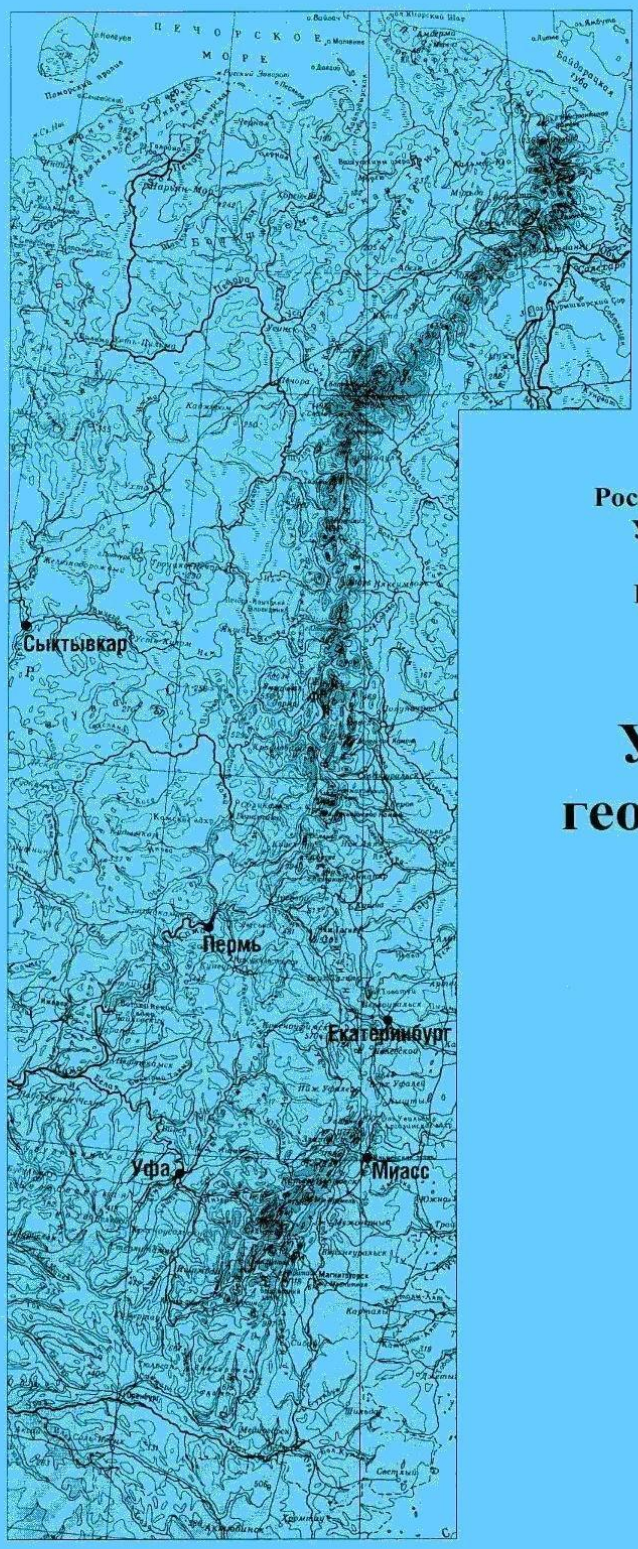
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2010

Екатеринбург
2010

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (16)

Основан в 2000 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Уткин В.И. (voutkin@rambler.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В.
Ответственный секретарь
Аревкова Э.О.

Члены редколлегии:

Авсюк И.Н.
Глухих И.И.
Демежко Д.Ю.
Дружинин В.С.
Маловичко А.А.
Мартышко П.С.
Сашурин А.Д.
Талалай А.Г.
Хачай Ю.В.
Хуторской М.Д.
Человечков А.И.
Шаров Н.В.
Шестаков А.Ф.
Эпов М.И.

Институт геофизики УрО РАН
Ул. Амундсена, 100
20016, г. Екатеринбург, Россия
Тел. (343) 267 8868/267 8889
Факс. (343)2678872
E-mail: uralgeoph@mail.ru

Екатеринбург, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

Бахтерев В.В., Соломонов В.И., Михайлов С.Г.
Исследование импульсной катодолюминесценции серпентинитов и возможности определения качества (прочностных свойств) хризотил-асбеста……. 4

Вишнев В.С.
Определение кажущегося сопротивления слоистой среды в методе блуждающих токов…… 10

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.
Положение восточной границы Уральского складчатого пояса по особенностям строения земной коры……. 17

Ломтев В.Л.
К строению ложа Северо-Западной Пацифики……. 21

Муравьев Л.А., Доломанский Ю.К.
Программное обеспечение ЯМР-релаксометра……. 33

Нехорошков В.Л., Вдовин А.Г.
Цифровой трехкомпонентный магнитометр МНТ-3……... 40

Светлакова А.Н., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.
Типы и роль разломов в строении юго-восточной окраины Русской платформы по новым сейсмическим данным…….. 45

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В.
Геофизические модели строения земной коры по Краснoленинскому профилю….. 59

Чеботина М.Я., Мурашова Е.Л., Смагин А.И.
Поступление трития на земную поверхность с дождевыми осадками в районе ПО «Маяк»……. 69

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

XI Уральская молодежная научная школа по геофизике…….. 74

Юбилеи……..... 76

==========

Вниманию читателей!

Необходимые номера журнала можно заказать по адресу редакции:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100. Институт геофизики УрО РАН.
Тел. (343)2678868/2678889, факс (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

CONTENTS

Bakhterev V.V., Solomonov V.I., Mikhailov S.G.
Pulse cathodoluminescence in serpentinites and estimating the quality (tensile strength) of the chrisolite-asbestos)…….. 4

Vishnev V.S.
Definition of apparent resistance of the layered environment in the method of wandering currents……. 10

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu.
Position of the eastern frontier of the Ural folded belt on features of the structure of earth crust……... 17

Lomtev V.L.
To the structure of North-West Pacific Basin…….. 21

Muraviev L.A., Dolomansky Yu.K. 33
Portable NMR-relaxcometer software…

Nexoroshkov V.L., Vdovin A.G.
Digital three-component magnetometer MNT-3……. 40

Svetlakova A.N., Puchkov V.N., Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M.
The fault types and its role in the structure of the south-eastern margin of the Russian platform on new seismic data……... 45

Fedorova N.V., Ladovskiy I.V., Kolmogorova V.V.
Geophysical models of the earth's crust structure using the Krasnoleninsky profile... 59

Chebotina M.Ja., Murashova E.L., Smagin A.I.
Tritium entry with rain precipitations in the region of the «Mayak» enterprise……. 69

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

XI Ural youth scientific school on geophysics 74

Anniversaries…… 76

==========

To attention of readers!

Necessary numbers of magazine can be ordered to the address:
620016, Yekaterinburg, Amundsen str., 100. Institute of Geophysics UB of RAS.
Ph. (343) 2678868/2678889, a fax (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

УДК 550.8:553.08:53/54

ИССЛЕДОВАНИЕ ИМПУЛЬСНОЙ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВ И ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАЧЕСТВА (ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ) ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Бахтерев В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Соломонов В.И., Михайлов С.Г. – Институт электрофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Изучена импульсная сильноточная катодолюминесценция некоторых серпентинитов. На фоне слабого свечения образцов выделено более яркое свечение отдельных вкраплений. Установлен их минеральный состав. Исследованы люминесцентные характеристики хризотил-асбеста различного качества. Показана перспективность метода для оценки его прочностных свойств.

Импульсная катодолюминесценция, серпентиниты, хризотил-асбест, прочностные свойства.

PULSE CATHODOLUMINESCENCE IN SERPENTINITES AND ESTIMATING THE QUALITY (TENSILE STRENGTH) OF THE CHRYSOTILE-ASBESTOS

Bakhterev V.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg
Solomonov V.I., Mikhailov S.G. – Insitute of Electrophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In the course of the PCL in serpenites study, against the lesser luminescence of the whole sample the brighter luminiscence of the separate inclusions is marked out. The mineral composition theses inclusions is determined, and the luminescence characteristics of the chrysotile-asbestos of different quality is studied. Thereby a possibility of the PCL-method for testing the chrysotile-asbestos for tensile strength is presented.

Pulse cathodoluminiscence, serpentinites, chrysotile-asbestos, tensile strength.

Введение

Спектрально-люминесцентный анализ – анализ качества и состава вещества по спектру его люминесценции. При спектрально-люминесцентном анализе исследуются спектры излучения связанных в твердом теле атомов и молекул. Основой спектрально-люминесцентного анализа служит то, что в твердых веществах диэлектрического и полупроводникового типа всегда присутствуют центры люминесценции (ЦЛ). Спектр их излучения несет информацию о природе этих ЦЛ и о самом веществе. В минералах в качестве ЦЛ могут выступать собственные атомы и радикалы, а также дефекты кристаллической решетки, главным образом точечные в виде примесных атомов (Вавилов, 1952).

Визуальный вариант спектрально-люминесцентного метода достаточно широко применяется в полевых условиях при геологоразведочных работах (Таращан, 1978; Горобец, 1981; Горобец, Гафт, Подольский, 1989). При этом используются оптическое и рентгеновское возбуждение (фотолюминесценция и рентгенолюминесценция). В лабораторных условиях метод используется с применением спектральной аппаратуры при большом разнообразии способов возбуждения люминесценции. В настоящее время известно более десятка способов возбуждения люминесценции в минералах. Тем не менее, большинство минералов или их разновидностей оказались не люминесцирующими или настолько слабо люминесцирующими, что осуществление их спектрально-люминесцентного анализа становится не возможным. К таким минералам относится и хризотил-асбест (Веденеева, 1950; Толстихина, 1955; Соболева, 1972; Волковецкий и др., 1973).

В Институте электрофизики УрО РАН разработан новый способ возбуждения люминесценции в твердых телах мощными электронными пучками наносекундной длительности. Возникающую при этом лю-

минесценцию называют импульсной катодолюминесценцией (ИКЛ). Она возбуждается во всех диэлектрических и полупроводниковых твердых телах. Ее характерными особенностями являются повышенная стабильность спектра и высокая интенсивность – в миллион раз больше интенсивности рентгенолюминесценции. Именно на основе импульсной катодолюминесценции предполагается реализовать экспрессный неразрушающий анализ качества хризотил-асбеста.

Возможности метода ИКЛ уже продемонстрированы нами при исследовании минералов и анализе состава вещества и описаны в научной литературе, например (Михайлов С.Г., Осипов В.В., Соломонов В.И., 1993; Бахтерев В.В., Осипов В.В., Соломонов В.И., 1994; Соломонов и др., 1994; Бахтерев, Соломонов, 1995а, б; Бушев А.Г. и др., 1995; Соломонов В.И., Михайлов В.И., Дейкун А.М., 1996).

Здесь мы приводим новые результаты по импульсной катодолюминесценции серпентинитов, экспрессной оценке качества (прочностных свойств) хризотил-асбеста и хотим привлечь внимание исследователей и специалистов, в первую очередь геологического, горнодобывающего и перерабатывающего профиля, к новому перспективному методу анализа вещества.

Минеральный анализ серпентинитов

Изучалась импульсная катодолюминесценция двадцати одного образца серпентинитов из Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Исследуемые образцы вырезали в форме кубика с ребром 0,015 м. Облучение проводили в воздушной среде при комнатной температуре электронным пучком с параметрами: энергия электронов – 180 кэВ, плотность тока – 700 А/см^2, длительность импульса – 2 нс. Излучение выводилось на входную щель полихроматора посредством кварцевого световода. Спектр люминесценции регистрировался многоканальным фотоприемником с усреднением по 32 импульсам при экспозиции каждого импульса 50 мкс.

Визуальное наблюдение люминесценции. Общий фон свечения всех образцов слабый. Большинство образцов светятся синеватым цветом. Отдельные образцы обладают фоновым красно-оранжевым оттенком, другие – белесым, третьи – красноватым оттенком. В большинстве образцов наблюдается более яркое свечение минеральных включений. Так, например, в образце 1-1 видно несколько точек красно-оранжевого свечения и желтое пятно в центре; в образце 8-4 наблюдается относительно яркое красно-оранжевое свечение в виде креста, в образце 26-4 – красно-оранжевая жила в верхней части поля, в образце 18-5 – три слабые красно-оранжевые точки (рис. 1, цветная вкладка).

Спектры люминесценции минеральных включений. Надежно выделены четыре типа спектральных кривых, соответствующих разным минеральным видам.

1. Двухполосная кривая с максимумами при 580 и 750 нм (рис. 1, кривая 1, цветная вкладка). Она наблюдается в красно-оранжевых точках образца 1-1. Наиболее вероятно, что она принадлежит диопсиду *($CaMg[Si_2O_6]$)* – минералу группы пироксенов. Спектр люминесценции (Таращан, 1978; Горобец, 1981), а также спектр ИКЛ (Соломонов и др., 1994) чистых образцов диопсида практически совпадают с кривой 1. Тогда полоса при 580 нм определяется примесным ионом Mn^{2+}, а полоса при 750 нм – Fe^{3+}.

2. Двухполосная кривая со слабыми широкими полосами с максимумами при 615-620 и 730-750 нм (рис. 1, кривая 2, цветная вкладка). Она наиболее характерна для образца 18-5 и слабее проявляется в точках образца 26-4. Спектральное положение этой кривой и низкая интенсивность свечения указывают на то, что она с большой вероятностью соответствует хризотилу (Бахтерев, Соломонов, 1995а). Здесь также красно-оранжевая полоса 615-620 нм определяется примесным ионом Mn^{2+}, а полоса при 750 нм – Fe^{3+}. Однако не исключено, что вся эта спектральная кривая является суперпозицией двух кривых от двух минералов. На это указывает большая ширина обеих полос. Вторым минералом может быть диопсид.

3. Однополосная спектральная кривая с максимумом при 650-660 нм (рис. 1, кривая 3, цветная вкладка). Она характерна для светящегося креста образца 8-4 и некоторых других образцов. Ее спектральное положение достаточно хорошо совпадает со спектром свечения магнезита. Похожей полосой рентгенолюминесценции, но более слабым свечением, обладает минерал антофиллит (Таращан, 1978; Горобец, 1981).

4. Одиночная полоса при 615-620 нм (рис. 1, кривые 4, 5, цветная вкладка), характерная для желтого пятна образца 1-1 и жилы образца 26-4. По-видимому, здесь мы имеем дело с разными минеральными включениями в образцах 1-1 и 26-4, поскольку центры полос смещены достаточно заметно. По литературным данным (Таращан, 1978; Горобец, 1981) похожей полосой рентгенолюминесценции обладает апофиллит $(KCa_4[F|(Si_4O_{10})_2] \times 8H_2O)$. Возможно, именно апофиллит и дает эту полосу люминесценции. Альтернативой может быть целый ряд минералов: хризотил, кальцит и др.

Описание образцов. Так как спектров люминесценции большинства из выделенных минералов нет ни у авторов, ни в литературе, то, естественно, возможна ошибка в идентификации. Одним из оснований идентификации минералов является возможное их присутствие, как сопутствующих, в серпентините (Штрюбель, Циммер, 1987). Из четырех образцов серпентинитов были изготовлены прозрачные шлифы и описаны под микроскопом кандидатом геолого-минералогических наук Л.Д. Булыкиным. Ниже приводим краткую характеристику этих образцов серпентинитов, спектры люминесценции которых представлены на рис. 1.

Образец 1-1. Серпентинит антигоритовый. Горная порода на 75-80% состоит из мелкочешуйчатого антигорита, на фоне которого выделяются грязнобурые пятна, представляющие собой пироксен, который замещен тонкозернистым амфибол-хлоритовым агрегатом и магнетитом. Магнетит местами четко воспроизводит положение спайности замещенного пироксена.

Образец 18-5. Серпентинизированный перидотит. Минеральный состав (%): оливин – 75, пироксен – 20-25, хромшпинель – 1,5-2. Первичные минералы замещены: оливин на 50-60% замещен лизардитом; пироксен нацело замещен тонкочешуйчатым амфиболом типа куммингтонита. Хромшпинель замещена магнетитом.

Образец 26-4. Амфибол-соссюритовая габброидная порода типа спессартита. Порода на 80% сложена таблитчатыми зернами соссюритизированного плагиоклаза (андезина). Встречаются единичные зерна роговой обманки, участками нацело замещенной хлоритом, отдельные зерна хлорита и кварца.

Образец 8-4. Серпентинит брусит-антигоритовый карбонатизированный. Порода сложена чешуйками антигорита и пластинками брусита. Количественно антигорит преобладает. В прожилках наблюдается пелитоморфный карбонат и сопутствующий ему слабо изотропный серпентин – офит. Местами в виде тонкой сетки отмечаются мелкие (до 0,1 мм) зерна диопсида и оливина.

Известные способы определения прочности волокна хризотил-асбеста

Комплексное исследование хризотил-асбеста из разных типов руд показало, что физико-химические и механические свойства зависят от состава первичных пород, степени и типа их серпентинизации, а также от характера и интенсивности воздействия пострудных процессов. Наиболее ярко эти различия проявляются в значениях показателя прочности волокна на разрыв (Зырянов В.А., Воронов И.Е., Гурьев С.А., 1985).

