов ГИС как функцию петрофизических характеристик пород и их флюидального насыщения с учетом термобарических условий залегания пород в разрезе.

В основе создания системы обобщенных петрофизических моделей лежит представление о том, что терригенные отложения в целом характеризуются общими базовыми петрофизическими закономерностями. Они формируют физические свойства конкретных песчано-алеврито-глинистых отложений в зависимости от сложившегося фактического структурно-минералогического состава скелета породы (структурного каркаса породы), настоящей по времени гидрогеологической и термодинамической обстановки залегания пород и фактического текущего нефтегазонасыщения пород-коллекторов.

При разработке петрофизических моделей интерпретации данных ГИС для терригенных пород был выполнен комплексный анализ теоретических и экспериментальных петрофизических исследований, проведенных многими учеными России и других стран, и проведены специальные исследования.

Автор статьи совместно с научным руководителем С.В. Афанасьевым выполнил исследования по адаптации системы петрофизических моделей в геологических условиях альб-аптских пород нижнего мела [4] и применения методики ТАВС для интерпретации данных ГИС на месторождениях ТСНО [6].

Для определения влияния адсорбционного эффекта на физические свойства породы используется параметр, определяющий электрический заряд поровых каналов, формируемый частицами, слагающими скелет породы и выраженный в форме емкости катионного обмена породы  $Q$ , моль/л, определяемой в единицах, эквивалентных величине концентрации ионов в электролите, насыщающем поровое пространство породы.

Модель естественной радиоактивности учитывает вклад в показания кривой ГК песчаной, алевритовой и глинистой структурных компонент скелета породы. Она впервые была обоснована В.С. Афанасьевым, В.Ю. Терентьевым и Г.А. Шнурманом [3].

На основе обобщения данных петрофизических исследований по многим геологическим объектам разработана модель для оценки содержания в породе остаточной воды. Абсолютная проницаемость терригенной породы рассчитывается по теоретической модели  $K_{пр} = f(K_n, K_{в.св})$ , разработанной на основе использования уравнения Козени и выражения его с учетом доли связанной воды в породе  $K_{в.св}$ , представленного В.Н. Кобрановой.

Исходя из полученных результатов можно с уверенностью говорить что, интерпретация результатов ГИС полученных в терригенных отложениях ТСНО в среде GINTEL, по методике ТАВС дает достоверную информацию для определения геологических характеристик и нефтегазонасыщенности изучаемых отложений.

Исследования выполнены при поддержке коллектива специалистов ООО «Геоинформационные технологии и системы» г. Москва. Автор выражает свою благодарность научному руководителю к.т.н. Афанасьеву Сергею Витальевичу

## Литература:

1. Афанасьев В.С., Афанасьев С.В., Афанасьев А.В. Способ определения геологических свойств терригенной породы в около скважинном пространстве по данным геофизических исследований разрезов скважин, - Патент РФ № 2219337, 2003 г.
2. Афанасьев А.В., Афанасьев В.С. Разработка петрофизического обеспечения интерпретации данных ГИС в терригенном разрезе на основе учета адсорбционной деформации. - В сб. Международной конференции “Петрофизика: современное состояние, проблемы, перспективы”. М. 27-28.05.2010 г., с. 110.
3. Афанасьев В.С., Шнурман Г.А., Терентьев В.Ю. Методика оценки пористости и компонентного состава песчано-алеврито-глинистых пород по промыслово-геофизическим данным. В сб.: “Нефтепромысловая геофизика”, тр. БашНИПИнефть, вып. 5, Уфа, 1975, с. 88-94.
4. Афанасьев В.С. Хасанов М.А. Эзирбаев Т.Б. Обоснование модели электропроводности для аптских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области, - г. Москва: Всероссийский научно-исследовательский институт организации, управления и экономики нефтегазовой промышленности, Автоматизация, телемеханизация и связь в нефтяной промышленности. №8, М., ОАО «ВНИИОЕНГ», 2011г, с. 41-43.
5. Методика автоматизированного восстановления свойств пород в терригенном разрезе по данным ГИС в системе Gintel (Методика ТАВС). Под редакцией В.С. Афанасьева и С.В. Афанасьева. – Москва: ООО “Геоинформационные
6. Хасанов М.А., Эзирбаев Т.Б. Петрофизические характеристики терригенных нижнемеловых продуктивных коллекторов Терско-Сунженской нефтегазоносной области как основа интерпретации данных ГИС. НТВ “Каротажник”. Тверь: АИС. 2009. № 8 (185).

## Новые регистрируемые типы немонотонных переходных процессов в ЗМПП (зондирования методом переходных процессов)

Яхина Ирина Айратовна, младший научный сотрудник  
ИГф УрО РАН  
yahina-gfs@yandex.ru

Широкое применение метода ЗМПП с совмещенными или однопетлевыми установками на Южном Урале, начиная с 1963 г. (Родионовым А.Н. и Виноградовым А.М. [1], Сидоровым В.А. и Скурихиным А.Д.), выявило зарегистрированные необычные формы переходных процессов, имеющие переходы через нулевые значения и в последующем отрицательные спады. Большую роль в обнаружении аналогичных и более сложных процессов сыграли наблюдения, выполненные позже сотрудниками ВНИИГИС в Якутии.

Принципиальный подход к объяснению отрицательных переходных процессов влиянием поляризационных свойств среды содержится в работе Журавлевой Р.Б., Гавриловой И.Э. [2]. Более детальному изучению этого явления посвящены последующие работы Г.В. Астраханцева, И.З. Гавриловой, В.П. Губатенко, Р.Б. Журавлевой, Г.А. Исаева, В.В. Кормильцева, С.С. Крылова, А.В. Куликова, А.Н. Мезенцева, Н.Г. Полетаевой, А.А. Рыжова, В.А. Сидорова, В.М. Тимофеева, С.М. Шейнмана, Е.А. Шемякина, А.М. Яхина, Т. Lee, Р. Weidelt, G.F. West и других российских и зарубежных ученых. В.П. Губатенко и В.В. Тикшаев в работе [3] показали, что над любой недиспергирующей средой переходные процессы в совмещенных установках должны иметь строго монотонный спад. Изменение знака процесса может быть вызвано только поляризуемостью среды. Таким образом, проявилась особая роль совмещенных установок при выявлении отрицательных переходных процессов, так как простым способом, по нарушению монотонности спада или его производных, удается выявить влияние поляризуемости.

Совмещенными установками при работах ЗМПП были надежно зарегистрированы аномальные переходные процессы следующих типов: отрицательные (спад в отрицательной области, спад в положительной области), осциллирующие, двойные переходы через «0», немонотонный спад в положительной области и с изменением знака производной и др. Все эти процессы, неинтерпретируемые в рамках классической теории электродинамики связаны с индукционным влиянием вызванной поляризации или поляризуемостью среды. Немонотонный спад ЭДС от времени является следствием явления низкочастотной дисперсии, т. е. зависимости удельной электропроводности от частоты наведенного электромагнитного поля.

Развитие и расширение работ ЗМПП с совмещенными установками, в том числе при прямых поисках рудных объектов, подтвердили существование и выявили новые примеры надежной регистрации сложных форм переходных процессов (рис. 1, 2, 3, 4). В 2007 году при проведении работ в Челябинской области на предмет поиска медно-колчеданных руд на Сабановском участке были зарегистрированы практически все сложные типы немонотонных переходных процессов: отрицательные (со сменой знака сигнала), немонотонные (спад в положительной области), осциллирующие.

Существующий способ изучения влияния поляризуемости среды на индукционные переходные процессы (ИПП) путем замены удельной электропроводности среды в частотной области на комплексную частотно-зависимую электропроводность позволяет объяснить так называемые «отрицательные» процессы для однородных сред. Дальнейшее развитие этого способа показало наличие больших затруднений в его применении к изучению более сложных моделей сред (горизонтально-слоистый разрез, радиально-неоднородный разрез и т.д.), поэтому требуется создание новых способов оценки влияния поляризуемости на ИПП.

Выяснение природы немонотонных переходных процессов, разработка на этой основе новых способов интерпретации и методик полевых работ является актуальной задачей для дальнейшего совершенствования метода ЗМПП.

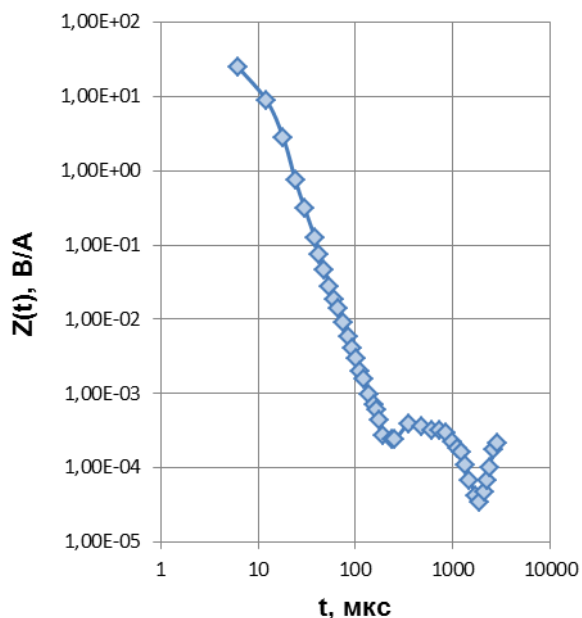


Рис. 1. Пример регистрации немонотонного переходного процесса над осадочным карбонатным разрезом, Пермский край (L=50 м).

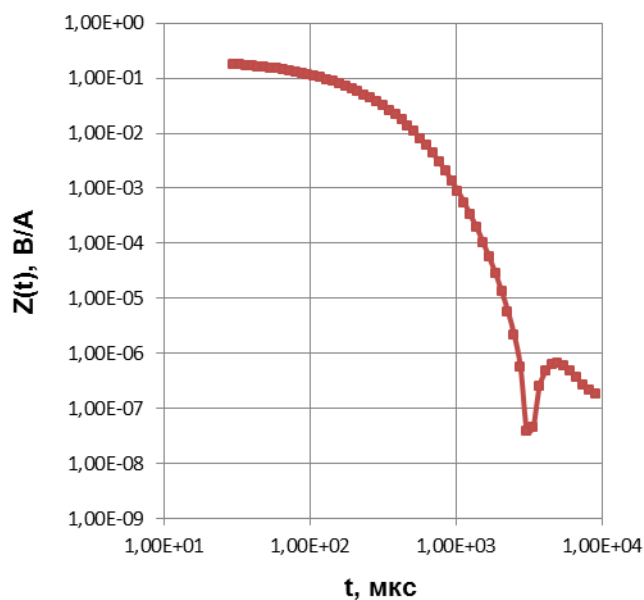


Рис. 2. Пример регистрации немонотонного переходного процесса над рудным разрезом, Челябинская область, Сабановский участок (L=200 м).

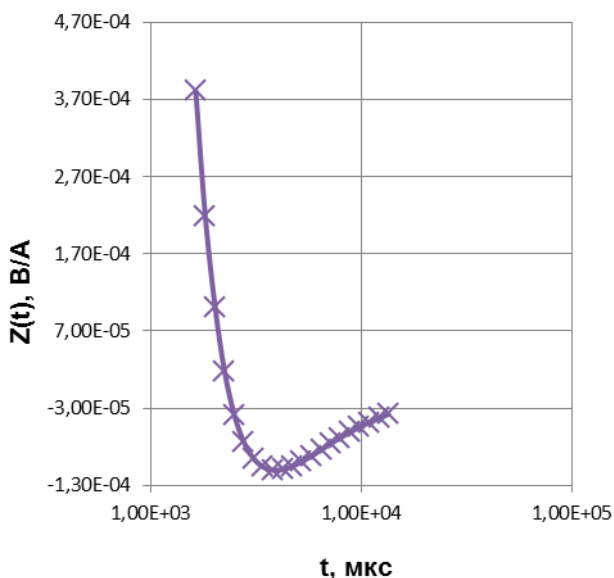


Рис. 3. Пример регистрации немонотонного отрицательного переходного процесса над рудным разрезом, Челябинская область, Сабановский участок (L=600 м).

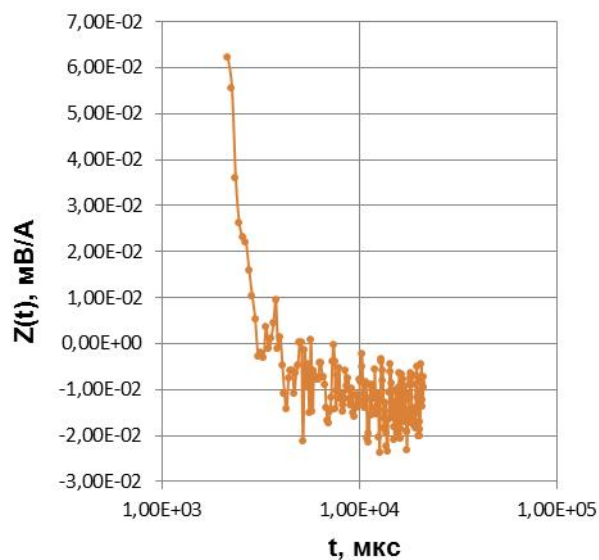


Рис. 4. Пример регистрации немонотонного осциллирующего переходного процесса над рудным разрезом, Челябинская область, Сабановский участок (L=600 м).

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ориентированных фундаментальных исследований УрО РАН (проект 11-55-13-Недра).*

#### Литература

1. Родионов А.Н. Исследования методом переходных процессов при поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале / А.Н. Родионов, А.М. Виноградов // Разведка и охрана недр. – 1973. – №11. – С. 33-38.
2. Журавлева Р.Б. О становлении электрического поля в поляризующихся средах/ Р.Б. Журавлева, И.Э. Гаврилова // Методы изучения поляризации горных пород переменным током. – Свердловск, УНЦ АН СССР. – 1974. – С. 26-30.
3. Губатенко В.П. Об изменении знака электродвижущей силы индукции в методе становления электромагнитного поля / В.П. Губатенко, В.В. Тикшаев – Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – 3. – С. 95-99.