Известно, что различный состав вмещающих пород и постоянно меняющиеся физико-химические условия среды при образовании хризотил-асбеста и последующие изменения в связи с развитием тех или иных геологических процессов привели к частичному изменению кристаллической структуры (Бахтин А.И., 1981), как хризотил-асбеста, так и других минералов. Имея общую кристаллохимическую формулу $Mg_3[Si_2O_5][OH]_4$, хризотил-асбесты отличаются степенью железистости, степенью

окисления железа, содержанием воды. Это, в конечном счете, приводит к различию физико-химических и механических, в том числе прочностных, свойств хризотил-асбеста. Хризотил-асбест обладает исключительным многообразием природных разновидностей. Он характеризуется широким диапазоном прочностных свойств, упругости волокон и других физико-механических качеств.

При промышленном использовании хризотил-асбеста наиболее важными являются прочностные характеристики волокна. Связь кристаллохимических особенностей хризотила с прочностными характеристиками его волокон изучена недостаточно.

Поэтому ни один из многочисленных способов определения прочности волокна хризотил-асбеста (Методика…, 1999), основанных либо на использовании различных физико-химических методов анализа вещества (рентеновского, химического, термического, электронно-микроскопического, инфракрасной спектрометрии поглощения), либо на реакции при воздействии на волокно хризотил-асбеста различными препаратами (определение количества растворимых примесей в концентрированной соляной кислоте, величины электрокинетического потенциала в методе электроосмоса с поправкой на поверхностную проводимость, способности волокна к распушке, окрашивания волокна раствором хлорцинк-йода и др.), либо упрощенным методом путем разрыва вручную, не дает однозначного результата. Только комплекс перечисленных методов может, и то только качественно, оценить прочность хризотил-асбеста исключительно технологическими, не претендующими на строгость и объективность, терминами «ломкий», «полуломкий», «нормальной» прочности. Известен также прямой способ определения прочности волокна хризотил-асбеста. Способ основан на приложении к образцу механических усилий на специальных аппаратах. По величине нагрузки, при которой происходит разрыв волокон, оценивают их прочность. Способ сопряжен со значительными трудностями, требует тщательной подготовки образцов, обладает низкой производительностью и дает большой разброс значений. Поэтому разработка новых методологических подходов к оценке прочностных свойств хризотил-асбеста весьма актуальна.

Импульсная катодолюминесценция хризотил-асбеста

Исследования проводились на экспериментальной установке «КЛАВИ» Института электрофизики УрО РАН. В опытах проба хризотил-асбеста в виде свободного волокна облучалась электронным пучком в воздушной среде при комнатной температуре. Яркая со стабильными параметрами люминесценция хризотил-асбеста появлялась при его облучении пучками электронов с энергией 180 кэВ. Спектр люминесценции в диапазоне 350-850 нм регистрировался от каждого импульса излучения. При последующем усреднении информации по 16 импульсам стабильность амплитудных параметров спектра была не ниже 98%. При этом время регистрации спектра не превышало 10 с. Спектр получался в цифровом виде, а на экране дисплея он высвечивается в виде кривой – зависимости интенсивности свечения от длины волны. Общие временные затраты на изучение одной пробы не превышают одной минуты.

В процессе работы были исследованы люминесцентные характеристики 19 образцов из Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Из них: четыре образца – нормальной прочности, пять образцов – продольно-волокнистого хризотил-асбеста, девять – ломкого и один образец представлен смесью ломкий+нормального качества. Образцы отобраны и аттестованы в АООТ «ВНИИпроектасбест».

Характерные особенности спектра люминесценци исследованных образцов. В спектрах люминесценции проявляются четыре главных полосы шириной около 35 нм: две инфракрасные полосы с центрами при $\lambda_1 \approx 728$ нм и $\lambda_2 \approx 711$ нм, красная полоса с центром при $\lambda_3 \approx 665$ нм и синяя полоса при $\lambda_4 \approx 490$ нм. Названные полосы люминесценции хризотил-асбеста

были отмечены нами ранее (Бахтерев, Соломонов, 1995а; б). В разных пробах одного и того же образца наблюдаются и другие полосы люминесценции. Эти полосы принадлежат минералам включениям, которые отчетливо проявляются в виде ярко светящихся зерен при визуальном наблюдении свечения проб.

В табл. 1 приведены спектрально-люминесцентные характеристики исследованных образцов. Синяя полоса люминесценции при $\lambda_4 \approx 490$ нм наблюдается в спектре всех образцов. Ее спектральное положение (длина волны максимума и ширина) остаются постоянными для всех образцов и их разных проб. Нестабильность интенсивности этой полосы для разных проб одного и того же образца находится в пределах 1÷10%. Эти факты однозначно указывают на то, что эта полоса является полосой излучения хризотил-асбеста. Ее интенсивность максимальна в образцах нормальной прочности, в образцах продольно-волокнистого асбеста она снижается в среднем на 35%, и самая низкая интенсивность свечения наблюдается в образцах ломкого асбеста – 50% от интенсивности образцов нормальной прочности.

Таблица 1. Спектрально-люминесцентные характеристики образцов хризотил-асбеста

№ пп	№ образца	Интенсивность излучения (I, отн.ед.) полос люминесценции (нм)				Качество хризотил - асбеста
		490	665	711	728	
1	117	1245		2050		ПВ
2	118	1296		1573		ПВ
3	147	1128	4450	2000		ПВ
4	148	1307		1650		ПВ
5	58	1080		2500		ПВ
6	134	1802			1032	НП
7	135	2080	17700		800	НП
8	136	1904			1278	НП
9	137	1618	862		780	НП
10	116	996	4217			Л+НП
11	138	991	8794			Л
12	139	974	10200			Л
13	140	1000	6920			Л
14	141	1002	6670			Л
15	142	1164	38400			Л
16	144	1024	37200			Л
17	145	1029	2210			Л
18	146	918	2850			Л
19	59	1021	2170			Л

Примечание. В таблице хризотил-асбест: ПВ – продольно-волокнистый, НП – нормальной прочности, Л – ломкий.

Хризотил-асбест нормальной прочности. В спектре его люминесценции наблюдается две полосы приблизительно одинаковой интенсивности. Это синяя полоса при $\lambda_4 \approx 490$ нм и характерная только для образцов хризотил-асбеста именно этого качества инфракрасная полоса при $\lambda_1 \approx 728$ нм. При визуальном наблюдении люминесценции волокна этого хризотил-асбеста равномерно окрашены (светятся) синим цветом.

Продольно-волокнистый хризотил-асбест. В спектре его люминесценции также наблюдается две полосы интенсивностью одного порядка – синяя при $\lambda_4 \approx 490$ нм, присущая всем образцам хризотил-асбеста, вторая инфракрасная при $\lambda_2 \approx 711$ нм, смещенная относительно аналогичной полосы ($\lambda_1 \approx 728$ нм) хризотил-асбеста нормальной прочности в коротковолновую сторону. Это смещение достаточно велико для того, чтобы надежно отличать продольно-волокнистый хризотил-асбест от хризотил-асбеста нормальной прочности. При визуальном наблюдении волокна этого хризотил-асбеста светятся синим цветом, но со слабым красным фоном. Красный фон является следствием попадания коротковолнового крыла инфракрасной полосы при $\lambda_2 \approx 711$ нм в видимую для глаза область (длинноволновая граница видимого света находится при $\lambda_2 \approx 700$ нм).

Ломкий хризотил-асбест. В его спектре, кроме синей полосы при $\lambda_4 \approx 490$ нм наблюдается очень яркая красная полоса при $\lambda_3 \approx 665$ нм. Ее интенсивность более чем на порядок превышает интенсивность синей полосы. При визуальном наблюдении свечение волокон такого хризотил-асбеста имеет устойчивый равномерный красный оттенок, а образец № 142 светится преимущественно красным цветом. Красная полоса при $\lambda_3 \approx 665$ нм является характерной полосой излучения именно ломкого хризотил-асбеста.

Заключение

Таким образом, в исследованных образцах выявлены спектрально-люминесцентные признаки, которые могут быть использованы для экспрессного определения качества хризотил-асбеста, по крайней мере, по трем чисто технологическим показателям: хризотил-асбест нормальной прочности, продольно-волокнистый и ломкий. Общим признаком хризотил-асбеста является наличие синей полосы при $\lambda_4 \approx 490$ нм, признаком хризотил-асбеста нормальной прочности является наличие второй инфракрасной полосы при $\lambda_1 \approx 728$ нм, признаком продольно-волокнистого хризотил-асбеста является смещение этой полосы в $\lambda_2 \approx 711$ нм, а ломкий хризотил-асбест характеризуется на порядок более сильной красной полосой при $\lambda_3 \approx 665$ нм.

Отношение интенсивности характерных полос хризотил-асбеста разного качества (нормальный при $\lambda_1 \approx 728$ нм, продольный при $\lambda_2 \approx 711$ нм, ломкий при $\lambda_3 \approx 665$ нм) к интенсивности общей для них синей полосы при $\lambda_4 \approx 490$ нм можно использовать в качестве критерия более тонкого разделения хризотил-асбеста по качеству уже внутри его основной группы. Это позволит перейти от качественной (чисто технологической: нормальной прочности, ломкий, полуломкий) оценки хризотил-асбеста к количественной характеристике его прочностных свойств.

Во всех исследованных образцах обнаружено большое количество примесных минералов, которые люминесцируют в разных областях спектра. Эти примесные минералы, без сомнения, оказывают влияние на точность проведения анализа традиционными методами и, в принципе, на качество конечного продукта – товарного асбеста. Наличие и состав этих примесных минералов можно контролировать спектрально люминесцентным способом. Для этого необходимо сначала выделить и идентифицировать эти минералы и провести измерения их спектрально-люминесцентных характеристик.

Проведенные исследования с высокой степенью однозначности указывают на возможность создания спектрально-люминесцентного прибора и методики для определения качества волокна хризотил-асбеста при временных затратах порядка одной минуты на одну пробу.

Приведенные результаты справедливы для серпентинитов и хризотил-асбеста Баженовского месторождения. Для образцов других месторождений они могут отличаться в силу генетических особенностей минералов, что явилось результатом сложных различных физико-химических и геологических условий формирования залежей хризотил-асбеста.

Литература

Бахтерев В.В., Осипов В.В., Соломонов В.И. Люминесценция минералов под действием мощных наносекундных электронных пучков // Геофизика. 1994. № 6. С. 37-46.

Бахтерев В.В., Соломонов В.И. Исследование импульсной катодолюминесценции хризотил-асбеста // ДАН. 1995а. Т. 342. № 1. С. 89-91.

Бахтерев В.В., Соломонов В.И. Импульсная катодолюминесценция хризотил-асбеста // Неорганические минералы. 1995б. Т. 31. № 4. С. 567-572.

Бахтин А.И. Кристаллохимия серпентинов по данным оптической спектроскопии // Геохимия. 1981. № 4. С. 613-616.

Бушев А.Г., Габлин В.А., Квитко Т.Д., Соломонов В.И. Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информ. сб. М.: ВИМС, 1995. Вып.137. С. 167-173.

Вавилов С.И. Собрание сочинений. Т. 2. Работы по физике 1937-1951 гг. М.: АН СССР, 1952. 547 с.

Веденеева Н.В. Люминесценция глинистых минералов как указание на вторичную структуру // Коллоидный журнал. 1950. Т. 12. № 2. С. 88-94.

Волковецкий С.В., Аксюк А.М., Шульгин Б.В., Шаляпин А.Л. Люминесценция хризотил-асбеста // ЖПС. 1973. Т. 18. Вып. 5. С. 914-916.

Горобец Б.С. Спектры люминесценции. Мингео СССР. М.: 1981. 154 с.

УДК 550.837

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ В МЕТОДЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

Вишнев В.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены математические выражения, позволяющие трансформировать данные измерений электромагнитных импульсных помех от тяговой сети железной дороги в значения кажущегося сопротивления ($\rho_{k,mc}$). Представлены формулы, пригодные для моделирования поведения различных распределений этого параметра на поверхностях горизонтально-однородных геоэлектрических разрезов. Выполнены расчеты ряда двухслойных и трехслойных кривых $\rho_{k,mc}$.

Электромагнитные помехи, «полезный» сигнал, железная дорога, кажущееся сопротивление, геоэлектрический разрез.

DEFINITION OF APPARENT RESISTANCE OF THE LAYERED ENVIRONMENT IN THE METHOD OF WANDERING CURRENTS

Vishnev V.S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. There are some mathematical expressions allow to transform measurements electromagnetic noise spikes from draft-grid of railway in values of apparent resistances ($\rho_{k,mc}$). Represent formulas suitable for modulation of various distributions of this parameter above horizontal-homogeneous geoelectrical sections. Calculations of some two-layers and three-layers curves carried out.

Electromagnetic interference, «desired» signal, rail, apparent resistance, ca, geoelectric section.

Введение

Техногенное электрическое поле тяговой сети железной дороги используется, как известно, в методе блуждающих токов (МБТ), являясь при постановке других модификаций электроразведки сильнейшей помехой. В стандартном варианте МБТ результаты обработки экспериментальных материалов представляют, обычно, в виде графиков параметра

$$y\,(x,y) = \frac{E(\Delta t)_p}{E(\Delta t)_d},$$

где $E(\Delta t)_p$, $E(\Delta t)_d$ – изменения напряженности поля за время Δt, соответственно, в подвижной (рядовой) и неподвижной (долговременной или базисной) приемной линии; x, y – координаты пункта наблюдения (Инструкция по электроразведке, 1984). Однако, профильные и площадные распределения Ψ(x,y) во многих случаях производства геофизических исследований не отвечают требованиям практики электроразведки, т.к. не пригодны для количественного истолкования. Чтобы выявить более подходящий интерпретационный параметр метода БТ, нами были осуществлены соответствующие теоретические и экспериментальные изыскания (Вишнев, 1989; 2003; 2007; Вишнев, Дьяконова, Хачай, 1995). Их результаты (кратко) сводятся к следующему:

- из совокупности измерений апериодических импульсных помех, наводимых электрической железной дорогой (ЭЖД), можно выделять однотипные по морфологии пространственного распределения («полезные») сигналы;
- источник получаемых сигналов достаточно простой и, если использовать только квазиустановившуюся часть их амплитуд, легко поддается математическому описанию;
- электрические составляющие импульсного поля тяговой сети ЭЖД зависят от физических свойств (подстилающего рельсовые пути) геологического разреза, а магнитные (особенно в близко расположенных к железнодорожному полотну пунктах местности) практически от них не зависят.

На основании вышеизложенного нетрудно прийти к выводу: «полезные» сигналы, выделяемые из импульсных помех

от ЭЖД, поддаются пересчету в величины (обозначим их буквосочетанием $\rho_{k,mc}$, *mc* – тяговая сеть) близкие по смыслу параметру ρ_k (кажущееся сопротивление), широко используемому во многих методах электроразведки.

Статья посвящена обоснованию математических операций, преобразующих профильные распределения техногенного импульсного поля ЭЖД в кривые $\rho_{k,mc}$, и выяснению основных закономерностей поведения этих кривых в случаях горизонтально-однородных геоэлектрических разрезов.

Расчетные формулы экспериментальных значений $\rho_{k,mc}$.

Вывод математических выражений, пригодных для пересчета данных полевых измерений помех от ЭЖД в величины $\rho_{k,mc}$, был представлен нами впервые в депонированной работе (Вишнев, 1989). Так как эта работа широкому кругу читателей, надо полагать, неизвестна, рассмотрим его еще раз, производя некоторые незначительные изменения.

Допустим, что прямолинейная, неветвящаяся электрическая железнодорожная ветка с равномерно заземленными рельсами лежит сначала на поверхности проводящего однородного, затем на поверхности горизонтально-однородного слоистого полупространства. Тогда, используя общие формулы (7′), (7″), (8′), (8″) (Вишнев, 2007, стр. 39), часть которых развернута ниже (математические выражения (5), (5′), (6), (6′) настоящей работы), можем записать:

$$\Delta E_0 = \rho_0 \cdot \Delta I \cdot P_0, \qquad \Delta H_0 = \Delta I \cdot G_0, \qquad (1)$$

$$\Delta E_{сл} = \rho_1 \cdot \Delta I \cdot P_{сл}, \qquad \Delta H_{сл} = \Delta I \cdot G_{сл}, \qquad (2)$$

где ΔE_0, $\Delta E_{сл}$ и ΔH_0, $\Delta H_{сл}$ – импульсы электрической и магнитной напряженности поля, соответственно, на границе однородного (индекс 0) и горизонтально-однородного слоистого (*сл*) полупространства; P_0, G_0, $G_{сл}$ – некоторые величины, определяемые параметрами источника (в т. ч., долями стекания – натекания тока различных участков рельсового пути) и координатами точек наблюдения; ρ_0, ρ_1 – удельные электрические сопротивления однородного и первого слоя горизонтально-однородного слоистого полупространства; ΔI – импульсы тока электровозов, инициирующих «полезные» сигналы (ΔE_0, $\Delta E_{сл}$, ΔH_0 , $\Delta H_{сл}$); $P_{сл}$ – функция, зависящая от свойств геоэлектрического разреза, от координат пунктов наблюдения и от параметров источника поля.