## Повышение контрастности переходных процессов при выделении индукционной и поляризационной составляющих процесса становления поля

Яхина Ирина Айратовна, младший научный сотрудник  
ИГф УрО РАН  
yahina-gfs@yandex.ru

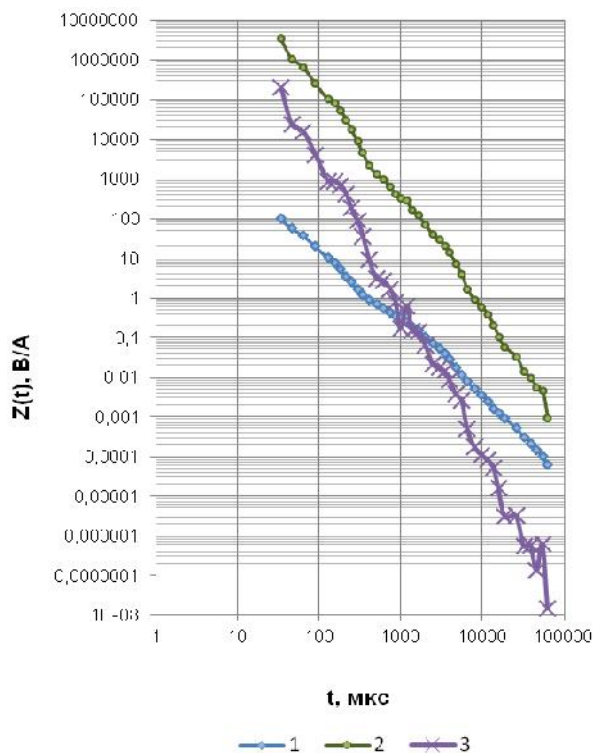


Рис. 1. Пример измеренного сигнала и его производные ( $L=1000$  м): 1 – сглаженная кривая сигнала, 2 – первая производная сигнала, 3 – вторая производная сигнала.

Высокой разрешенности зондирований методом переходных процессов (ЗМПП) способствует наличие индукционно вызванной поляризации (ВПИ) или низкочастотной дисперсии (НЧД) в полифазных породах, особенно с углеводородным насыщением. Благодаря наличию ВПИ удается выделять слабоконтрастные слои, ранее усредняемые при интерпретации из-за малости их вклада в суммарную продольную проводимость. На рис. 1 приведен пример измеренного сигнала и его производные (нефтеносный разрез, Ерыклинский участок, Ромашкинское месторождение в республике Татарстан). Явное проявление ВПИ в форме перехода к отрицательным процессам отсутствует, однако наблюдается нарушение монотонности в спаде производных, что указывает на влияние поляризуемости отдельных интервалов разреза. Нарушение спада производных сигнала является следствием скрытого влияния ВПИ. Поэтому актуальным является возможность исследования и выявления ВПИ в диапазоне регистрации

электродинамических процессов, не проявляющихся в явном виде, т. е. замаскированных в определенном режиме наблюдений, но имеющих немонотонность спада первой, второй и последующих производных сигнала.

Возможность повышения контрастности переходных процессов при выделении поляризационной составляющей или локальной неоднородности – является важным направлением исследований при решении практических задач. При проведении многомерных зондирований (МРЗ) совмещенными установками регистрируемый сигнал можно разделить на индукционную и поляризационную составляющие, если привести результаты измерений (сигналы) с разных размеров установок к одному – оптимальному по глубинности.

Все отдельные кривые ЭДС в приемной петле приводят к общему уровню, к одному размеру петли. При отсутствии ВПИ и резкой горизонтальной неоднородности разреза, все кривые должны совпадать. Необходимое условие МРЗ – установки с меньшим размером должны располагаться в пределах больших установок и зондирования должны проводиться в одном временном диапазоне. Таким образом, возможно качественно и количественно оценить сигнал становления поля, выявить в нем поляризационную составляющую.

Анализ исследований становления поля над проводящей плоскостью позволяет получить новые эффективные способы приведения результатов МРЗ. Результаты измерений ЭДС с контура большего размера пересчитывают к контуру меньшего размера по аналитической формуле:



$$Z_{L_2} = Z_{L_1} \frac{F\left(\frac{L_1}{L_2} \cdot k_1\right)}{F(k_1)}, \quad (1)$$

где  $Z_{L_1}$  – сигнал с установки  $L_1$ , который приводят к сигналу с установки  $L_2$ , В/А;  $Z_{L_2}$  – измеренный сигнал, к которому приводят результаты измерений с установки  $L_1$  В/А;  $k$  – безразмерный параметр, изменяющийся от 0 до бесконечности.

$$F(k) = \frac{4k}{\pi} \left( -\frac{1}{k} + \frac{1}{\sqrt{k^2 + 1}} + \frac{\sqrt{1+k^2}}{k^2} - \frac{\sqrt{2+k^2}}{k^2 + 1} \right)$$

Безразмерный параметр  $k$  рассчитывают из уравнения [2, 3]:

$$\varphi(t) = \varphi(k)$$

Значения ЭДС, полученные по формуле (1), сравнивают с измеренными значениями ЭДС, при совпадении указанных сигналов делают вывод об отсутствии индукционно вызванной поляризации, а при отсутствии совпадения – о ее наличии. На рис. 2 приведен пример приведения сигналов для однородного проводящего полупространства (ОПП) при различных размерах петли по (1). Из рисунка видно, что приведенные значения полностью совпадают на всем временном интервале измерений сигналов.

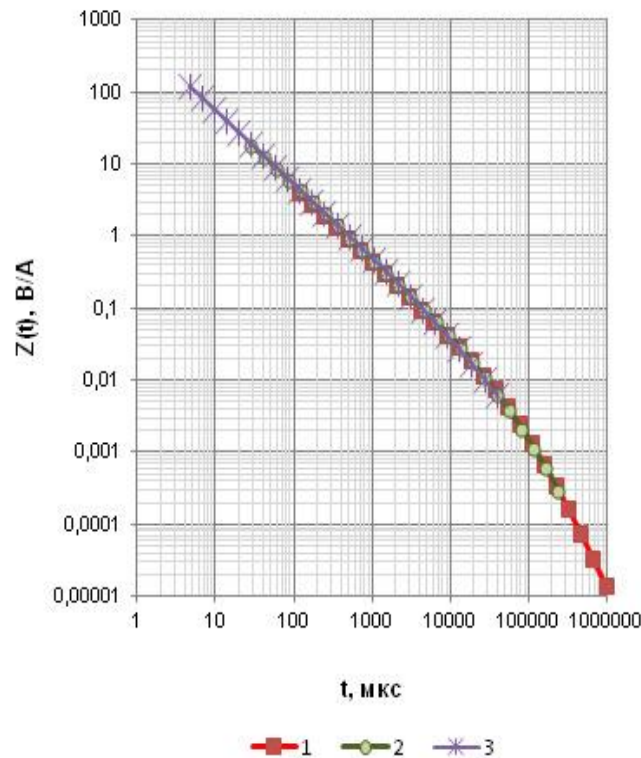


Рис. 2. Результаты приведения измерений сигналов  $Z(t)$  многоразмерных зондирований над однородным полупространством к одному размеру установки, используя аналитическую формулу приведения: 1 – приведенные результаты измерений с  $L=500$  м к  $L=1000$  м; 2 – приведенные результаты измерений с  $L=250$  м к  $L=1000$  м; 3 – приведенные результаты измерений с  $L=100$  м к  $L=1000$  м.

На основании анализа характерных признаков, проявляющихся при приведении сигналов, возможно на практическом материале показать возможность выявления поляризационных процессов. На рис. 3, 4 на примере Ерыклинского участка Ромашкинского месторождения показана возможность приведения сигналов многоразмерных зондирований по аналитической формуле (1). По рисунку отчетливо

прослеживаются интервалы несовпадения двух сигналов, что говорит о влиянии индукционно вызванной поляризации.