Разрешив первое уравнение системы (1) относительно ρ_0 и подставив в него значение ΔI, определенное из второго уравнения этой системы, имеем:

$$r_0 = \frac{\Delta E_0}{P_0} \cdot \frac{G_0}{\Delta H_0} = \frac{\Delta E_0}{\Delta H_0} \cdot \frac{G_0}{P_0} .$$

Допустим далее, что геоэлектрический разрез, подстилающий ЭЖД, произвольный, а взаимное положение точек и долей стекания (натекания) токов рельсового пути и пунктов геофизических наблюдений такое же, как было в случае однородного полупространства. Тогда, по аналогии с соответствующими формулами методов сопротивления, например, вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) (Заборовский, 1963), в предыдущем математическом выражении надо ρ_0 заменить на $\rho_{k,mc}$ и, опуская индекс 0 у ΔE_0 , ΔH_0 , записать:

$$r_{k,mc} = \frac{G_0}{P_0} \cdot \frac{\Delta E}{\Delta H} \quad , \qquad (3)$$

где G_0/P_0 – соотношение, играющее роль коэффициента электроразведочной установки; ΔE – составляющая по оси *x* или *y* (декартовой системы координат xyz) импульса напряженности электрического поля, измеренного на рядовом пункте; ΔH – составляющая по оси *x*, *y* или *z* импульса напряженности магнитного поля, измеренного на базисном либо том же рядовом пункте наблюдения. То есть:

$$r^{ij}_{k,mc} = \frac{G_0^j}{P_0^i} \cdot \frac{\Delta E_i}{\Delta H_j} \quad , i=x, y; j=x, y, z. \qquad (3')$$

Таким образом, для преобразования реальных сигналов, выделенных из помех от ЭЖД, в профильные или площадные распределения параметра $\rho_{k,mc}$ достаточно значения их электрических амплитуд поделить на соответствующие значения магнитных и частное от деления умножить на

константы G_0^j / P_0^i, играющие роль коэффициентов электроразведочной установки.

Математические выражения для расчетов теоретических распределений $\rho_{k,mc}$ на поверхностях горизонтально-однородных геоэлектрических разрезов

Итак, при наличии реальной геологической среды величины $\rho_{k,mc}$ вычисляются по формуле (3). Пусть, теперь, наша железнодорожная ветка лежит на горизонтально-однородном слоистом геоэлектрическом разрезе. Тогда, если в (3) вместо ΔE и ΔH подставить их значения из системы уравнений (2), то получим:

$$r_{k,mc} = \frac{\Delta E_{сл} \cdot G_0}{\Delta H_{сл} \cdot P_0} = \frac{\Delta I \cdot r_1 \cdot P_{сл} \cdot G_0}{\Delta I \cdot G_{сл} \cdot P_0}.$$

Но, как следует из раздела «введение» настоящей работы, $\Delta H_0 = \Delta H_{сл}$, значит и $G_0 = G_{сл}$, откуда

$$r_{k,mc} = \frac{r_1 \cdot P_{сл}}{P_0} \qquad (4)$$

или, в координатной форме:

$$r^{\,i}_{k,mc} = \frac{r_1 \cdot P^i_{сл}}{P^i_0}, \quad i=x, y. \qquad (4')$$

Согласно (Вишнев, 2007, стр. 39, формулы 7' и 7") для случая, например, одностороннего питания электровозов и однородного полупространства (после некоторых преобразований упомянутых формул) имеем:

$$\Delta E_0^x = r_0 \cdot \Delta I \cdot \frac{k}{4p} \times$$

$$\times \left\{ \begin{array}{l} \int\limits_0^{l_0} Ax_m dl + \\ + \int\limits_{-\infty}^{0} Bx_m dl + \int\limits_{l_0}^{+\infty} Cx_m dl \end{array} \right\} = r_0 \cdot \Delta I \cdot P_{0,x}, \qquad (5)$$

$$\Delta E_0^y = r_0 \cdot \Delta I \cdot \frac{k}{4p} \times$$

$$\times \left\{ \begin{array}{l} \left[\int\limits_0^{l_0} A(y_m - l) dl \right] + \\ + \left[\int\limits_{-\infty}^{0} B(y_m - l) dl \right] + \left[\int\limits_{l_0}^{+\infty} C(y_m - l) dl \right] \end{array} \right\} = \qquad (5')$$

$$= r_0 \cdot \Delta I \cdot P_{0,y},$$

где

$$A = \frac{[-e^{-kl} + e^{k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2]^{3/2}},$$

$$B = \frac{[-e^{kl} + e^{k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2]^{3/2}},$$

$$C = \frac{[-e^{-kl} + e^{-k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2]^{3/2}},$$

а для случая горизонтально-однородного слоистого полупространства имеем:

$$\Delta E_{сл}^x = r_1 \cdot \Delta I \cdot \frac{k}{4p} \times$$

$$\times \left\{ \begin{array}{l} \left[\int\limits_0^{l_0} (Ax_m + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} Dx_m) dl \right] + \left[\int\limits_{-\infty}^{0} (Bx_m + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} Fx_m) dl \right] + \\ + \left[\int\limits_{l_0}^{+\infty} (Cx_m + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} Gx_m) dl \right] \end{array} \right\} = (6)$$

$$= r_1 \cdot \Delta I \cdot P_{сл,x},$$

$$\Delta E_{сл}^y = r_1 \cdot \Delta I \cdot \frac{k}{4p} \times$$

$$\times \left\{ \begin{array}{l} \left\{ \int\limits_0^{l_0} [A(y_m - l) + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} D(y_m - l)] dl \right\} + \\ + \left\{ \int\limits_{-\infty}^{0} [B(y_m - l) + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} F(y_m - l)] dl \right\} + \\ + \left\{ \int\limits_{l_0}^{+\infty} [C(y_m - l) + 2\sum\limits_{n=1}^{\infty} G(y_m - l)] dl \right\} \end{array} \right\} = \qquad (6')$$

$$= r_1 \cdot \Delta I \cdot P_{сл,y}$$

где

$$D = \frac{q_n[-e^{-kl} + e^{k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2 + (2dn)^2]^{3/2}},$$

$$F = \frac{q_n[-e^{kl} + e^{k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2 + (2dn)^2]^{3/2}},$$

$$G = \frac{q_n[-e^{-kl} + e^{-k(l-l_0)}]}{[x_m^2 + (y_m - l)^2 + (2dn)^2]^{3/2}}.$$

Подставив в (4) вместо $P_{сл}$ и P_0 их значения из (6), (6') и (5), (5'), получим:

$$r^{x}_{k,mc} = \\ = r_1\left\{\left\{\int_0^{l_0}(Ax_m + 2\sum_{n=1}^{\infty}Dx_m)dl\right\} + \left\{\int_{-\infty}^{0}(Bx_m + 2\sum_{n=1}^{\infty}Fx_m)dl\right\} + \left\{\int_{l_0}^{+\infty}(Cx_m + 2\sum_{n=!}^{\infty}Gx_m)dl\right\}\right\}: \\ :\left\{\int_0^{l_0}Ax_m dl + \int_{-\infty}^{0}Bx_m dl + \int_{l_0}^{+\infty}Cx_m dl\right\}, \quad (7)$$

$$r^{y}_{k,mc} = \\ = r_1\left\{\left\{\int_0^{l_0}[A(y_m - l) + 2\sum_{n=1}^{\infty}D(y_m - l)]dl\right\} + \left\{\int_{-\infty}^{0}[B(y_m - l) + 2\sum_{n=1}^{\infty}F(y_m - l)]dl\right\} + \left\{\int_{l_0}^{+\infty}[C(y_m - l) + 2\sum_{n=1}^{\infty}G(y_m - l)]dl\right\}\right\}: \\ :\left\{\int_0^{l_0}A(y_m - l)dl + \int_{-\infty}^{0}B(y_m - l)dl + \int_{l_0}^{+\infty}C(y_m - l)dl\right\}, \quad (7')$$

где $k=(r_p/r_п)^{1/2}$, r_p – погонное электрическое сопротивление рельсов (Ом/км), $r_п$ – погонное электрическое сопротивление перехода рельс – земля (Ом×км); x_m, y_m – координаты пунктов наблюдения m в прямоугольной системе xyz с началом в месте расположения питающей электровоз тяговой подстанции, осью y, направленной вдоль рельсов от подстанции к электровозу, осью z – по вертикали вниз; l – текущая координата железнодорожного полотна; l_0 – координата электровоза в момент изменения его тяговой нагрузки; q_n – коэффициенты (эмиссии), характеризующие электрические свойства геологической среды; d – общая мера глубин нижних границ пластов горизонтально-однородного слоистого полупространства; ΔE_0^x, ΔE_0^y, $\Delta E_{сл}^x$, $\Delta E_{сл}^y$ – проекции вектора электрической напряженности поля на оси координат x, y измерительной установки; пункт m – на поверхности полупространства, ось l совпадает с осью y, $z_m=0$.

При моделировании поведения параметра $\rho_{k,mc}$ над двухслойными разрезами коэффициенты эмиссии тождественны выражению:

$$\left(\frac{r_2 - r_1}{r_2 + r_1}\right)^n,$$

при моделировании поведения $\rho_{k,mc}$ над многослойными разрезами – рассчитываются по рекуррентным формулам (Заборовский, 1963). В случае, например, трехслойного разреза соответствующая рекуррентная формула имеет вид:

$$q_{(p_2+m)} = k_{12}\cdot q_{(p_2-p_1+m)} + k_{23}\cdot q_m - k_{12}\cdot k_{23}\cdot q_{p_1+m},$$

где $k_{12} = \left(\frac{r_2 - r_1}{r_2 + r_1}\right)$, $k_{23} = \left(\frac{r_3 - r_2}{r_3 + r_2}\right)$,

ρ_1, ρ_2, ρ_3 – удельные электрические сопротивления пород первого, второго и третьего слоя; $p_1=d_1/d$, $p_2=d_2/d$, d_1 и d_2 – расстояния от дневной поверхности до подошв соответствующих слоев; m = 1, 2, 3, …, (n – p_2); n = 1, 2, 3, …, ∞; n – номера коэффициентов эмиссии q_n.

Для случая двухстороннего питания электровозов математические выражения (7), (7'), обозначим их как (8), (8'), по своей структуре подобны и, в связи с громоздкостью, здесь не приводятся. При необходимости они могут быть получены путем несложных преобразованиях соответствующих формул, содержащихся в работе (Вишнев, 2007).

Результаты моделирования профильных распределений параметра $\rho_{k,mc}$

Первые расчеты кривых $\rho_{k,mc}$ были выполнены на ЭВМ БЭСМ-6 по алгоритмическим программам, составленным по просьбе автора Р.Б. Журавлевой и О.А. Хачай. Их результаты можно найти в статье (Вишнев, Дьяконова, Хачай, 1995). Однако

из-за малого быстродействия тогдашней вычислительной техники и острого дефицита машинного времени эти расчеты ограничивались незначительным количеством вариантов (менее десятка двухслойных кривых), и выводы, которые следовали из них, были неполными или, точнее, недостаточно обоснованными.

Новые материалы математического моделирования получены на ПК Intel Pentium 3 с использованием системы компьютерной математики – Mathematica 7. Они отличаются большим разнообразием сочетаний исходных характеристик тяговой сети ЭЖД, а значит и повышенной практической ценностью. Здесь, как и прежде, в качестве модели геологической среды взято горизонтально-однородное полупространство, но число слоев в полупространстве вычислительным алгоритмом, в отличие от алгоритма, используемого в работе (Вишнев, Дьяконова, Хачай, 1995), не ограничено. Оно может быть и два, и три, и сколько потребуется, лишь бы были в наличии необходимые технические средства. На текущий момент нам удалось рассчитать только двухслойные и трехслойные кривые $\rho_{k,mc}$. Однако для выявления основных закономерностей поведения изучаемого параметра на поверхности земных недр этого оказалось достаточным.

Примеры распределений по секущим ЭЖД профилям, полученные с применением формул (7), (7$'$) и (8), (8$'$), изображены на рис. 1 – 3. Они показывают:

1) графики параметра $r^{i}_{k,mc}(x)$ каждый в отдельности и все вместе, довольно хорошо отражают заданные свойства геологической среды. Но надо отметить, что кривые $r^{x}_{k,mc}(x)$, соответствующие перпендикулярной к рельсам составляющей напряженности электрического поля (рис. 2а, 3а), заметно рельефнее, чем кривые $r^{y}_{k,mc}(x)$, соответствующие параллельной рельсам ее составляющей (рис. 2б, 3б). Это, очевидно, объясняется различным влиянием на их поведение, так называемых, действующих разносов, которых у электроразведочной установки, осуществляемой при измерении помех от ЭЖД, целых два. Один – определяется расстояниями между положительными и отрицательными полюсами источника «полезных» сигналов, другой – расстояниями от пункта измерения до точек стекания (натекания) тока рельсового пути. Действие первого разноса, по-видимому, сильнее проявляется на профильных распределениях значений $r^{y}_{k,mc}$, действие второго – на профильных распределениях значений $r^{x}_{k,mc}$. Следовательно, кривые $r^{x}_{k,mc}(x)$ лучше подходят для изучения изменений электропроводности земных недр по вертикали, а кривые $r^{y}_{k,mc}(x)$, в связи с тем, что они над горизонтально-однородными разрезами более пологие, лучше подходят для изучения этих изменений по латерали.

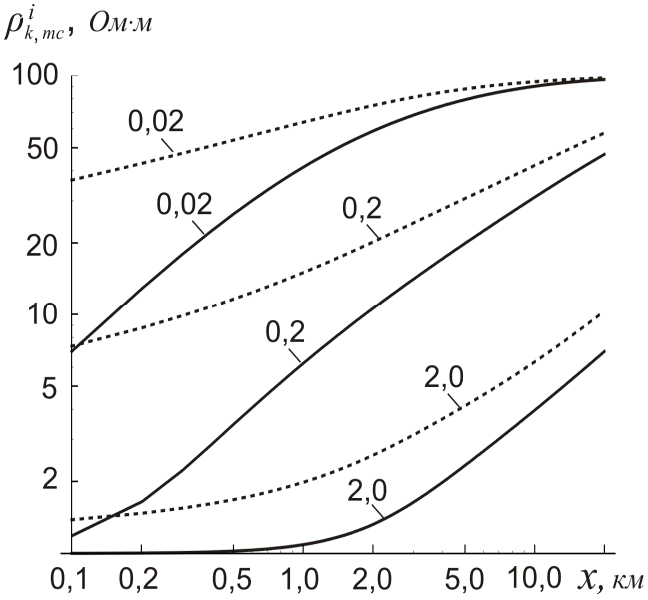


Рис. 1. Результаты расчетов величины $r^{i}_{k,mc}$ (Ом·м) по ортогональным ЭЖД профилям; сплошные линии – кривые кажущегося сопротивления при направлении измерительной установки *MN* перпендикулярно рельсовому пути ($r^{x}_{k,mc}$), пунктир – кривые кажущегося сопротивления при направлении измерительной установки *MN* параллельно рельсовому пути ($r^{y}_{k,mc}$); параметры модели источника поля: питание электровозов одностороннее, l_0=10 км, k=0,2 км$^{-1}$; координаты пунктов измерения: x_m=x (км), y_m=0,8 км, z_m=0; параметры геоэлектрического разреза: двухслойное полупространство, ρ_1=1 Ом·м, η=d_1 (км), ρ_2=100 Ом·м; шифр кривых – η=d_1

2) распределения $\rho_{k,mc}$ вдоль профилей, перпендикулярных преимущественному направлению ЭЖД, нанесенные на бланки с двойной логарифмической шкалой, внешне очень похожи на палеточные двухслойные и трехслойные кривые $\rho_к$ (Заборовский, 1963) вертикального электрического зондирования.

На них четко выделяются положительные (геоэлектрический разрез типа *K*, рис. 2) и отрицательные (геоэлектрический разрез типа *H*, рис. 3) экстремумы, различные асимптоты (например, ρ_1) и прочие атрибуты (рис. 1-3). Значит, обсуждаемые теоретические и соответствующие им практические кривые $\rho_{k,mc}$ можно интерпретировать как на качественном, так и на количественном уровне, причем некоторые приемы интерпретации могут, безусловно, быть такими же, как и в методе ВЭЗ.

3) на прилегающих к ЭЖД территориях при каждом конкретном значении l_0 (координата места изменения тяговой нагрузки электровозов) существуют области благоприятные и неблагоприятные для представления данных измерения помех от ЭЖД в виде распределений параметра $r^{ij}_{k,mc}$ (i=x, y; j=x, y, z). К первым – относятся те из них, на которых расположены экстремумы импульсов ΔE_i, ΔH_j, ко вторым – те, на которых расположены промежутки между упомянутыми экстремумами. Это, вероятно, объясняется наличием мест перехода через нуль у составляющих ΔE_x, ΔE_y и составляющих ΔH_x, ΔH_y, ΔH_z (Вишнев, 2007, рис. с. 42, 43), где выделение полезных сигналов (из-за их относительной малости) должно быть весьма затруднительным. Нечто подобное можно сказать и по поводу расчетов соответствующих $\rho_{k,mc}$. Однако в случаях, когда кривые $r^{ij}_{k,mc}$ получаются построенными с большими погрешностями, целесообразно использовать кривые $r^{zj}_{k,mc}$, $r^{zz}_{k,mc}$ либо $r^{iz}_{k,mc}$ (z – символ проекций векторов E и H на горизонтальную плоскость $x0y$ или дневную поверхность), т.к. величины ΔE_z, ΔH_z на любом профиле наблюдений точек перехода через нуль не имеют.

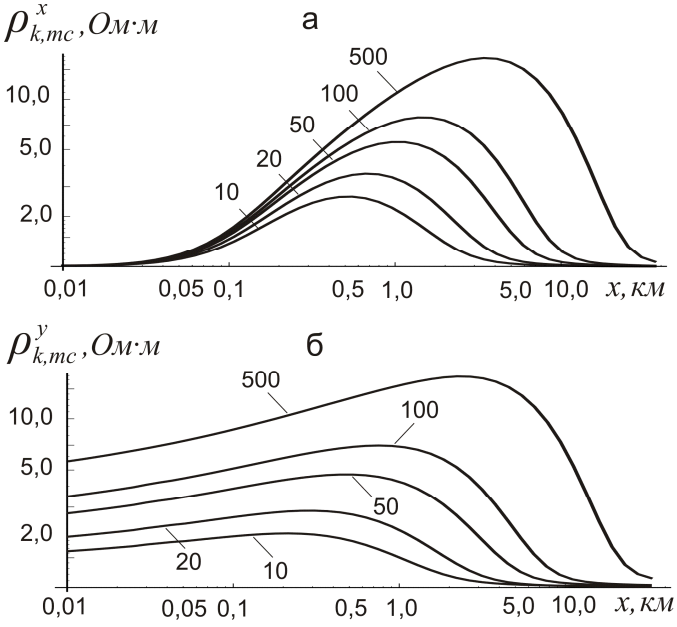


Рис. 2. Результаты расчетов величины $r^i_{k,mc}$ (Ом·м) по ортогональным ЭЖД профилям: а – кривые $r^x_{k,mc}$, б – кривые $r^y_{k,mc}$; параметры модели источника поля: питание электровозов двухстороннее, расстояние между соседними тяговыми подстанциями L=20 км, k=0,25 км$^{-1}$, l_0=5 км; координаты пунктов измерения: x_m=x (км), y_m=3 км, z_m=0; параметры модели геологической среды: трехслойное полупространство, геоэлектрический разрез типа *K*, ρ_1=1 Ом·м, d_1=0,1 км, μ=ρ_2/ρ_1, d_2=0,25 км, ρ_3=1 Ом·м; шифр кривых – μ=ρ_2/ρ_1

4) графики $r^x_{k,mc}(x)$ обладают асимптотами ρ_1 (которыми являются прямые ρ=ρ_1, параллельные осям абсцисс), а $r^y_{k,mc}(x)$ ими не обладают, но кривые $r^y_{k,mc}(x)$ значительно ближе к ЭЖД выходят на свои экстремумы (см. расположение максимумов на рис. 2б, 2а и минимумов на рис. 3б, 3а), что при некоторых обстоятельствах является весьма существенным.

Выводы

Из вышеизложенного следует:

а) представление данных измерения импульсных помех от электрической железной дороги в виде распределений параметра кажущегося сопротивления является вполне осуществимым и весьма полезным методическим приемом, потому что позволяет (по крайней мере, при стечении благоприятных обстоятельств) производить интерпретацию этих данных, как на качественном, так и на количественном уровне;

б) использование кривых $\rho_{k,mc}$ должно, вероятно, привести в дальнейшем к значительному расширению круга производст-

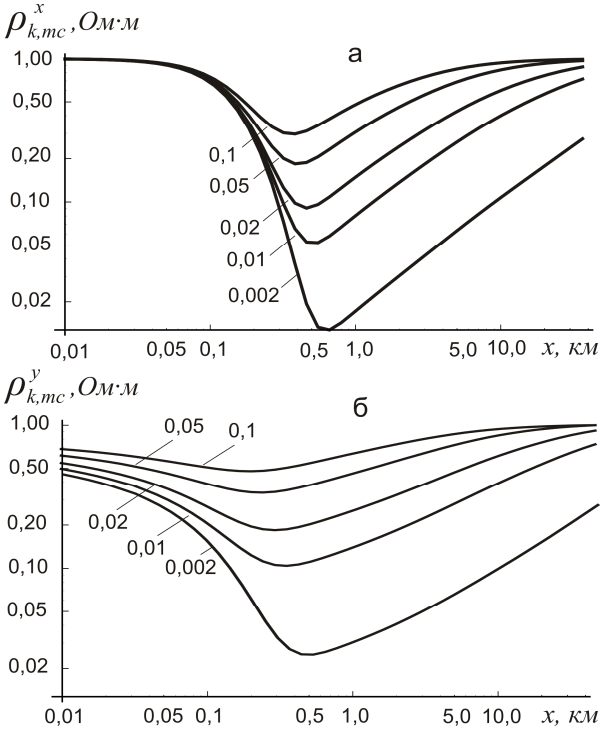


Рис. 3. Результаты расчетов величины $r^{i}_{k,mc}$ (Ом·м) по ортогональным ЭЖД профилям: а – кривые $r^{x}_{k,mc}$, б – кривые $r^{y}_{k,mc}$; параметры модели источника поля: питание электровозов двухстороннее, расстояние между соседними тяговыми подстанциями L=20 км, k=0,25 км$^{-1}$, l_0=5 км; координаты пунктов измерения: x_m=x (км), y_m=3 км, z_m=0; параметры модели геологической среды: трехслойное полупространство, геоэлектрический разрез типа H, ρ_1=1 Ом·м, d_1=0,1 км, μ=ρ_2/ρ_1, d_2=0,25 км, ρ_3=1 Ом·м; шифр кривых – μ=ρ_2/ρ_1

венных задач, решаемых с помощью МБТ. К их числу надо, очевидно, в первую очередь отнести мониторинг состояния грунтов под крупными инженерными сооружениями, прилегающими к ЭЖД, включая и особо опасные участки самой дороги, т.к. другие методы электроразведки там зачастую неприменимы.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН конкурсной программы № 09-Т-5-1024.

Литература

Вишнев В.С. Об использовании поля тяговой сети электрической железной дороги для электрозондирования / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. 27 с. Деп. в ВИНИТИ, № 4380 – В89.

Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Хачай О. А. Опыт электрозондирования верхней части земной коры Урала полем тяговой сети электрифицированной железной дороги // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 122-127.

Вишнев В.С. Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 16-23.

Вишнев В.С. Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2007. № 2, 3. С. 35-47.

Заборовский А.И. Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1963. 423 с.

Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. 352 с.

УДК 550.834.3 (571.1)

ПОЛОЖЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО ОСОБЕННОСТЯМ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрена проблема о положении восточной границы уралид с учетом специфики строения верхней части литосферы, установленной по серии субширотных профилей ГСЗ и объемному моделированию в северо-западном сегменте Западно-Сибирской плиты. Наличие такой границы подчеркивает самостоятельность структуры Западно-Сибирской плиты на древних этапах развития континентальной коры.

Земная кора, тектоника.

POSITION OF THE EASTERN FRONTIER OF THE URAL FOLDED BELT ON FEATURES OF THE STRUCTURE OF EARTH CRUST

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The problem about position of east border uralid is considered in view of specificity structure upper part lithosphere, established on a series sublatitude profiles DSS and volumetric modelling in nord-west segment of the Western - Siberian plate. Presence of such border emphasizes independence structure of the Western - Siberian plate at ancient stages of development continental crust.

Earth crust, tectonics.

Вопрос о геологической природе Западно-Сибирской геосинеклизы возник давно и решается неоднозначно. Муратов М.В. в 1975 г., а затем Пейве А.В., Яншин А.Л., Сурков В.С., Бочкарев В.С. (Муратов, 1975; Журавлев, 1986; Бочкарев, Криночкин; 1988; Иванов и др., 2003) и другие относили Западно-Сибирский бассейн к молодой плите в составе Урал-Алтай-Сибирского пояса. Тем самым большинство исследователей считали, что доюрский фундамент Западной Сибири представлен складчатыми комплексами окружающих горных систем. Такая точка зрения была господствующей, считалось, что структуры Уральского складчатого пояса продолжаются до центральной части Западно-Сибирского складчатого пояса. Но существовала и другая точка зрения, высказанная Маркевичем П.В. в 1966 г. (Маркевич, 1966) о том, что осадочный бассейн Западно-Сибирской геосинеклизы унаследовал древнейшие тектонические сооружения континентальной коры и что здесь, начиная с верхнего палеозоя – триаса происходит зарождение новой геосинклинальной системы. Об автономности Западно-Сибирского геоблока свидетельствуют результаты глубинных сейсмических исследований глубокого и сверхглубокого бурения. Они установили значительные отличия верхней части литосферы этой плиты от окружающих складчатых сооружений и наличие в пределах Западно-Сибирской плиты метаморфизованных древних массивов, промежуточных субплатформенных отложений, а на севере плит – палеозойских субплатформенных комплексов палеозоя (севернее 66° параллели). Рифтовые структуры имеют молодой возраст, преимущественно триас, когда в соседних складчатых поясах тектоническая активность литосферы практически затухла, за исключением отдельных участков. Сами рифтовые системы, имея черты подобия с более древними континентальными рифтами, отличаются от них масштабностью рифтинга.

Решение рассмотренного тектонического вопроса важно как для понимания эволюции геологической среды Западно-Сибирской геосинеклизы, так и для расширения ресурсной базы углеводородов (УВ) в Западной Сибири. Рассмотрим эту проблему на примере Восточной границы собственно уралид, к которым относятся складчатые отложения, представленные вулканическими метаморфическими и ин-

трузивными комплексами главной фазы Уральского рифтогенеза, соответствующими по возрасту O_{2-3}–S.

Трудности решения проблемы заключаются, на наш взгляд, в следующем:

1) доюрское основание Западно-Сибирской геосинеклизы перекрыто мощным чехлом мезокайнозойских отложений, поэтому тектонические построения основания выполнялись (и выполняются) на основе потенциальных геофизических полей, сейсмической информации по верхней части земной коры с привязкой к ограниченной геологической информации;

2) не учет особенностей глубинного строения Западно-Сибирской плиты по сравнению со структурами ее обрамления;

3) господство на продолжении многих десятков лет, как уже указывалось выше, тектонической концепции о принадлежности Западной Сибири к единому Урало-Алтае-Монгольскому поясу герцинид.

Решение этой проблемы представляет также большой интерес для региональной нефтяной геологии по оценке перспектив на поиски месторождений УВ в приуральской части Западной Сибири.

Опыт глубинных сейсмических исследований в Уральском регионе и других районах свидетельствует о том, что при картировании крупных геологических структур необходимо учитывать особенности строения земной коры и верхней мантии (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976; Дружинин и др., 2009). Исследованиями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) установлено, что по основным параметрам Западно-Сибирская плита существенно отличается от Уральского складчатого пояса, Восточно-Европейской платформы, что позволяет считать ее самостоятельной мегаструктурой древнейшего заложения (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976).

Уральский складчатый пояс является крупной шовной структурой рифтовой природы, расположенной на стыке двух крупных платформ Евроазиатского континента. По особенностям глубинного строения он подразделяется на Западно-Уральскую, Центрально-Уральскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Причем для двух последних наблюдаются промежуточные черты строения (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976), что затрудняет определение пограничной зоны между ними при решении рассматриваемой проблемы. Аналогичной Центральной мегазоне Урала структуры на всей территории Западной Сибири не установлено. По данным бурения, наиболее полно представленных в работах В.С. Бочкарева, Е.Г. Журавлева, В.С. Суркова (Сурков, Жеро, 1981; Журавлев, 1986; Бочкарев, Криночкин, 1988) доюрские отложения на основной территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) представлены, в различное время метаморфизованными, древними породами и интрузивными комплексами разного состава при широком развитии здесь осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов девон-карбон-триасового (D-C-T) возраста, которые образуют Центрально-Западно-Сибирскую мегаструктуру поздних герцинид. Поэтому в геологическом отношении искомая пограничная структура может соответствовать, по нашему мнению шву, разделяющему Уралиды и структурно-формационные зоны преимущественно поздних герцинид.

Рассматриваемая область сочленения достаточно изучена ГСЗ. Для этой территории имеются гравимагнитные съемки различных масштабов. Породы доюрского фундамента перекрыты чехлом осадочных отложений мезокайнозоя мощностью от 200 до 3800 м. Имеющиеся на этой территории конкретные геологические сведения по скважинам «крайне скудны и противоречивы» (Печеркин, Качкин, Говоров, 2003) и сосредоточены, в основном, на разведочно-поисковых площадях. Субширотные дислокации, осложняющие положение восточной границы, намечаются также по результатам проведенного трехмерного плотностного моделирования на северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Дружинин и др., 2009).

Для иллюстрации зоны возможной пограничной структуры приводятся фрагмен-

ты разрезов по нескольким профилям ГСЗ (рис. 1, цветная вкладка), которые указывают на изменчивость картины глубинного строения, соответствующей этой зоне. На рис. 2 (цветная вкладка) показано положение пограничного шва по восточной границе уралид.

В южной части рассматриваемой территории пограничная структура шириной до 50 км, соответствующая западной части Тюмено-Кустанайского прогиба, имеет шовный характер строения, который проявлен в сложном строении земной коры и верхов верхней мантии, наличии крупных неоднородностей с аномальными характеристиками физических параметров. Общее падение пограничного шва – выдержанное западное, в сторону центральной мегазоны Урала. Пограничный шов в указанных широтах отделяет область развития уралид от каледонид Казахстанской складчатой области и заложен на древней Казахстанской плите Азиатской платформы. Структуры Зауральской области, расположенные восточнее Центральной мегазоны, вписываются в общий структурно-тектонический план уралид в рассматриваемом сечении.

Севернее н.п. Тавда, Таборы, между широтами 59°-68°, в пределах Среднего, Северного и Приполярного Урала существенно меняется глубинное строение Зауральской области и, соответственно, пограничной структуры. Это, по-видимому, вызвано тем, что здесь расположен древний Ханты-Мансийско-Надымский мегаблок (сегмент) Западно-Сибирского геоблока, в связи с чем наблюдается смещение пограничной структуры на запад примерно на 150 км. Сложное строение указанного мегаблока в зауральской области обусловлено также широким развитием древних доуральских (PR?) структур фемического профиля (Шеркалинский блок), которые подверглись рифейской гранитизации, с последующим частичным развитием здесь уралид. Значительной активизации рассматриваемая Зауральская область подверглась в мезокайнозое и новейшее время. В результате действия всех перечисленных процессов наблюдается сложная картина строения в структурно-тектоническом и вещественном отношениях, что нашло отражение в физических полях и затрудняет прослеживание восточной границы уралид (рис. 3, цветная вкладка).

Пограничная структура имеет северо-восточное простирание, располагаясь в пределах 63°-70° в.д., азимут простирании 40°; она разбита серией с-северо-западных дислокаций на отдельные звенья. Пограничная зона, в отличие от южного сегмента, не имеет выдержанного западного падения. Более неопределенной является положение границы севернее 64-ой параллели в Полярной части Урала, где Тагильский прогиб расположен на восточном борту мантийного трога и резко сокращен в размерах, так же как и Зауральская область, и в пределах 67°-68° в.д. пограничная структура изменяет направление на субширотное.

Интересно отметить, что аналогичная картина положения пограничного шва просматривается на схематической тектонической карте фундамента ЗСП, составленной Е.Г. Журавлевым (Журавлев, 1986) на основе представлений глобальной тектоники. Преимущественным развитием в Зауральской области пользуются субширотные и диагональные северо-западного простирания дислокации.

Таким образом, положение восточной границы Уралид **совпадает** по данным ГСЗ и другим данным о глубинном строении с имеющейся геолого-геофизической информацией о строении доюрских комплексов и не зависит от различия во взглядах на геодинамику литосферы. Существенно иная структура Зауральской области севернее 58°-59° с.ш., расположенной в пределах древнего сегмента Западно-Сибирской плиты, выдвигает эту область в разряд нефтегазоперспективных территорий, прежде всего на поиски в доюрских комплексах и низах осадочного чехла. Задача поисков углеводородов в доюрских комплексах Приуральской части, включая гранитоидные массивы, облегчается меньшей относительно остальной части Западной Сибири мощностью осадков Mz-Kz. В пределах Свердловской области перспек-

тивными площадями на основе глубинных критериев являются Ереминская (Пелымская), Чернореченская площади и Буткинский гранитоидный массив (Дружинин, Осипов, Начапкин, 2003). Кроме того, намечается приуроченность крупных месторождений УВ Западной Сибири к узлам сочленения дислокаций разных направлений.