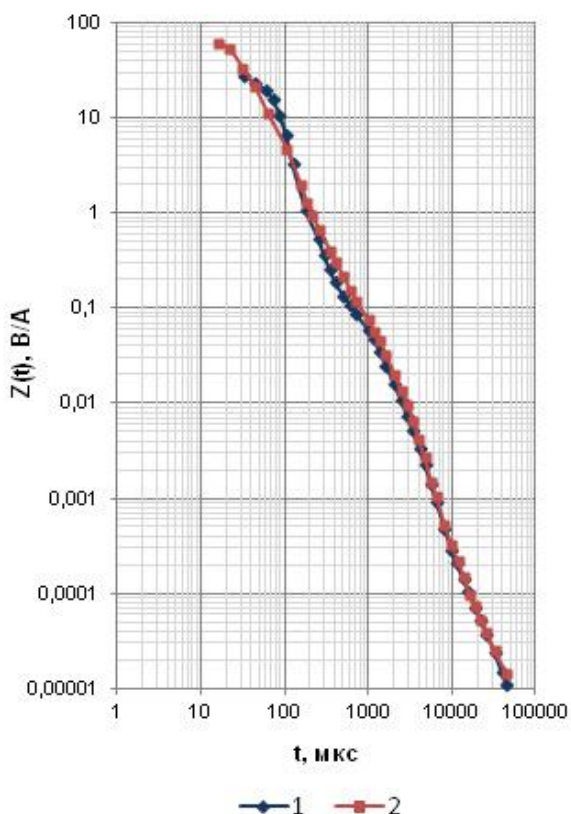


Рис. 3. Результаты приведения для плоскостойкого разреза, используя аналитическую формулу приведения ( $L=1000$  м): 1 – приведенные значения сигнала  $Z(t)$  с установкой  $L=1000$  м к  $L=500$  м; 2 – измеренные значения сигнала с установкой  $L=500$  м.

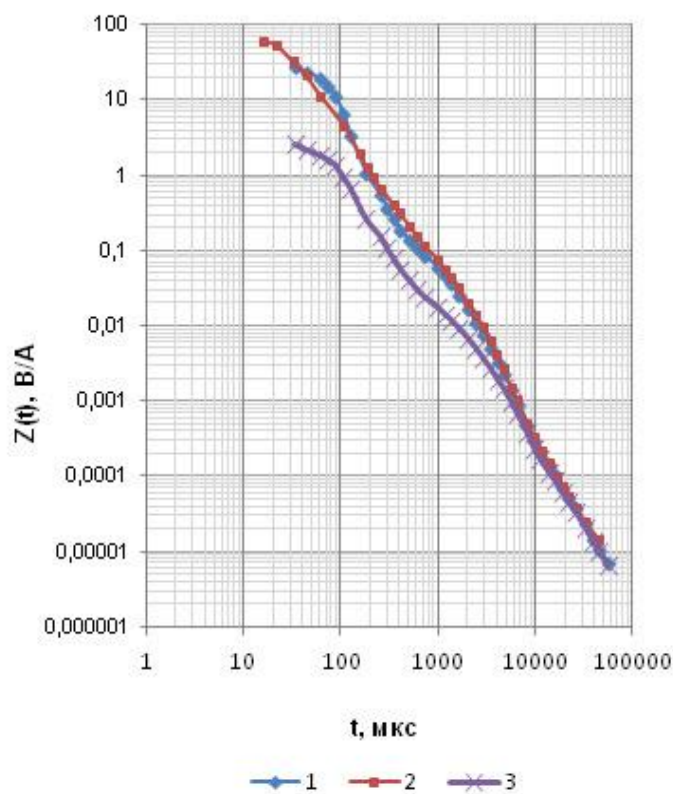


Рис. 4. Результаты приведения для плоскостойкого разреза, используя аналитическую формулу приведения ( $L=500$  м): 1 – приведенные значения сигнала  $Z(t)$  с установкой  $L=1000$  м к  $L=500$  м; 2 – измеренные значения сигнала с установкой  $L=500$  м; 4 – приведение по закономерности  $L^4$  (по В.А. Сидорову).

*Исследования выполнены при финансовой поддержке УрО РАН проект № 10-5-07-НИАП и 09-Т-5-1007.*

#### Литература

1. Способ геоэлектроразведки. А.с. №1125579 (СССР). Бюлл. Изобр. №43, 1984. (А.А. Молчанов, С.И. Митюхин, Б.Б. Трусевич, Б.В. Бучарский, В.А. Сидоров, А.К. Ткаченко, Ю.В. Николаев, В.А. Ключников, А.М. Яхин).
2. Яхин А.М. О функции глубинности при интерпретации результатов ЗСБ методом кажущейся продольной проводимости / А.М. Яхин, И.А. Яхина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – С. 306-308.
3. Яхина И.А. Некоторые полезные экстремумы в зондированиях методом переходных процессов (ЗМПП) / И.А. Яхина // Изв. ВУЗов. «Геология и разведка». – 2011. – №3. – С. 70-75.

## ЛЕКЦИИ

### Тестирование региональных тектонических моделей с помощью метода "датирования детритных цирконов" (на примере Урало–Тимано-Печорского региона)

Кузнецов Н.Б.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, kouzникbor@mail.ru;

<sup>2</sup> Российский Университет Дружбы Народов (кафедра МПИ им. В.М.Крейтера), Москва

Нет сомнений в том, что видовой состав минералов терригенной составляющей обломочных пород, а также изотопный возраст этих минералов являются отражением валового состава и возраста комплексов, слагающих области (питающие провинции), за счет размыва которых сформировались обломочные породы. В частности, детритные цирконы (далее для краткости – *dZr*) из обломочных пород являются индикатором питающей провинции (области эрозии), несущим информацию об её геологической истории. Это обусловлено тем, что циркон образуется в различных эндогенных условиях и является типичным аксессуарным минералом большинства изверженных и метаморфических пород. При этом изотопно-геохронологические характеристики циркона несут информацию о времени проявления магматических и метаморфических петрогенетических процессов, которые являются отражением соответствующих геотектонических событий. Цирконы обладают еще одной замечательной характеристикой – хорошо сохраняют особенности своего состава в гипергенных обстановках, т.е. по существу цирконы не претерпевают существенных изменений при выветривании материнских пород, их физическом разрушении, транспортировке и переотложении продуктов этого разрушения, а также при диагенезе вновь образованных осадков и формирования из них осадочных пород. Способность цирконов хорошо сохраняться в гипергенных условиях дает принципиальную возможность получать информацию о весьма удаленных источниках сноса, расположенных на расстояниях в тысячи километров от области седиментации. То есть *dZr* из обломочных пород являются индикаторами питающей провинции, продукты разрушения которых, после их переноса, переотложения и диагенеза, образовали эти обломочные породы.