В заключении необходимо отметить, что вопрос о восточной границе Западно-Сибирской геосинеклизы, представленной Енисейским складчатым сооружением, может быть решен аналогичным образом: на это указывает подобие строения земной коры Енисейского кряжа и Уральского складчатого пояса (Рудницкая и др., 2008).

Тем самым подтверждается ранее высказанное нами предположение, что Западно-Сибирская геосинеклиза в основе своей представляет древнюю геоструктуру континентальной коры. Она имеет древний кристаллический фундамент, представителями которого являются древние массивы типа Ханты-Мансийско-Ноябрьского и другие. Решение тектоники основания осадочного бассейна и его геодинамической эволюции Западно-Сибирской геосинеклизы имеет важное значение для поисков месторождений УВ в глубокозалегающих горизонтах и новых районов.

Выводы

1. Существование Западно-Сибирской геоструктуры как самостоятельного подразделения континентальной коры вынуждает вести корректировку в существующие представления по тектонике данной структуры.

2. Земная кора Западно-Сибирской геоструктуры в областях сочленения с обрамляющими складчатыми поясами характеризуется промежуточными чертами строения, по крайней мере, по западной части. Поэтому это обстоятельство необходимо учитывать при оценке нефтегазоперспективности Приуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума УрО РАН, проект 09-Т-5-1018.

Литература

Бочкарев В.С., Криночкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 81-104.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.А., Нестеров И.И. (мл), Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры. // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104-112.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. К вопросу о поисках месторождений углеводородов в новых районах Уральского региона. // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 34-41.

Дружинин В.С., Рыбалка В.И., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 158 с.

Журавлев Е.Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 1986. № 5. С. 107-115.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин В.М., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Н., Ерохин Ю.В. Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири // ДАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 647-651.

Маркевич В.П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1966. 247 с.

Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 175 с.

Печеркин В.М., Качкин А.А., Говоров С.С. Новые данные о строении и перспективности нефтегазоносных доюрских отложений Яхлинской площади. // Геофизика. 2003. № 1. С. 28-32.

Рудницкая Д.И., Вальчек В.И., Старосельцев В.С., Горюнов Н.А., Щербаков В.А. Изучение глубинного строения Земной коры нефтегазоносных территорий Восточной Сибири по сейсмическим данным. // Геофизика. 2008. № 3. С. 13-17.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

УДК 550.834 (265.5)

К СТРОЕНИЮ ЛОЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Ломтев В.Л. **–** Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Аннотация. Представлены результаты интерпретации данных, полученных с помощью некоторых сейсмических методов по Северо-Западной (СЗ) Пацифике. Они связаны с дивергентным гравитационным срывом океанической коры (слои 1-4) в позднем кайнозое и сопутствующим «холодным» экструзивным магматизмом. Показано, что срыв привел к формированию бескорневой структуры восточного и западного аллохтонов (плиты или тектонические покровы), которые сползают со склонов краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Формирование экструзий обусловлено, вероятно, гранитизацией фаций раннего Тетиса в слое трения (4). Одновременно здесь происходит и термогенерация углеводородов (в основном газа), фиксируемых на всех сейсмопрофилях в слоях 1, 2 в абиссальной котловине Тускарора. Намечено несколько новых проблем в геологии, тектонике и истории региона.

Северо-Западная Пацифика, коровый дивергентный срыв, аллохтонная плита, деколлемент, моноклиналь, экструзия, протрузия, Пацифида, Тетис.

TO THE STRUCTURE OF NORTH-WEST PACIFIC BASIN

Lomtev V.L. – Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

Abstract. Results of interpretation of the data received with the help of some seismic methods on N-W Pacific Basin are submitted. They are connected with a divergent gravity glide of oceanic crust (layers 1-4) in the Late Cenozoic and attendant «cold» extrusive magmatism. It is showed, that the glide lead to unroot structure of eastern and western allochthons (plates or tectonic covers), which slide from slopes of outer rise and Hokkaido fault zone upliftes. Extrusion formation possibly bring about granitization of Early Tatees faces in the friction layer (4). It is simultaneously hydrocarbon thermogeneration (mainly gas) here, fixed on all seismoprofiles in the layers 1, 2 of Tuskarora abyssal basin. Some new problems in region geology, tectonics and history are marked.

North-West Pacific Basin, crustal divergent glide, allochchthonous plate, decollement, monocline, extrusion, protrusion, Pacifida, Tatees.

Введение

В статье рассматриваются материалы многоканального метода общей глубинной точки (МОГТ) и одноканального непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн (НСП МОВ) по СЗ Пацифике, полученные ИМГиГ ДВО РАН в 70-90-х годах прошлого века, и результаты их геологической интерпретации в авторской трактовке (рис. 1-11). Интерес к ним обусловлен признаками дивергентного гравитационного срыва геофизических слоев 1-4 или т.н. океанической коры и сопряженного с ним «холодного» экструзивного магматизма (Ломтев, 2000, 2002, 2007, 2008а, б; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др., 2004а, б; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008; Патрикеев, Ломтев, 1997). Одним из ключевых является профиль низкочастотного (20 Гц) МОГТ 1 близ субширотного разлома Тускарора, который ограничивает с юго-запада поднятие Хоккайдо (Зенкевича), отмеченное на батикарте Мирового океана (1977). Здесь проходит известный региональный профиль ГСЗ 1-0, следующий через Курильский пролив Екатерины к заливу Терпения (о-в Сахалин), (Строение.., 1984; Тектоника…, 1983).

Таким образом профиль МОГТ 1 освещает строение краевого вала и прилегающей части абиссальной котловины Тускарора на расстоянии около 800 км и до сих пор является одним из самых информативных в Мировом океане по сейсмо- и тектоностратиграфии океанической коры (рис. 1, 2).

НСП проводилось в основном на СЗ плите Пацифики (свыше 20000 погонных км), выделяемой между Курило-Камчатским и Японским глубоководными

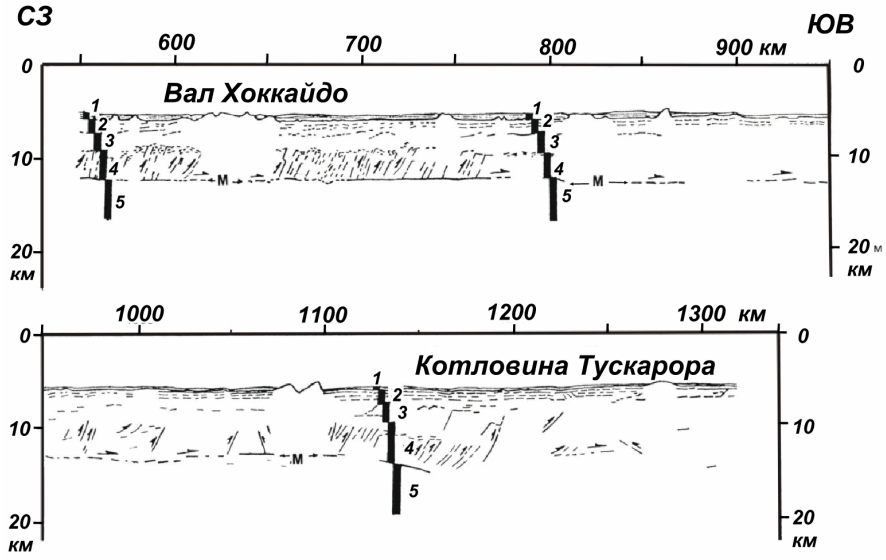


Рис. 1. Глубинный разрез МОГТ 1 близ разлома Тускарора (Ломтев, 2008б; Патрикеев, Ломтев, 1997): 1-5 – геофизические слои (закрашенные колонки), М – деколлемент в подошве океанической коры (слои 1-4); здесь и на рис. 2-11 – наклонные прерывистые линии со стрелками – чешуйчатые надвиги и смещения по ним; координаты начала (41° 45,9' с. ш., 150°12,4' в. д.) и конца профиля (35°59,3' с. ш., 153°01,8' в. д.).

желобами на западе и поднятием Шатского на востоке (Тектоника…, 1983). С севера плиту ограничивает зона разлома Хоккайдо, выделенная на батикарте Мирового океана (1977) и напоминающая небольшой срединно-океанический хребет с осевым рифтом, сегментированный поперечными разломами (Андреев, Немченко, 1995). Южным ограничением плиты являются горы Мид Пасифик или Маркус-Уэйк-Неккер (Удинцев, 1972).

Важной особенностью представленных данных НСП является повышенная (120-150 Гц) в сравнении со стандартной (60-80 Гц) частота излучения, позволившая обнаружить тонкую расслоенность кайнозойского осадочного чехла (слой 1), обычно полупрозрачного (рис. 4-11).

По данным бурения б/с «Гл. Челленджер» (Рудич, 1984) в трактовке автора она связана с пестрыми, субаэральными лессами (20-100 м) мезокайнозойской континентальной платформы Пацифида, перекрытых позднекайнозойскими турбидитами и гемипелагитами молодой Пацифики (Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др., 2004б). Заметим, что более 150 лет лессы описы-

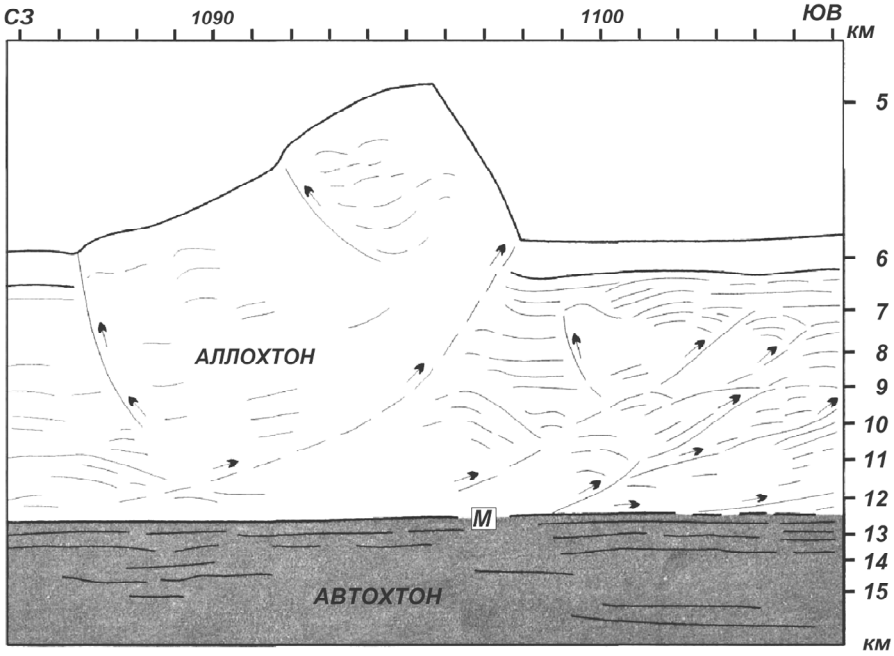


Рис. 2. Надвиговая моноклинальная гряда высотой 1 км, связанная со срывом слоев 1-4 в абиссальной котловине Тускарора (фрагмент профиля МОГТ 1 на рис. 1).

вались как пелагические глины – типичные фации ложа океана, хотя по данным бурения сотен скважин они в основном немые, поскольку не содержат морской микро- и макрофауны in situ.

Фации Пацифики залегают на лессах с региональными, угловым и азимутальным несогласиями. Они слагают фаны или конусы выноса каньонов Японо-Курило-Камчатской континентальной окраины на краевом вале (континентальное внешнее подножие), а также Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора, севере поднятия Шатского и смежной котловины Картографов – конечный бассейн стока турбидитов (Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др. 2004б; Тектоника…, 1988). Выше залегают придонные маломощные (первые метры – десятки метров) гемипелагические илы и переотложенные лессы среднего плейстоцена – голоцена, которые накопились после тектонической изоляции ложа СЗ Пацифики от турбидитных потоков, обусловленной заложением Курило-Камчатского, Японского и отчасти Алеутского глубоководных желобов 0,5-1 млн. лет назад (Ломтев, Патрикеев, 1988).

В отличие от осадочного кайнозоя сейсмостратиграфия осадочно-траппового разреза позднего мезозоя СЗ Пацифики в верхах слоя 2 слабо зависит от повышения частоты НСП и известна с 60-х годов прошлого века (Ломтев и др., 2004б; Патрикеев, Ломтев, Немченко, 1997).

В котловине Тускарора его кровельную часть слагают слоистые и шероховатые (прибрежные) сейсмофации (региофации) контрастного опакового слоя или горизонта пестрых кремней и глин конца раннего – позднего мела мощностью до 200-300 м. Ниже залегают почти прозрачные шельфовые, в кернах скважин нередко пестрые из-за окраски переотложенными лессами, карбонаты (в основном известняки) позднего эпиконтинентального Тетиса видимой мощностью до 400 м. Их возраст по данным бурения определяют поздней юрой – ранним мелом (Рудич, 1984). Карбонаты вмещают финальные, акустически контрастные траппы мезозойской трапповой формации провинции по Г.Ф. Макаренко (Макаренко, 1983) толщиной до 100 м. На участках ярусного строения траппов мощность карбонатов может превысить 1 км. Низы слоя 2 и высокоскоростной слой 3 почти нацело сложены мезозойскими траппами, тогда как слой 4 – в основном фациями раннего, вероятно, эпиконтинентального Тетиса, условно датируемых палеозоем-рифеем (Ломтев, 2007). Подстилающая кора выделяется как геофизический слой 5 с подошвой на глубине от 33 (вал Хоккайдо и прилегающая часть котловины Тускарора) до 36 км (южный блок поднятия Шатского) ниже уровня океана (Патрикеев, Ломтев, 1997; Gettrust, Furukawa, Kroenke, 1980).

На профиле МОГТ его кровельная часть мощностью несколько километров имеет платформенное строение (Патрикеев, 2000; Патрикеев, Ломтев, 1997). После сейсмостратиграфической привязки видимого разреза ложа СЗ Пацифики стало возможным датирование тектонических и магматических деформаций и восстановление истории геологического развития этого региона (Ломтев, 2000, 2007).

Коровый срыв

По материалам, полученным с помощью метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метода преломленных волн (МПВ) на ложе СЗ Пацифики и в других регионах абиссального ложа традиционно предполагалось нормальное, без срыва, залегание тонкой (5-10 км) и местами утолщенной (20-30 км – поднятие Шатского) океанической коры на мантии (Строение…, 1984). Однако в конце прошлого века с появлением МОГТ, освещавших строение слоев 1, 2, были обнаружены признаки тектонических срывов на ложе Атлантики и Индийского океана (Пилипенко, 1994). В основном это одиночные и/или серии (пакеты) чешуйчатых надвигов, ограничивающих или скорее нарезающих аллохтонные чешуи и более крупные коровые пластины (Ломтев, 2008а; Разницын, 2006). В рельефе дна они образуют моноклинальные гряды и хреб-

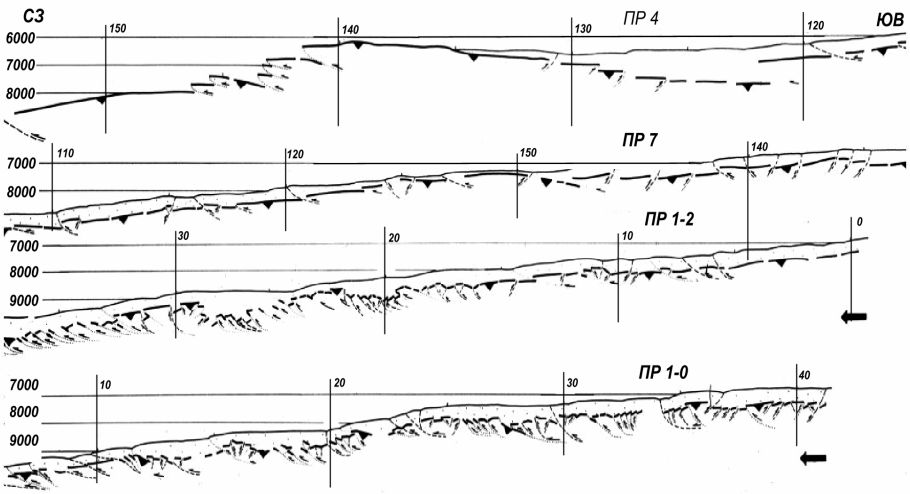


Рис. 3. Глубинные разрезы НСП 4,7 и МОГТ 1-0,1-2 по внешнему склону южной части Курильского желоба (Ломтев, Патрикеев, 1985); вертикальный и горизонтальный м-бы одинаковы: по горизонтали – длина профиля, км; по вертикали – глубина разреза, м; чешуйчатые надвиги смещают дно и кровлю слоя 2

ты, местами с рамповыми полуграбенами во фронте (рис. 2-6). Однако недостаточная глубинность метода не позволяла определить глубину срыва, что стало возможным на профилях более глубинного МОГТ в СЗ Пацифике (Патрикеев, Ломтев, 1997; Matsuzawa et al., 1980).

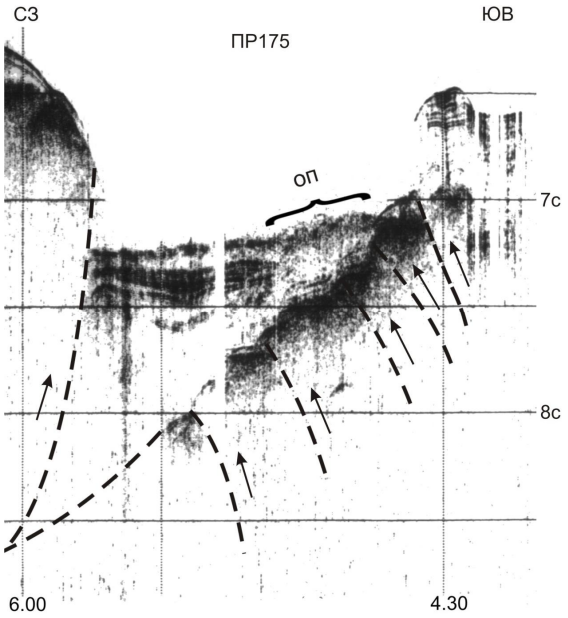


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 175 через рамповый полуграбен в окрестностях разлома Хоккайдо (НИС «Проф. Гагаринский»-1989): ОП – оползень неоген-раннечетвертичных гемитерригенных осадков с шероховатыми сейсмофациями; вертикальный м-б – в секундах двойного пробега, вертикальные линии – получасовые марки времени, прерывистые линии – предполагаемые разломы и смещения по ним (стрелки) здесь и на рис. 5-11; координаты: ПК 4.30 (45°21,87' с.ш., 155°54,38' в.д.) и ПК 6.00 (45°15,14' с.ш., 156°09,85' в.д.)

Так, на рис. 1 обнаружена система малоамплитудных чешуйчатых надвигов (дуплекс) СЗ падения, наклонных под 20-25° и выполаживающихся к гладкому деколлементу (поверхность срыва в кровле слоя 5 на глубине 6-7 км под дном). Последний имеет пологий $(0,1^{o})$ региональный наклон к юго-востоку от краевого вала и зоны разлома Хоккайдо. Чешуйчатые надвиги и сопряженная с ними складчатость срыва сосредоточены в основном в слое трения (4) и непосредственно связаны с трением в подошве аллохтона (Ломтев, 2008а; Ломтев, Патрикеев, 1985). Поэтому слой 4 уместно принять за складчатый фундамент СЗ коровой аллохтонной плиты. На границах тектонических пластин протяженностью до 150 км надвиги достигают дна и формируют моноклинальные хребты и гряды (рис. 2). Вместе с тем на временном разрезе МОГТ 1, представленном в работе В.Н. Патрикеева (Патрикеев, 2000), есть несколько случаев пересечения сместителями надвигов деколлемента. Однако они не нарушают его рельеф и региональный наклон, поэтому скорее всего являются артефактами, вызванными боковым сносом (Ломтев, Патрикеев, 1985).

Во фронте срыва располагается подводное поднятие Шатского, представляющее собой блоковую мегамоноклиналь с крутым и коротким восточным бортом в сравнении с западным. Судя по рис. 2 оно возникло при коровом срыве к юго-востоку, хотя глубину его еще предстоит определить. Аллохтонную природу и кай-

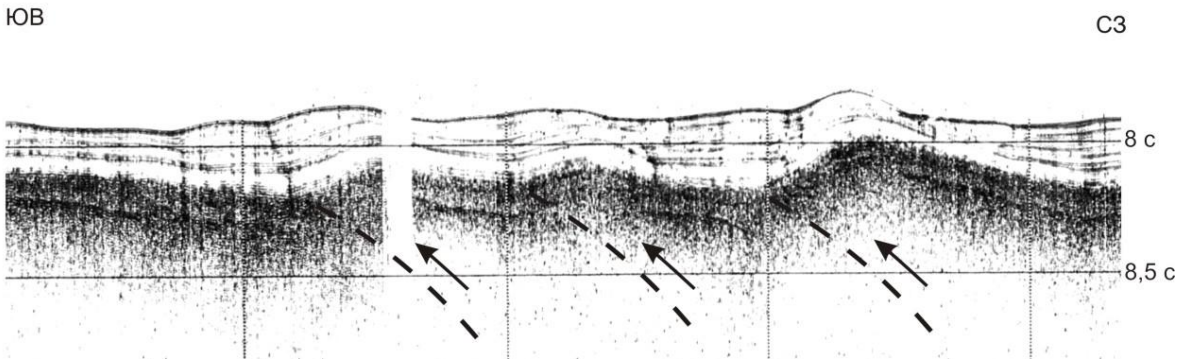


Рис. 5. Типичные малоамплитудные моноклинальные деформации тектонического срыва слоев 1-4 в абиссальной котловине Тускарора на одном из профилей НСП

нозойский (Ломтев, Патрикеев, Немченко,1997; Ломтев, 2007), а не мезозойский, как обычно считают (Строение…, 1984; Тектоника…, 1983), возраст этого поднятия подтверждают известный разрыв системы мезозойских линейных магнитных (трапповых?) аномалий, два бенча на глубине 4500 м и клиноформы бокового наращивания (южный блок) в кайнозойских отложениях (инверсионное поднятие по В.Л. Ломтеву) (Ломтев, 2007).

Сползание слоев 1-4 вниз по региональному уклону деколлемента имеет гравитационную природу, а его привязка к кровле слоя 5 характерна для пластовых срывов (Ломтев, 2008а; Патрикеев, Ломтев, 1997). Развитие срыва на ложе СЗ Пацифики было вызвано продолжительным литостатическим давлением тяжелых мезозойских траппов мощностью 3-3,5 км на компетентные осадочные толщи раннего Тетиса. По своей кинематике это преимущественно крип или т.н. длительная ползучесть, характерные для скальных оползней (Оползни…, 1981). В абиссальной котловине Тускарора крип опознается по малоамплитудным (десятки–сотни м) асимметричным конседиментационным складкам в осадках Камчатского контурного мегафана (рис. 5). Однако в начальную фазу и в среднем плейстоцене-голоцене срыв происходил более быстрыми темпами. Первое фиксируют взбросо-надвиговая моноклинальная гряда и осевой рифтограбен, частично выполненный слабодеформированными неоген-раннечетвертичными турбидитами курильских и камчатских каньонов (рис. 6-8), второе – молодые крупномасштабные деформации дна высотой до 1-3 км на краевом вале, зоне разлома Хоккайдо и особенно поднятии Шатского (Васильев, 1988; Патрикеев, Ломтев, Немченко, 1997). Доседиментационный возраст гряды на рис. 6 подчеркивает горизонтальное налегание контрастных, неоген-раннечетвертичных турбидитов на ее склоны, а ее связь со срывом слоев 1-4 – отчетливая асимметрия (сравнить с рис. 2).

Важной особенностью срыва в СЗ Пацифике является его дивергентность или проти-

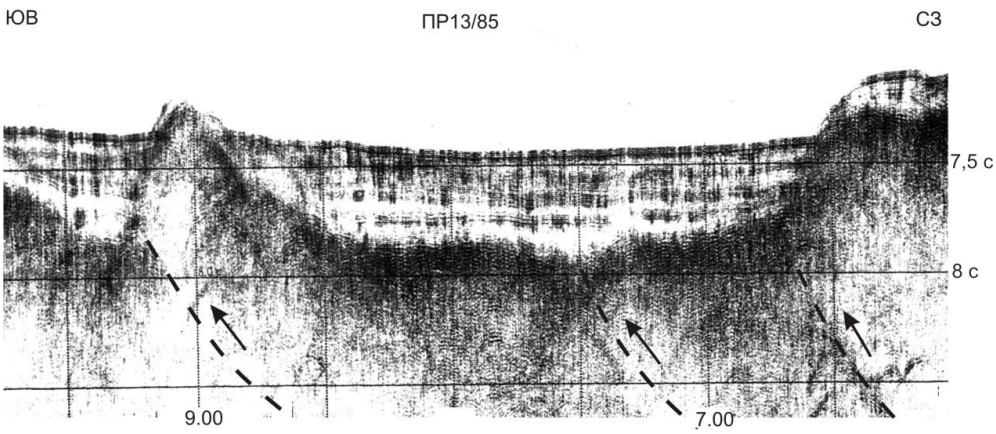


Рис. 6. Фрагмент профиля НСП 13/85 в котловине Тускарора через раннемиоценовую? моноклинальную гряду (НИС «Пегас»-1985), связанную с начальной фазой срыва слоев 1-4 к ю-в от вала Хоккайдо

воположная направленность (Ломтев, 2002). Основанием тому является встречное падение чешуйчатых надвигов на восточном (СЗ на рис. 1) и западном (ЮВ на рис. 3) склонах краевого вала. Последние формируют тектонические ступени внешнего склона Курильского желоба и автохтона его внутреннего склона, местами с признаками вергентности: от пологих, фронтальных разломов к крутым, тыловым, имеющим возможно с цилиндрическими сместителями, характерными для складчатых надвигов Г.Д. Ажгирея (Ломтев, Патрикеев, 1985). Заметим, что отражающие площадки на рис. 3 построены с точностью 50-100 м, предельной для МОВ, и до сих пор не повторены другими исследователями.

В итоге дивергентный срыв слоев 1-4 сформировал два, западный и восточный, аллохтоны (плиты или тектонические покровы) шириной до 200 и 1000 км соответственно (асимметричный срыв). Граница между ними проходит по осевому рифтограбену (раздвиг) шириной 20-30 км и глубиной 1-2 км на краевом валу и поднятиях зоны разлома Хоккайдо (рис. 7, 8).

Раздвиг маркирует корни покровов и определяет предельные амплитуды расползания аллохтонов. Его аномально малая (1-2 км) глубина в сравнении с глубиной деколлемента (6 км), как показано на рис. 1, указывает на заполнение зоны раздвига вязкими массами слоя трения еще до начала проградации фанов каньонов на ложе СЗ Пацифики (Ломтев, Патрикеев, 1988), что подтверждают распространенные здесь многочисленные экструзивные конические горы и холмы (рис. 7, 8).

Отметим также и другие особенности исследуемого пластового срыва. Так, известные данные по низкому кондуктивному теплопотоку на ложе СЗ Пацифики, близкого ~1 е.т.п. (Строение…, 1984), позволяют считать его «холодным» – возможно первые сотни градусов в слое трения (Ломтев, 2007). По данным донных сейсмографов (Тектоника…, 1980) видимо срыв генерирует интенсивную мелкофокусную коровую сейсмичность, что позволяет говорить о новой сейсмической провинции Земли (Ломтев, 2008а). Срыв привел к формированию двух расходящихся коровых плит с характерной для континентальных плит и платформ двухъярусной (осадочно-вулканогенный чехол – складчатый фундамент), но бескорневой структурой и рельефом. Ключевые признаки последних (Ломтев, 2008а) – парагенез разломов, когда независимо от типа и направления все они с приближением к деколлементу выполаживаются, и дисконформность гладкого деколлемента «шероховатым» границам аллохтона, включая дно на рис. 1-3 и временных разрезах МОГТ на севере Японского желоба (Matsuzawa et al., 1980).

Суммируя данные бурения, палеогеографии и сейсмо- и тектоностратиграфического анализа профиля МОГТ можно пола-

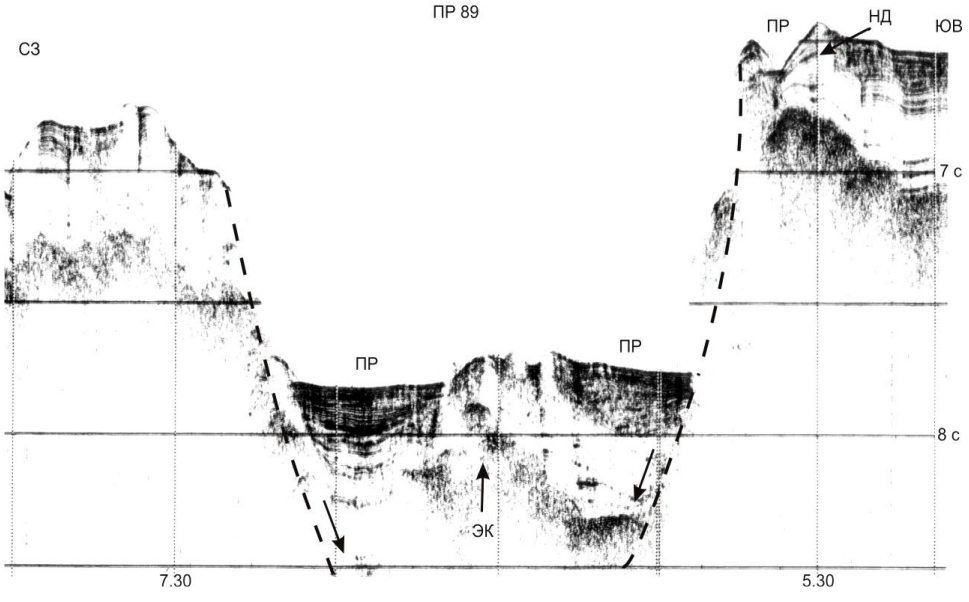


Рис. 7. Фрагмент профиля НСП 89 через рифтограбен (раздвиг), заполненный контрастными неоген-раннечетвертичными турбидитами (зона разлома Хоккайдо (Ломтев и др., 1997); ЭК – экструзивный купол, ПР – подводное русло (здесь и на рис. 11), НД – намывная дамба (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 5.30 (44°42,50' с.ш., 157°22,62' в.д.) и ПК 7.30 (44°32,57' с.ш., 157°44,63' в.д.)

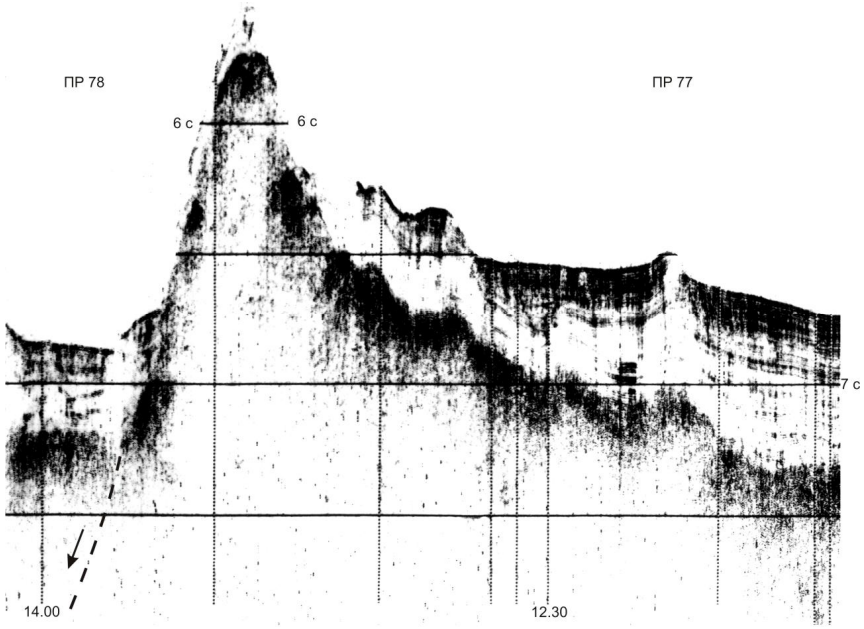


Рис. 8. Профили НСП 77,78 через южный борт рифтограбена (раздвиг) с одиночной экструзивной горой в зоне разлома Хоккайдо (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 12.30 (45°06,14' с. ш., 157°01,98' в. д.) и ПК 14.00 (45°12,29' с. ш., 157°17,9' в.д.)

гать, что история срыва восходит к концу олигоцена – началу раннего миоцена, т.е. к концу эпохи пенепленизации (Пацифида) – началу эпохи трансгрессии молодой Пацифики, водные массы которой прежде заполняли океанические впадины позднего Тетиса (Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004б; Рудич, 1984; Choi, 1987). Иначе говоря верхи слоя 5, слои 2-4 и субаэральные лессы слоя 1 на ложе СЗ Пацифики – суть осадочно-трапповый чехол мезокайнозойской континентальной платформы Пацифида.

В методическом плане выделим образование при срыве моноклинальных надвиговых гряд и хребтов, надежных морфоструктурных индикаторов срыва (рис. 2). Они широко распространены в океане (Пилипенко, 1994; Разницын, 2006) и на континентах. Так, на моноклиналях Северо-Сахалинского разлома стоял г. Нефтегорск, разрушенный коровым землетрясением в мае 1995 г. (Ломтев и др., 2003).