Продолжающаяся научно-техническая революция, в числе прочего, обусловила и стимулировала бурное развитие лабораторной техники, а также существенное усовершенствование аналитических методик и процедур (в том числе применение методов масс-спектроскопического изучения). Благодаря этому в самые последние десятилетия появилась возможность получать сведения о химическом составе и изотопных отношениях *in situ* в микроскопических количествах вещества. Так, благодаря тому, что были разработаны многочисленные методы и методики (TIMS, SIMS, SHRIMP, LA-ISP-MS и проч.) изучения U/Pb-изотопной системы в локальных объёмах вещества, появилась недоступная ранее возможность датирования не только единичных зерен минералов (чаще всего цирконов), но даже и их отдельных участков – зон. Удешевление и, как следствие этого, все большая доступность этих методов для широкого круга геологов дало возможность проводить массовое датирование *dZr*, извлеченных из терригенных пород. При этом на основе статистической обработки результатов массового датирования *dZr* стало возможным проводить стратиграфические исследования, региональные и межрегиональные стратиграфические корреляции, палеогеографические и палеотектонические построения, а также тестировать модели тектонической эволюции регионов. В настоящее время количество публикаций с результатами применения метода датирования *dZr* во всем мире лавинообразно нарастает. В последние годы появились подобные работы, касающиеся комплексов и структур, расположенных на территории России [Кузнецов и др., 2009, 2010; Купцова и др., 2011; Маслов и др., 2011; Орлов и др., 2011; Соболева и др., 2012; Kuznetsov et al., 2010; Prokoriev et al., 2008 и др.].

Очевидно, что проведение таких высокотехнологичных и высокочувствительных исследований возможно лишь довольно крупными коллективами исследователей разного профиля – полевыми геологами, тектонистами, литологами, стратиграфами, петрологами,

изотопными геохимиками, геохронологами. В предлагаемой лекции приведены результаты датирования **dZr** из некоторых позднедокембрийских и палеозойских слоистых комплексов Западного Урала и Тимано-Печорского региона, а также материалы, касающиеся сравнительного рассмотрения и статистической обработки этих результатов. На разных этапах исследования в нем принимали участие кроме автора лекции также А.А.Соболева и О.В.Удоротина (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар), Е.Л.Миллер (Стэнфордский у-т, Калифорния, США), Дж.Е.Герелс (Аризонский у-т, Тусон, Аризона, США), Т.В.Романюк (ИФЗ РАН, Москва), которые являются полноценными соавторами этого исследования.

Мы датировали **dZr**, извлеченные из песчаников, участвующих в сложении позднерифейской [Оловянишников, 1998] джежимской свиты увала Джежим-Парма (Южный Тиман) [Кузнецов и др., 2010; Kuznetsov et al., 2010], а также палеозойских толщ, распространенных в пределах Полярного сегмента Западно-Уральской мегазоны. В частности, были опробованы: манитанырдская (U07) серия и погурейская (U06) свита (верхи кембрия – низы ордовика [Государственная ..., 2005]), шервошская (09-128) (верхи эмса – низы эйфеля [Государственная ..., 2005]), яйюская (U04) (визэ – верхний карбон [Государственная ..., 2005, Салдин, 2005]), кечпельская (U01) (верхний карбон – ассель [Салдин, 2005]) и гусихинская (U20A) (арт [Государственная..., 2005, Салдин, 2005]) свиты. Всего из этих проб датировано 622 **dZr**. Из них лишь 386 датировки, т.е. почти 62 % (здесь и далее речь идет о доле по отношению к общему количеству датированных **dZr**) характеризуются приемлемой ( $D \leq 10\%$ ) для подобных исследований дискордатностью  $D$  ( $D = \{[\text{age}({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) / \text{age}({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})] - 1\} * 100$ ).

Результаты датирования **dZr** и возраста цирконов из кристаллических комплексов, участвующих в строении реликтов орогена Протоуралид-Тиманид, показаны в виде гистограмм в левой части Рисунка. В правой части Рисунка приведена последовательная серия схематических профилей литосферного масштаба и схематических палео-тектонических реконструкций, представляющая собой "календарь тектонических событий" с акцентом на события в пределах Урало-Тимано-Печорского региона. Пятиконечными и многоконечными звездами на профилях и палео-тектонических реконструкциях показаны позиции (положения) изученных комплексов (проб), характер распределения возрастов цирконов из которых показан на соответствующих гистограммах в левой части рисунка "столбиками" и красными линиями ("probability density plot").

Для джежимской свиты результаты датирования 51 зерна (>83%) показаны на гистогр.1. Для манитанырдской (U07) серия и погурейской (U06) свиты (142 датировки или (>78%) распределения возрастов показаны на гистогр.3 (для этих проб результаты рассматриваются совместно, т.к. статистический тест Колмогорова-Смирнова (**KS-тест**) показал [Соболева и др., 2012], что наборы возрастов из них статистически не различаются – значение "**p**" = 0.710 при минимальном пороговом значении 0,050). Из пробы 09-128 датировано 91 **dZr**, из которых только для одного зерна  $D \leq 10\%$  (гистогр.4). Из пробы U04 датировано 96 **dZr**. Из них только у 23 зерен или всего у ~24% изученных зерен  $D \leq 10\%$  (гистогр.5). Для пробы U01 (42 датировки или >45%) результаты показаны на гистогр.6, а для пробы U20A (37 датировок или >38%) – на гистогр.7. Полученные результаты, а также специально привлеченные некоторые другие геохронологические материалы позволили нам протестировать представления о позднедокембрийской и палеозойской тектонической эволюции Западного Урала и Тимано-Печорского региона. Наиболее современные и, как нам представляется, внутренне непротиворечивые представления о строении протоуралид-тиманид, слагающих фундамент Западно-Уральской мегазоны, а также собственно уралид этой части Уральского покровно-складчатого пояса, изложены в работах [Kuznetsov et al, 2010 и ссылки в этой там] и [Пучков, 2010 и ссылки там], соответственно.

В работах [Kuznetsov et al, 2010 и др.] протоуральско-тиманская эволюция интерпретирована как история развития и коллизионного взаимодействия Тиманского сегмента Урало-Тимано-Варангерской пассивной окраины и Большеземельской активной окраины позднедокембрийских континентов Балтика и Арктида, соответственно. В

результате этой коллизии в начале кембрия сформировался ороген Протоуралид-Тиманид. На Тиманском сегменте пассивной окраины накапливалась в числе прочих, джежимская свита, возраста *dZr*, из которой (гистогр.1), как было показано ранее [Кузнецов и др., 2010] эквивалентны возрастам основных тектоно-магматических событий и сформированных в их результате комплексов Балтики (фундамента Восточно-Европейской платформы). На Большеземельской активной окраине формировались кристаллические комплексы, совокупный возрастной диапазон которых попадает в интервал от ~730 до 550 млн лет [Kuznetsov et al, 2010 и ссылки там]. Это – вулканогенно-осадочные и вулканогенные слоистые комплексы, гранитоиды (с ксенокристами древних цирконов) и метамфриты (залитые серым цветом "столбики" и сплошная кривая "probability density plot" на гистогр.1). Очевидно, что в строении орогена Протоуралид-Тиманид участвовали как комплексы Тиманского сегмента пассивной окраины Балтики, так и комплексы Большеземельской активной окраины Арктиды. Ранее была составлена база данных [Орлов и др., 2011] возрастов цирконов из реликтов орогена Протоуралид-Тиманид, представленных реликтами обеих окраин, а также собственно коллизионными (син- и постколлизионными) гранитоидами и метаморфическими образованиями. Характер распределения этих возрастов назван нами – геохронологическим образом орогена Протоуралид-Тиманид и показан на гистогр. 2.

В современной структуре Западного Урала позднекембрийско-нижнеордовикские существенно терригенные породы, слагающие базальные горизонты уралид, с резким структурным несогласием налегают на реликты орогена Протоуралид-Тиманид. Большая часть (78 зерен или почти 55%) U/Pb-возрастов *dZr* из этих толщ (пробы *U07* и *U06*) попадают в интервал от ~503 млн лет (средний кембрий) до 681 млн лет с ярким статистическим максимумом около ~557 млн лет. Нами было показано [Соболева и др., 2012], что этот диапазон и частотный максимум хорошо соответствует характеру распределения возрастов цирконов из комплексов протоуралид-тиманид и может быть охарактеризован как "протоуральско-тиманский провенанс-сигнал". А это означает, что именно ороген Протоуралид-Тиманид был питающей провинцией для бассейна, в котором накопились песчаники верхов кембрия – низов ордовика Полярной части Западно-Уральской мегазоны.

Далее перейдем к тестированию представлений об уральской (позднекембрийско-пермской) эволюции Урала. В работе [Пучков, 2010], автор развил представления, в соответствие с которыми ранне-и среднепалеозойские комплексы Западного Урала сформировались в обстановках пассивной континентальной окраины. "Анализ фаций осадков, накапливавшихся на всей окраине, с ордовика по поздний девон – ранний карбон, позволяет выделять шельфовую, батинальную и иногда абиссальную зоны" [Пучков, 2010, стр. 99]. Этот вывод был сделан не в последнюю очередь на том основании, что в это время (в позднем девоне – на юге, а перед визе- на севере) в разрезах Западного Урала в разрезе батинальной зоны произошла "смена кварцевых песчаников полимиктовыми ..." (стр. 106).

Самое молодое зерно *dZr* из пробы *09-128* (песчаники верхов нижнего девона) имеет возраст ~403 млн лет, следующее за ним – лишь ~861 млн лет. То есть, протоуральско-тиманского "провенанс-сигнала" и *dZr* с каледонскими возрастными в этом наборе данных нет. Возраста 49 *dZr* (или ~55%) попадают в диапазон от ~950 до ~1650 млн лет и почти точно соответствуют возрастному диапазону комплексов Свеко-Норвежской области (запад Балтики). Кроме того среди изученных *dZr* присутствует большая группа (25 зерен или ~27%) со Свеко-Фенскими (~1,8 – 2,1 млрд лет) возрастными и 10 архейских зерен. Все это указывает на то, что в конце раннего девона источники детритного материала, поступавшего в осадочный бассейн Западного Урала, наиболее вероятно располагались во внутренних районах Балтики и на ее западе.

В начале визейского века раннего карбона ситуация в Полярном сегменте Западно-Уральской мегазоны существенно изменилась. Это изменение нашло выражение в возрастах *dZr* из яйюской свиты (проба *U04*). В пробе присутствуют цирконы с возрастными,

попадающими в диапазон от ~312 до ~414 млн лет со статистическим пиком ~355 млн лет. Этот диапазон возрастов *dZr* может быть назван – "уральским провенанс-сигналом". Наличие уральских цирконов в песчаниках яйюской свиты означает, что кластика во время её накопления поступала в Западно-Уральский бассейн с начинающего воздыматься Уральского орогена.

В самом конце карбона – ассельском веке ранней перми (*U01*) и в артинском веке ранней перми (*U20A*) Уральский ороген продолжал развиваться и воздыматься. На уровень эрозионного среза, наряду с собственно уральскими комплексами, начали выводиться вовлеченные в тектогенез крайние внешние ("восточные") части Западно-Уральской зоны, фундамент которых сложен комплексами протоуралид-тиманид. Этот вывод можно сделать на основании того, что для обоих этих наборов возрастов (для которых *KS-мест* показывает значительное сходство – величина "*p*" = 0,105 при минимальном пороговом значении 0,050) характерны и "уральский", и "протоуральский провенанс-сигналы", а, кроме того, в незначительных количествах выявлены *dZr* с более древними возрастами.

Таким образом, проведенное изучение возрастов *dZr* и их статистической обработки указывает на то, что, начиная с визейского века, Западно-Уральский осадочный бассейн заполнялся продуктами эрозии Уральского орогена, в строении которого участвовали как собственно уральские, так и протоуральско-тиманские комплексы. Этот вывод находится в хорошем соответствии с изложенными в работе [Пучков, 2010] представлениями о палеозойской (собственно уральской) эволюции Урала.

Исследования проведены в соответствии с планами и при поддержке грантов РФФИ (09-05-01033 и 12-05-01063), программ Президиума РАН №16 и ОНЗ РАН №6.

#### Литература

Государственная геологическая карта РФ 1:1000000 (3-покол.). Полярноуральская серия. Q-41 (Воркута). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2005.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралид-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) // Доклады РАН. 2009. Т. 424, N 3. С. 363-367

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.

Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. №2. С. 3–19

Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U–Pb-датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой), Средний Урал) // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 359–364.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Е-бург: УрО РАН. 1998. 164 с.

Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // Доклады РАН, 2011, том 440, № 1, с. 87–92. // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 87–92.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

Салдин В.А. Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеогеодинамики // Вестник ИГ КНИЦ УрО РАН. 2005. №10. С. 2-5.

Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Доклады РАН. 2012. в печати.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 1-2. P. 583-601.

Prokopyev A.V., Toro J, Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River—200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36,no. 9, p. 699-702.

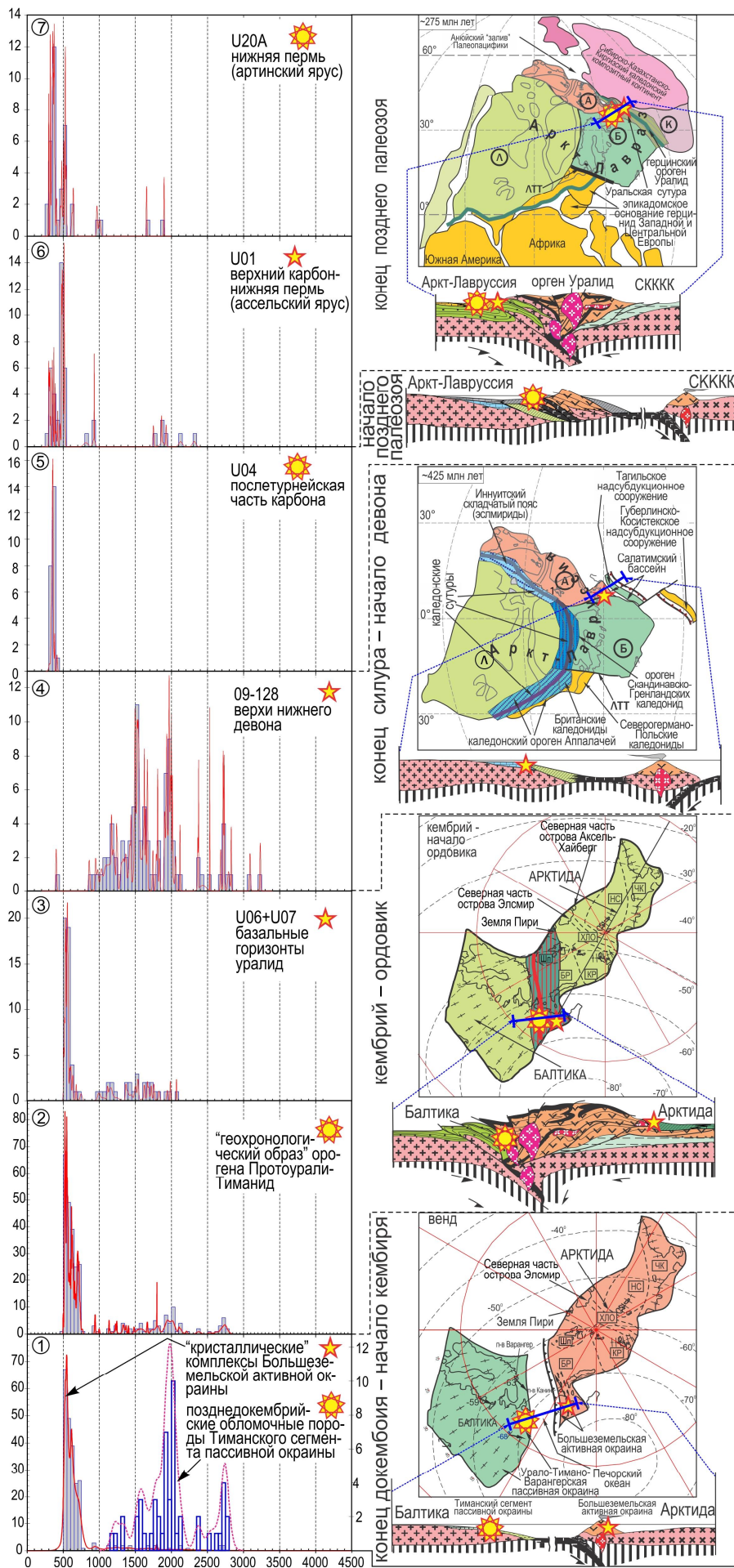


Рис. Гистограммы и графики относительной вероятности (density probability plots) возрастов детритных цирконов из песчаников некоторых позднедокембрийских и палеозойских толщ, а также из позднедокембрийско-среднекембрийских кристаллических комплексов Урало-Тимано-Печорского региона (слева, в последовательности от "древних" внизу, к "молодым" вверху). В правой части рисунка размещена серия схематических профилей литосферного масштаба и схематических палео-тектонических реконструкций представляющая собой "календарь тектонических событий" (от "древних" внизу, к "молодым" вверху), с акцентом на события в пределах Урало-Тимано-Печорского региона. На каждой гистограмме написан возраст и тип комплексов, а для палеозойских толщ Западного Урала – и номера проб. Пятиконечными и многоконечными звездами на профилях и палео-тектонических реконструкциях показаны позиции (положения) изученных комплексов (проб), характер распределения возрастов цирконов из которых показан на соответствующих гистограммах в левой части рисунка "столбиками" и красными линиями ("probability density plot"). Гистограммы и графики относительной вероятности (density probability plots) построены в стандартной программе MS-Excel с макросом Isoplot (K. R. Ludwig). (Рисунок к тезисам лекции Н.Б. Кузнецова "Тестирование региональных тектонических моделей с помощью метода датирования детритных цирконов" (на примере Урало-Тимано-Печорского региона)).

## Оглавление

Абдимананова А.Б. "Трёхмерные геолого-геофизические модели продуктивных комплексов Тимано-Печорской провинции"	4
Антипин А.Н. "Численное моделирование динамики слоя расплава во внутренних областях на стадии аккумуляции Земли"	7
Артиков Ф.Р., Ядигаров Э.М., Джумабаев И.М. "Сейсмичность районов водохранилищ Южного Узбекистана"	10
Ахметзянов В.А., Судничникова Е.В. "Опыт применения аппаратуры гидродинамического каротажа и опробования пластов на кабеле в боковых стволах нефтегазовых скважин"	13
Белоусов П.Е., Абрамов В.Ю., Колосова Г.Н. "Изменение петрофизических и петрохимических свойств карбонатных пород Русской платформы, на примере Дворищенского и Храповицкого месторождений"	15
Варлашова Ю.В. "Морозобойные сотрясения в Западно-Уральском регионе"	18
Вдовин А.Г., Баженова Е.А. "О модуляции сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения низкочастотными деформационными процессами по наблюдениям в скважинах"	21
Ведерников А.С. "Геофизические исследования на участке строительства временного моста через реку Сосьву на дороге между поселками Сосьва и Гари"	24
Вековшинин В.В. "Использование данных сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств грунтов"	27
Верхоланцев А.В. "Изучение глубинного строения Западного Урала с использованием метода функции приема"	29
Воронцова Е.В. "Спектральный анализ геомагнитного поля и результаты расчета Sq-вариации"	32
Габбасова А.О., Габбасов Ш.В. "Исследование технического состояния скважин ПХГ в отложениях эвапоритовой формации радиоактивными методами каротажа"	35
Голубева И.В. "Анализ волновых полей различных техногенных источников на территории Пермского края"	39
Горшков В.Ю. "Математическое моделирование вторичного магнитного поля локального проводящего объекта, возбуждаемого вертикальным магнитным диполем в однородной среде"	43
Горшков Д.П. "Георадиолокационное зондирование урочища Пымвашор (гряда Чернышева)"	46
Григорьев Д.В., Турсуков. А.Л. "Уточнение безопасного расположения автомобильной развязки с помощью геофизических исследований"	49
Гурлев И.В. "Технология пространственного амплитудного анализа сейсмограмм площадных наблюдений в азимутально-анизотропных средах"	52
Данилов А.В., Конечная Я.В. "Возможности заполярных станций Архангельской сети в сейсмических исследованиях Западно-Арктического сектора России"	55
Данилов К.Б. "Результаты микросейсмического зондирования вдоль профиля Палово-Самодед (Архангельская область)"	58
Диханов Е.Н., Ефименко О.С. "Изучение германиеносности сфалеритов ряда месторождений Казахстана"	61
Дребушак М.В. "Разложение кривой остаточной намагниченности насыщения на компоненты"	64
Дробиз М.В. "Глубина поверхности Мохо по данным ГСЗ и «receiver function»-анализа в районе Калининградского землетрясения 2004 года"	67
Ефременко М.А., Сизаск И.А., Пивоваров Р.С. "Временные вариации микросейсмического шума в центральной части Воронежского кристаллического массива и сейсмической активности Земли"	70
Замятин А.Л. "Диагностика массива горных пород при строительстве и эксплуатации"	74



объектов недропользования"	
Захарова Л.А., Ефременко М.А., Пивоваров Р.С. "Анализ сейсмической активности различных структур Воронежского кристаллического массива за период 2000-2011 гг"	77
Зуев П.И. "Геофизическое исследование зоны комбинированной разработки Гороблагодатского железорудного месторождения"	81
Иванов Д.Б., Антропова М.А. "Корреляция коэффициента проницаемости с параметрами сейсмоакустической эмиссии при различной насыщенности терригенных коллекторов"	84
Иванова Е.В. "Применение кластерного анализа для идентификации сейсмических событий с региональных расстояний"	87
Иванченко С.В. "Экспериментальные исследования анизотропии магнитоакустической эмиссии пирротинов"	90
Исламгалиев Д. В. "Электрическое поле диффузии"	93
Калинина Э.В. "Региональные годографы Р и S-волн и скоростные модели земной коры Воронежского кристаллического массива по экспериментальным данным"	95
Карпенко А.В. "Автоматизированная система обработки и интерпретации сейсмических разрезов в геофизических параметрах геологической среды на основе энергетического подхода"	98
Климовская Е.Е., Климовский А.В. "Магнитные свойства и минералогические особенности ультрамафитов на метрождении талькового камня Озерки (Костомукшская зеленоканная структура)"	101
Котлованова А.А. "Анализ изменений температуры земной поверхности на Урале и в Восточной Европе в 17-19 вв. по данным скважинной термометрии"	104
Криковцева Т.Г. "Моделирование эффекта подмагничивания литосферных пород вековой вариацией геомагнитного поля на период 2000-2009 гг. в районе обсерватории Арти"	108
Крылевская А.Н. "Возможности получения сейсмических изображений верхней части геологического разреза по данным МПВ"	111
Кузнецов М.А., Достовалов Р.Н. "Установление параметров связи между локальной системой координат Восточного рудника ОАО «Апатит» и геоцентрической системой координат WGS84"	114
Курашов И.А. "Повышение кратности суммирования на основе дифракционного преобразования данных сейсморазведки"	117
Кушнир А.Н. "Электропроводность сейсмоактивных платформенных регионов Украины"	120
Лошаков Г.Г. "Решения прямой двухмерной задачи магнитометрии с использованием адаптивной аппроксимации тела"	123
Макаров Е.О. "Динамика подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне перед сильными землетрясениями с $M > 5.5$ района Авачинского залива"	125
Манушко Е.А. "Построение плотностной модели центральной части Даниловского грабена ХМАО по гравитационным данным"	128
Мартышко М.П., Бызов Д.Д. "Аппроксимация гравитационного поля при помощи конечного набора параллельных стержней"	129
Мартюшев И.Г. "Сравнительный анализ технологий каротажа продуктивности в скважинах специальных конструкций"	131
Мельникова А.В., Рылов Е.С. "Комплексные геофизические исследования локальных термальных объектов Юго-Восточной Камчатки"	134
Мисилев В.Е. "Специализированный Веб-портал решения геофизических задач на многопроцессорных вычислительных системах"	137
Михайлов И.В. "Динамика флюидов в терригенных коллекторах по данным ВИКИЗ"	140
Мичурин А.В. "Решение линейных обратных задач на основе минимизации"	143

эмпирического риска"	
Муравьев Л.А., Фадеева Н.В., Бызов Д.Д., Шумская М.И. "Алгоритмы интерпретации релаксационных кривых в методе ЯМР"	146
Нгуен Хыу Бинь "Интерпретация данных ГИС кристаллического фундамента (месторождение Белый Тигр)"	149
Осипова А.Ю., Осипов В.Ю. "Районирование территории г. Екатеринбурга и его окрестностей по величине расчетной силы сейсмического воздействия на высотные инженерные сооружения"	152
Павловская О.А. "Особенности ГИС-моделирования геотермальных условий Беларуси"	155
Пантелеев И.А. "Модель геосреды с дефектами: коллективные эффекты развития несплошностей при формировании потенциальных очагов землетрясений"	158
Полуянов С.В. "Изменения фазы магнитного поля СНЧ-диапазона на разломной тектонике"	160
Полянский П.О. "Автоматизированное вычисление поправок за рефракцию"	162
Пракойо Ф.С. "Выбор методов повышения нефтеотдачи с учётом пластовых условий и свойств нефти"	166
Пшатов П.И., Бердин В.В. "Коллекторские свойства продуктивных песчаников по данным каротажа и результатам лабораторных исследований на Двуреченско-Моисеевском месторождении"	169
Расторгуева А.О., Фадхила Е.Н. "Трёхмерное моделирование геолого-геофизических параметров продуктивных коллекторов на Крапивинском месторождении нефти и газа по материалам сейсморазведки и ГИС"	172
Рафикова Ч.Д., Сальманова Р.Ю. "Теплопроводность горных пород глубоких горизонтов Башкирского Предуралья"	175
Ружникова А.А. "Применение методов статистического анализа при картировании линеаментов по аномалиям потенциальных полей"	178
Рязанцев П.А. "Методика дифференциации горного массива месторождений облицовочного камня на основе геолого-геофизических данных"	181
Сальманова Р.Ю., Рафикова Ч.Д. "О роли палеоклимата в формировании теплового поля в приповерхностной части земной коры"	184
Селезнев А.А. "Изучение отложений пониженных участков рельефа в качестве объекта индикации загрязнения городской среды"	187
Серегина Е.С. "Эффективность применения петромагнитных и петроплотностных карт для оценки Шубинского рутил-гранатового месторождения"	190
Скоркина А.А. "Определение добротности для Пермского края методом двух станций"	192
Соболев О.Л. "Выбор метода нелинейного программирования для задачи аппроксимации магнитных аномалий"	194
Стариков Н.Н. "Геологическая интерпретация геофизических данных при построении модели резервуара среднеюрских отложений на Песцовом месторождении"	197
Сурина О.В. "Согласованные электрогравитационные модели строения земной коры по трем субширотным геотраверсам Среднего Зауралья"	200
Тагиров Э.З., Шаймухаметова А.И. "Контроль за цементированием обсадных колонн в боковых горизонтальных скважинах"	204
Улачина Э.С. "Петрофизические модели коллектора Первомайского месторождения"	207
Фахриддинов Ж.Ф., Шукуров З.Ф. "Особенности распределения напряжений в зоне слияния двух глубинных разломов Западного Тянь-Шаня"	210
Федосова К.И., Богославец Н.Н. "Геолого-геофизическая модель хребта Сарбай (малый карьер) Южный Урал"	213
Хамидов Х.Л., Зиявитдинов К.Ф., Абдурахманова З.Т. "Радиус максимальных аномалий в физических полях вблизи предстоящей очаговой зоны"	216
Чернобров Д.С. "Характеристика геомеханических процессов в районе ослабленной зоны юго-восточного борта карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа на	219

основании данных сейсмического мониторинга"	
Шарипов А.Ф. "Пути совершенствования геофизического сопровождения технологии акустического воздействия на пласт из скважин"	222
Шатская А.А. "Построение сейсмических синтетических трасс по данным акустического каротажа на Северо-Останинской площади"	223
Шахова Е.В. "Особенности эндогенного излучения в местах кимберлитовых рудопроявлений"	228
Шушкова А.Н. "Использование вертикального электрического зондирования в выявлении оползневых тел"	231
Эзирбаев Т.Б. "Обоснование методики интерпретации данных ГИС (ТАВС) в нижнемеловых терригенных отложениях Чеченской Республики "	234
Яхина И.А. "Новые регистрируемые типы немонотонных переходных процессов в ЗМПП (зондирования методом переходных процессов)"	237
Яхина И.А. "Повышение контрастности переходных процессов при выделении индукционной и поляризационной составляющих процесса становления поля"	239
<b>ЛЕКЦИИ</b>	
Кузнецов Н.Б. "Тестирование региональных тектонических моделей с помощью метода датирования детритных цирконов" (на примере Урало–Тимано-Печорского региона)"	242

Научное издание

**ХIII УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ  
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

**Сборник докладов**

*Рекомендовано к изданию Ученым советом  
Института геофизики и НИСО УрО РАН*

Ответственный за выпуск Мартышко П.С.  
Компьютерная верстка Рублев А.Л.

НИСО УрО РАН № 25 (120)  
Подписано в печать 18.04.2012 г. Формат 60x84 1/8  
Усл. печ. л. 16.5, Уч.-изд. л. 16.5  
Тираж 100 экз. Заказ № 358

620016 Екатеринбург, ул. Амундсена, 100  
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии  
ООО «ИРА УТК», 620000, г.Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83