В диагностике коровых срывов на профилях ГСЗ и МПВ существенны инверсия скорости в слое трения, связанная с его тектонической трещиноватостью, и дисконформность границ автохтона и аллохтона, включая топорельеф (Ломтев, 2008а). На Сахалине и прилегающей окраине Евразии ключевое значение имеет коровая (в основном верхнекоровая), сейсмичность, генерируемая срывом континентальной коры к востоку по кровле асейсмичной литосферы (Ломтев, 2009; Ломтев, Никифоров, Ким Чун Ун, 2007). Иначе говоря, их современная тектоника и геодинамика связаны не с литосферными, а с мобильными, коровыми плитами.

Холодный «экструзивный» магматизм

После выхода монографии «Геология дна Тихого океана» (Менард, 1966) конические горы, гайоты и холмы на ложе Пацифики и других океанов стали считать подводными вулканическими, т.е. насыпными, лаво-шлаковыми, постройками в основном юрско-мелового возраста (Васильев, 1988; Жулёва, 2004; Строение…, 1984; Тектоника…, 1983, 1988; Хосино, 1986). В их изучении преобладают данные промера, гидролокации бокового обзора, драгирования, бурения и геофизики, реже НСП. Данные последнего метода наиболее полно представлены в отчетах Проекта глубоководного бурения и редких публикациях (Строение…, 1984; Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Патрикеев, Ломтев, 1997).

Основной интерес к подводным горам и особенно гайотам до последнего времени был связан с процессами рудогенеза и фосфатонакопления на их вершинах, уточнением возраста построек, историей и фациями подводного вулканизма, особенно неоген-четвертичного. Их образование в настоящее время принято связывать с магма-

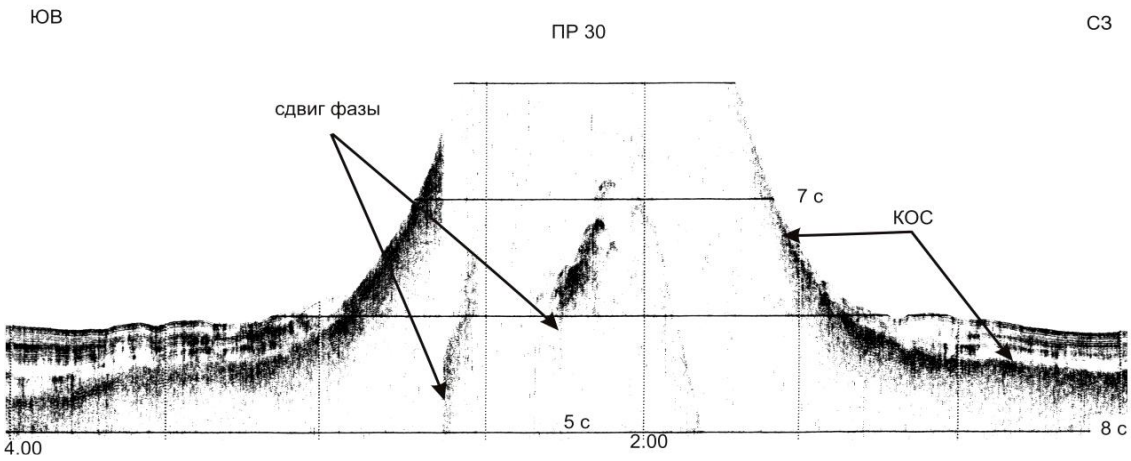


Рис. 9. Фрагмент профиля НСП 30 с конической подводной горой («стратовулкан» без вершинного кратера) у восточного края вала Хоккайдо с глубиной вершины около 4 с (3000 м) (Ломтев, 2000): экструзивная природа горы и ее кайнозойский возраст определяются по подъему на ее склоны позднемелового опакового слоя (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 2.00 (39°01,47' с. ш., 148°11,78' в. д.) и ПК 4.00 (39°10,57' с. ш., 148°24,68' в. д.); КОС – кровля опакового слоя

тизмом зон спрединга либо внутриплитным вулканизмом (стационарные мантийные плюмы или т.н. горячие точки).

Между тем при сейсмостратиграфическом анализе данных высокочастотного НСП ИМГиГ по СЗ Пацифике было замечено, что в большинстве своем подводные конические горы и абиссальные холмы представляют собой молодые, позднекайнозойские экструзивные образования, практически лишенные вершинных кратеров (купола или диапиры). Они поднимают и/или прорывают мезозойские траппы и надтрапповый мезокайнозойский чехол, нередко с признаками оползания и подводного размыва последнего (рис. 8-11) (Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997). В отличие от конических гор в строении абиссальных холмов нередко можно видеть массу дифракций на профилях НСП (рис. 10, 11). Вероятно они фиксируют неоднородности в строении вязких масс слоя трения, связанные с особенностями их подъема или выдавливания кверху, которые здесь более доступны для бурения в сравнении с гайотами или коническими горами.

На расстоянии 650 км вдоль профиля МОГТ 1 близ разлома Тускарора многочисленные экструзии не нарушают гладкий рельеф деколлемента и его региональный наклон к юго-востоку от краевого океанического вала Хоккайдо (рис. 1). Отсюда следует, что их ядра протыкания формировались над ним в слое трения (4) и по всей видимости благодаря гранитизации фаций раннего Тетиса (Ломтев, 2000, 2007). Иначе говоря, экструзии и созданные ими конические формы рельефа абиссального ложа СЗ Пацифики можно считать индикаторами корового срыва. Бурением на Императорских горах, Гавайях и в ЮЗ Пацифике их ядра протыкания пока не вскрыты под мезокайнозойским, осадочно-вулканогенным чехлом (Рудич, 1984; Васильев, 1988; Строение…, 1984; Удинцев, 1972; Хосино, 1986).

Согласно распространенным взглядам (Тектоника…, 1983, 1988; Хосино, 1986) на состав слоя 4 экструзии должны слагать серпентиниты или плагиограниты, хотя на континентах аналогичные структуры (протрузии, купола, массивы) обычно имеют гранитный состав (Леонов, Морозов, Никитин, 2008). С другой стороны, если ориентироваться на данные по низкому кондуктивному теплопотоку на ложе СЗ Пацифики (Строение…, 1984), то, по аналогии со срывом слоев 1-4, позднекайнозойский экструзивный магматизм можно считать «холодным» (Ломтев, 2007). Иначе говоря в этих условиях вероятно реализуется меха-

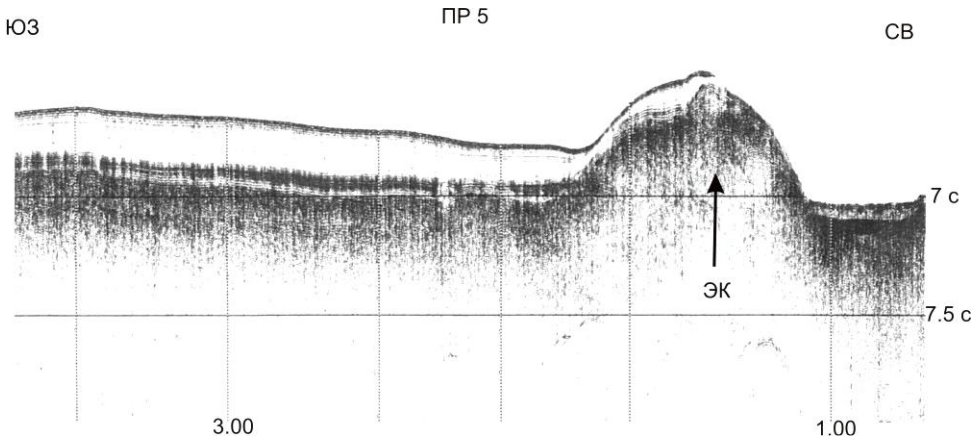


Рис. 10. Фрагмент профиля НСП 5 с молодым постседиментационным экструзивным холмом в северном блоке поднятия Шатского (НИС «Морской геофизик»-1985 – Ломтев и др., 1997)

низм эксгумации (всплывание) более легких гранитных протрузий, описанный в работе (Леонов, Морозов, Никитин, 2008).

Дополнительные свидетельства развития осадочных толщ раннего Тетиса в слое 4, и следовательно, возможная последующая гранитизация, представляют резкое отличие в их видимом строении и сейсмическом имидже от перекрывающих траппов мезозоя на временном разрезе МОГТ (Патрикеев, 2000; Патрикеев, Ломтев, 1997), а также «холодная» термогенерация углеводородов под влиянием тепла трения срыва восточного аллохтона или СЗ плиты (Ломтев и др., 2004а; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008; Ломтев, 2008б). Признаки последних (в основном газа) можно видеть на всех профилях высокочастотного НСП и МОГТ в слоях 1, 2 в котловине Тускарора и абиссальном проходе, связывающем ее с котловиной Картографов, к югу от поднятия Шатского (скоростные аномалии типа «газовая залежь, газовые окна, столбы и «нити» (Ломтев и др., 2004а; Ломтев, 2008б). Вывод о термогенерации углеводородов в слое 4 подкрепляется не только его морским, первично-осадочным происхождении, но и отсутствием аналогичных признаков миграции или скоплений газа в горизонтально расслоенной и почти недеформированной кровельной части автохтона. Временной разрез МОГТ 1 описан в работе (Патрикеев, 2000).

Итак, срыв океанической коры к ЮВ от краевого вала и разлома Хоккайдо привел к расчешуиванию СЗ коровой плиты на аллохтонный пакет тектонических пластин и чешуй и формированию ее двухъярусной структуры. Срыв сопровождался мелкофокусной сейсмичностью, гранитизацией фаций раннего Тетиса в слое 4 (ядра протыкания экструзий или протрузий) и одновременно термогенерацией углеводородов – новая нефтегазоносная провинция Земли (Ломтев, 2007; 2008б; Ломтев и др., 2004а; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008).

Особо отметим географию экструзивных конических гор и холмов, распространенных практически на всей площади восточного аллохтона, зоне раздвига на краевом валу и в зоне разлома Хоккайдо, внешнем склоне и днище Курильского и Японского глубоководных желобов. Однако на их континентальном (внутреннем) склоне, где край западного аллохтона обрезан глубинным надвигом сейсмофокальной зоны Беньофа и погружен под литостатическим давлением тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» на 12-15 км (Ломтев, Патрикеев, 1985), они до сих пор не обнаружены (Тектоника…, 1980; Choi, 1987; Matsuzawa et al., 1980). Одна из наиболее вероятных причин этого – выклинивание слоя 4, маркирующее подводную континентальную окраину раннего Тетиса с островной палеодугой или краем древнего континента (Choi, 1987).

В заключении раздела выделим три проблемы, связанные с позднекайнозойским «холодным» экструзивным магматизмом абиссального ложа СЗ Пацифики. Первая касается оценки амплитуды его регионального опускания вследствие оттока кверху вязких (гранитных?) масс слоя 4, вторая – увязки мезозойского траппового магматизма основного состава с глубин-

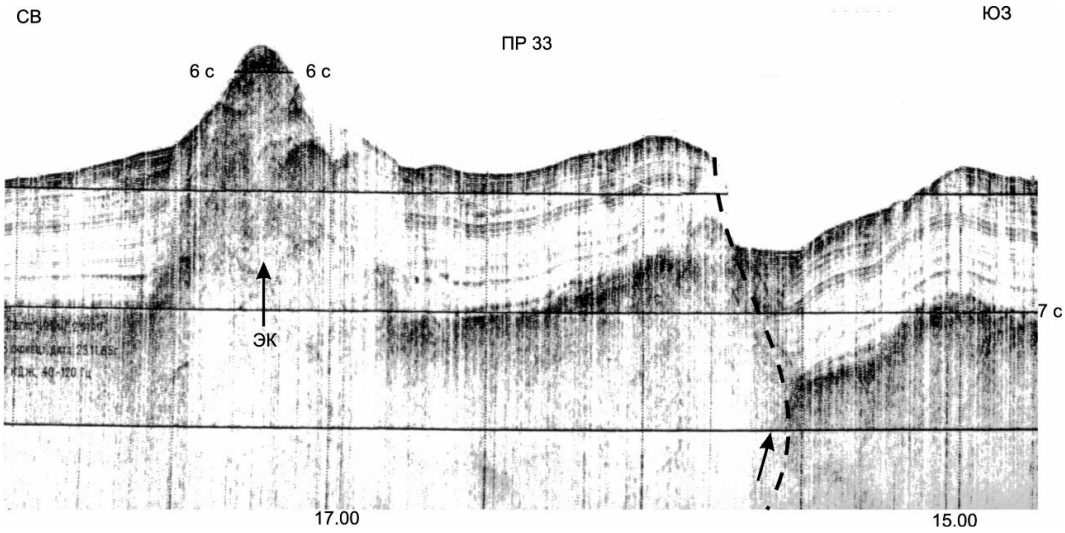


Рис. 11. Фрагмент профиля НСП 33 в северной части вершины вала Хоккайдо с молодым (постседиментационным) экструзивным холмом с шероховатыми сейсмофациями близ предполагаемого складчатого надвига (НИС «Пегас»-1985 (Ломтев, 2000); координаты: ПК 15.00 (46°50,0' с. ш., 156°19,3' в. д.) и ПК 17.00 (46°51,8' с. ш., 156°42,0' в. д.)

ным «горячим» срывом в верхах мантии, местами (Гавайи) еще сохраняющим свою магматическую и сейсмическую активность. Третья проблема – классическая и касается рифтогенеза. Суть ее в том, что в котловине Тускарора гравитационный срыв слоев 1-4 (восточный аллохтон) создает значительное боковое давление, препятствующее развитию рифтогенеза. Сходная ситуация и в смежных рамповых желобах, где к срыву слоев 1-4 на внешнем склоне добавляется мощное встречное давление, инициируемое глубинным надвигом зоны Беньофа и его структурного козырька – тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» (Ломтев, Патрикеев, 1985). И напротив, осевой рифтограбен (раздвиг) на краевом валу и поднятиях зоны разлома Хоккайдо заложился в полном соответствие с классическими выводами Г. Клооса по моделированию и генезису рифтограбенов, возникающих на сводах поднятий в условиях растяжения земной коры (Ломтев и др., 2003). Его лишь можно дополнить данными МОГТ и НСП по гравитационному расползанию восточного и западного аллохтонов на склонах вала и поднятий разлома Хоккайдо и заполнению зоны раздвига вязкими массами слоя трения (рис. 1-11). Хотя последнее важно заверить бурением в днище и плечах рифтограбена, а также на экструзивных формах рельефа.

Автор благодарен М.Г. Гуринову за помощь в компьтерной подготовке материалов морской одно- (НСП) и многоканальной (МОГТ) сейсморазведки, представленных в статье.

Заключение

Итак, представленные данные МОГТ и НСП по ложу СЗ Пацифики и результаты их интерпретации указывают на развитие здесь асимметричного дивергентного срыва слоев 1-4 или т.н. океанической коры в позднем кайнозое. Со срывом связано формирование бескорневой структуры СЗ коровой аллохтонной плиты (точнее двух расходящихся плит) и многочисленные проявления «холодного» экструзивного, и, видимо гранитоидного, магматизма (конические горы и холмы). Тепла трения в подошве восточного аллохтона оказалось достаточно для термогенерации углеводородов в слое трения (4), сложенном в основном фациями раннего Тетиса.

История дивергентного гравитационного срыва вероятно восходит к концу олигоцена – началу раннего миоцена, когда началось затопление Пацифиды водными массами молодой Пацифики.

Таким образом, на ложе СЗ Пацифики открывается новая страница для будущих

геолого-геофизических исследований на длительную перспективу.

Литература

Андреев А.А., Немченко Г.С. О происхождении разлома Хоккайдо (Северо-Западная котловина Тихого океана) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 145-149.

Батиметрическая карта Мирового океана. М-б 1: 10000000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1977.

Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.

Жулёва Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.: ИО РАН, 2004. 184 с.

Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3-31.

Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 2. С. 38-53.

Ломтев В.Л. Внутрикоровый дивергентный срыв в Северо-Западной Пацифике // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 88-89.

Ломтев В.Л. Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 398-400.

Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008а. Т. 1. С. 508-512.

Ломтев В.Л. Признаки газоносности чехла котловины Тускарора (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008б. С. 285-288.

Ломтев В.Л. К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. №2. С. 69-80.

Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2004а. С.107-119.

Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Патрикеев В.Н., Агеев В.Н. Проблемы геологии Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 2003. Т. 2. С. 38-40.

Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Гуринов М.Г. АТЗ-гигант и газовые окна на профиле НСП № 114 (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 291-293.

Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Чун Ун Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64-71.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55-63.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 1997. С. 21-41.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2004б. С. 131-144.

Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983. 142 с.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.

Оползни: исследование и укрепление. М.: Мир, 1981. 368 с.

Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. 72 с.

Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана /ИМГиГ ДВО РА. Южно-Сахалинск, 1997. С. 42-64.

Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Там же, 1997. С. 5-20.

Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49-61.

Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана // Геотектоника. 2006. № 2. С. 36-46.

Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

Тектоника плиты Картографов. М.: Наука, 1988. 88 с.

Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.

Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Ocean // J. Petrol. Geol.1987. Vol. 10. № 4. P. 425-440.

Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky rise from seismic refraction measurements // J. Geophys. Res. 1980. Vol. B 85. № 10. P. 5411-5415.

Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan Trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // Mar. Geol. 1980. Vol. 35. P. 171-182.

УДК 543.429.23

ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЯМР-РЕЛАКСОМЕТРА

Муравьев Л.А., Доломанский Ю.К. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Импульсный ядерный магнитный резонанс является одним из перспективных методов исследования фильтрационно-емкостных свойств образцов. Разработан вариант программы обработки и геолого-геофизичекой интерпретации релаксационных кривых с учетом моделей среды и предварительной геологической информации. Предлагаемая методика исследований позволит работать не только с керном в лабораторных условиях, но и со шламом непосредственно на буровой, при прохождении скважины.

Ядерный магнитный резонанс, портативный ЯМР-релаксометр, моделирование релаксационной кривой, фильтрационно-емкостные свойства, исследование керна.

PORTABLE NMR-RELAXOMETER SOFTWARE

Muraviev L.A., Dolomanski Yu.K. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Impulse nuclear magnetic resonance is the one of perspective filtration-capacitive properties estimation methods. Software for processing and geological-geophysical interpretation of relaxation curves with taking to account medium models and preliminary geological information is developed. Proposed analysis methodic alloys to work not only with core in laboratory but with mud directly in the oil-rig while drilling.

Nuclear magnetic resonance, portable NMR-relaxometer, relaxation curve modelling, filtration-capacitive properties, core analyses.

Метод импульсной спектроскопии ядерного магнитного резонанса (ЯМР) используется в физике, химии и биологии на протяжении многих лет. Попытки применить ЯМР в геофизике начались еще в начале 50-х годов двадцатого века, когда были разработаны первые скважинные приборы, использующие ЯМР в земном поле для анализа пластовых флюидов (Brown at all., 2001). Однако в настоящее время ЯМР-метод в России достаточно медленно внедряется в производственные процессы для определения петрофизических свойств среды. Основной аппаратурой являются ЯМР-каротажные приборы (ЯМК) для исследования скважин и лабораторные приборы (ЯМР) для исследований керна.

Принцип получения сигнала методом ЯМР

Для наблюдения явления ядерного магнитного резонанса, необходимо создать макроскопическую намагниченность в образце (Фаррар, Беккер, 1973). Воздействуя на среду или образец сильным постоянным магнитным полем, мы создаем неравновесный магнитный момент ядер протонов в водородосодержащих молекулах флюидов.

Ось измерительной катушки перпендикулярна внешнему магнитному полю. Для регистрации сигнала в ней необходимо отклонить макроскопическую намагниченность на угол 90°. Это достигается воздействием на образец переменного поля с резонансной частотой $w=\gamma \cdot B$ (γ - гиромагнитное отношение протона, B – внешнее магнитное поле), после чего в катушке возникает ЭДС, на частоте прецессии. Скорость спада амплитуды сигнала является временем релаксации T_2.

Время релаксации зависит от типа взаимодействия между молекулами, расстояния до границы флюид-твердое тело, общих термодинамических условий. На границе твердого тела и жидкости флюид находится в более упорядоченном состоянии, в котором релаксация происходит быстрее. Таким образом, наблюдаемый сигнал является суперпозицией экспоненциально затухающих сигналов от компонент флюида, находящегося в порах и капиллярах различного размера. Проведя временное разложение сигнала на составляющие члены, можно оценить количество флюида сильно (малые времена релаксакции) или

слабо (большие) связанного с породой. Это позволяет получить распределение пустотного пространства по размерам и выделить долю подвижного флюида, которая может быть извлечена.

Для получения большой амплитуды сигнала за рубежом и в России применяют магнитное поле величиной от сотых до десятых тесла. Сигнал прецессии наблюдают методом спинового эха (Фаррар, Беккер, 1973; Coates at all., 2000), с помощью последовательности радиочастотных импульсов в последовательности Карра-Парсела-Мейбума-Гилла. Для получения максимального отношения сигнал / шум необходимо обеспечить однородность поля лучше 10^{-3} по всему объёму исследуемого образца. В противном случае градиент поля увеличит скорость затухания сигнала вследствие расфазировки прецессии магнитных моментов отдельных атомов.

Другим фактором, вносящим погрешность в результаты измерений, является не точное совпадение частоты прецессии ($\omega=\gamma B$) с частотой заполнения радиочастотных импульсов и их длительностью. Решение уравнений Блоха для стационарного случая методом перехода во вращающуюся систему координат показывает, что вектор макроскопической намагниченности при воздействии на него «90-градусного импульса» ложится в плоскость ортогональную постоянному полю, но его направление не всегда совпадает с осью приемной катушки (Фаррар, Беккер, 1973). Это приведет к погрешностям при определении пористости.

Для устранения этих недостатков необходимо использовать лабораторную ЯМР-аппаратуру с постоянным поляризующим полем, значение которого сравнимо с полем ЯМК-аппаратуры, что позволяет использовать её для предварительной настройки и корректной интерпретации результатов, полученных при каротаже. Использование магнитной системы релаксометра из материала с низким температурным коэффициентом индукции позволит избежать необходимости термостабилизации, существенно уменьшить размеры прибора в целом для применения его на скважине в процессе бурения.

Процесс получения ЯМР-сигнала состоит из трех основных шагов:

- намагничивание образца (поляризация ядер);
- поворот намагниченности (первый, «90-градусный» импульс последовательности);
- использование последовательности импульсов для получения кривой релаксации.

Последовательность радиочастотных импульсов Карра-Пурселла-Мейбума-Гилла (рис. 1.) позволяет регистрировать релаксационные процессы, вызванные тепловыми столкновениями молекул.

Основными параметрами импульсной последовательности являются:

TE – интервал между эхо-сигналами, а также между 180-градусными импульсами;

Nb – число B-импульсов – общее число 180-градусных импульсов;

Tw – время задержки (поляризации, интервал между измерениями);

N – общее число запусков (повторений) импульсной последовательности.

Для улучшения соотношения сигнал / шум данная последовательность, повторяется несколько раз. Измеренный сигнал (релаксационная кривая) в оцифрованном виде поступает в компьютер, где преобразовывается в распределение по временам релаксации (рис. 2).

На рис. 3 показано соотношение между размерами пор и временами релаксации, заполненных одинаковым флюидом.

Физические процессы на границе твердое тело-жидкость приводят к упорядочиванию молекул флюида вблизи стенки поры, что приводит к уменьшению времени

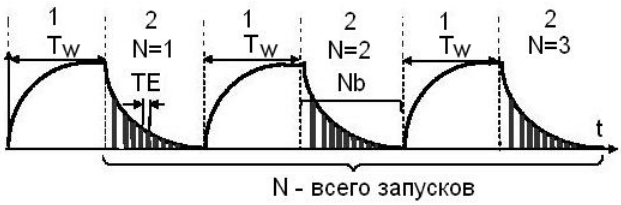


Рис. 1. Импульсная последовательность Карра-Пурселла-Мейбума-Гилла и ее параметры: TE, Tw, N, Nb.

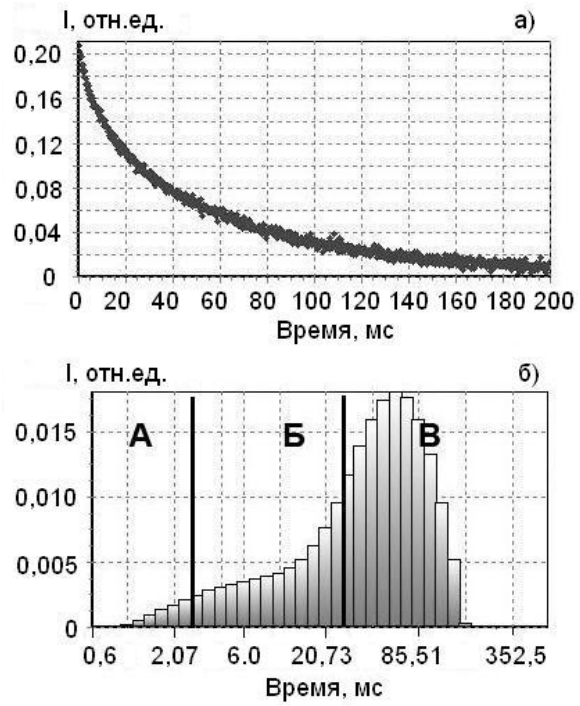


Рис. 2. Релаксационная кривая: а) – исходная кривая; б) – разложение на времена релаксации (непрерывный спектр); распределение флюида по степени связности: А – глинисто-связанный, Б – капиллярно связанный, В – свободный

релаксации для этих частиц. В порах большого размера малое соотношение поверхности к объему S/V и, следовательно, времена релаксации возрастают. У маленьких пор это соотношение наиболее высокое и наиболее короткие времена T_2.

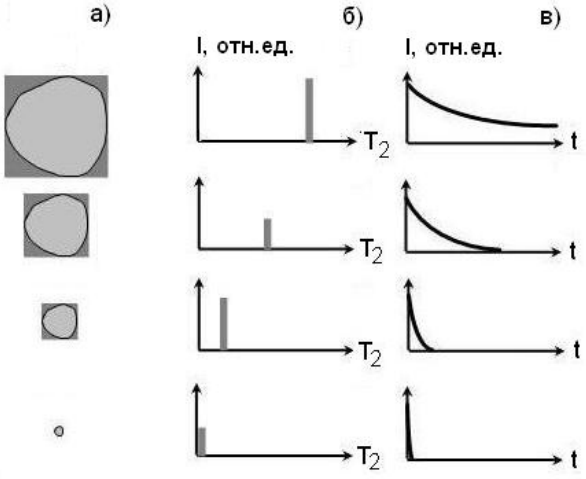


Рис. 3. Иллюстрация зависимости времени релаксации от размера пор (0,05-20 мкм): а) – поры разного диаметра, б) – время релаксации, в) – релаксационная кривая

Таким образом, получаемое распределение времен релаксации совпадает с распределением пустотного пространства по размерам (Coates at all., 2000).

Программное обеспечение ЯМР-релаксометра

Для правильного получения петрофизических характеристик образца необходимо задавать параметры (TE, Tw, N, Nb) в нужном диапазоне. Для этого выбран вариант программы и разработан интерфейс, позволяющей уменьшить время измерения для возможного увеличения скорости ЯМК.

В программное обеспечение введены возможности автоматической подстройки резонансной частоты, длительности радиочастотных импульсов. Для удобства работы с образцами различных петрофизических свойств, программа позволяет задавать следующие параметры: время поляризации, интервал между радиочастотными импульсами, необходимое количество повторений импульсной последовательности для достижения оптимального соотношения сигнал / шум. Общий вид рабочего окна программы «ЯМР-релаксометр» приведен на рис. 4.

Основные режимы работы с программой:

- измерение сигнала образца;
- калибровка;
- моделирование ЯМР-эксперимента;
- интерпретация сигнала (разложение в спектр);
- работа с архивом измерений.

Измерение сигнала и калибровка аппаратуры

Общее время регистрации одной релаксационной кривой равно произведению количества импульсов на интервал между ними TE·Nb. Параметры TE и Nb необходимо выбирать так, чтобы релаксационный процесс, во-первых, полностью закончился за этот промежуток времени, и, во-вторых, занял по возможности наиболее полно этот интервал.

За время Tw (между импульсными последовательностями) должна восстановиться намагниченность, создаваемая в из-

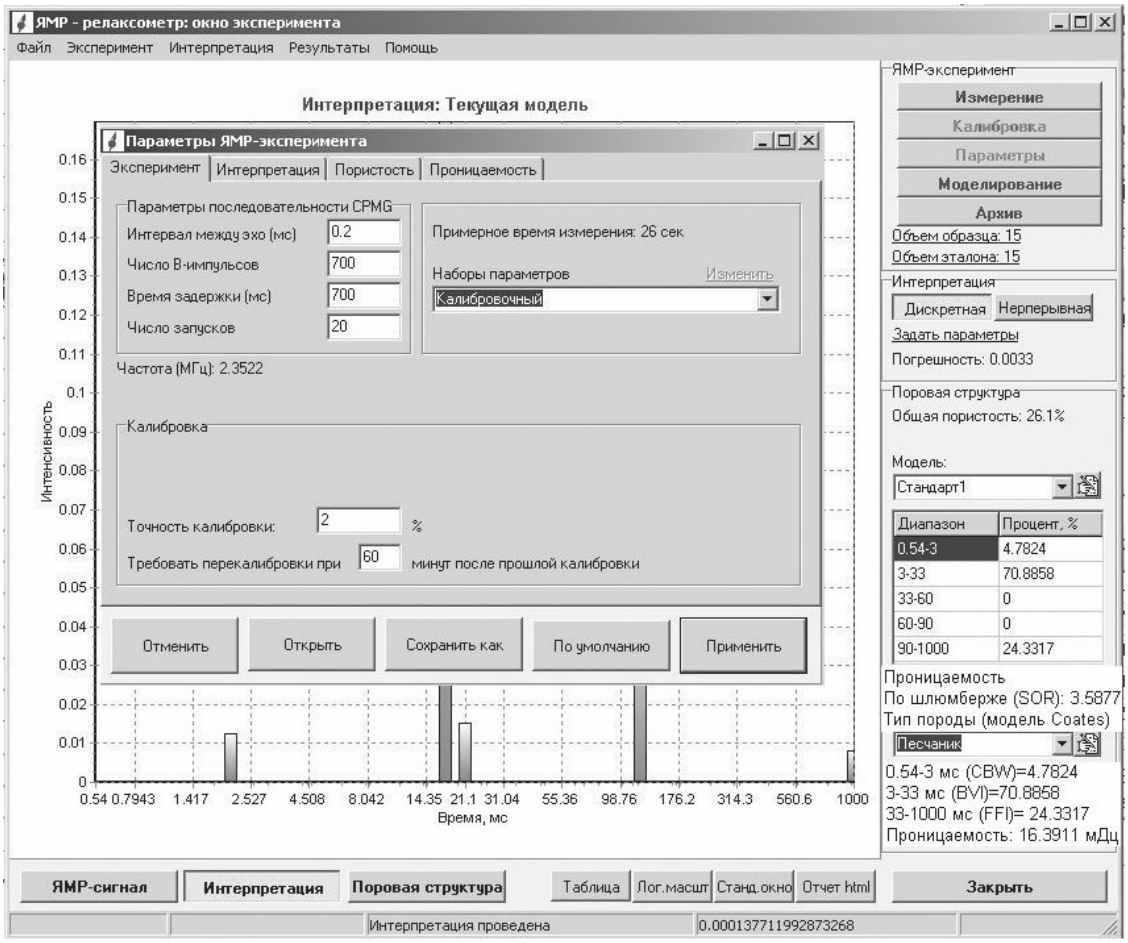


Рис. 4. Внешний вид интерфейса программы ЯМР-аппаратуры. Открыто окно параметров эксперимента

меряемом образце внешним постоянным магнитным полем. Для восстановления намагниченности необходимо время, примерно, в 3-4 раза большее, чем максимальное время релаксации для исследуемого флюида.

Выбор значений параметров эксперимента зависит только от конкретного образца, поэтому выполняется оператором путем последовательных экспериментов и оценки вида полученной релаксационной кривой.

Калибровка ЯМР-релаксометра проводится перед началом серии измерений и включает в себя два основных этапа:

- подстройка резонансной частоты генератора ;

- измерение сигнала от эталонного образца и сохранение его амплитуды в качестве единичной.

Необходимость подстройки частоты вызвана колебаниями температуры в полевых условиях на скважине (от 15 °С до 35 °С), а значит и температуры магнитов, создающих постоянное поле.

Начальная амплитуда ЯМР-сигнала пропорциональна числу поляризованных ядер водорода в поровом флюиде. Таким образом, сопоставляя сигнал измеряемого образца с сигналом эталонной емкости, заполненной водой (т.е. средой со 100% водонасыщенностью), и, введя поправку на соотношение объемов образца и эталона, можно определить пористость образца.

Введена возможность автоматического напоминания о необходимости калибровки перед началом измерений и в процессе работы с задаваемым интервалом (около 2-х часов).

Моделирование ЯМР-эксперимента

Средство моделирования ЯМР-эксперимента позволяет пользователю задавать амплитуды и времена релаксации компонент «модельного» флюида, и

получать релаксационную кривую, что позволяет планировать выбор параметров для измерения реального образца (рис. 5).

Пользователем задаются:

- название образца;
- объем образца и эталона;
- параметры релаксационной кривой: число составляющих кривую экспоненциальных членов, амплитуды и времена релаксации для каждого из них;
- амплитуда шума;
- градиент магнитного поля;
- коэффициент диффузии.

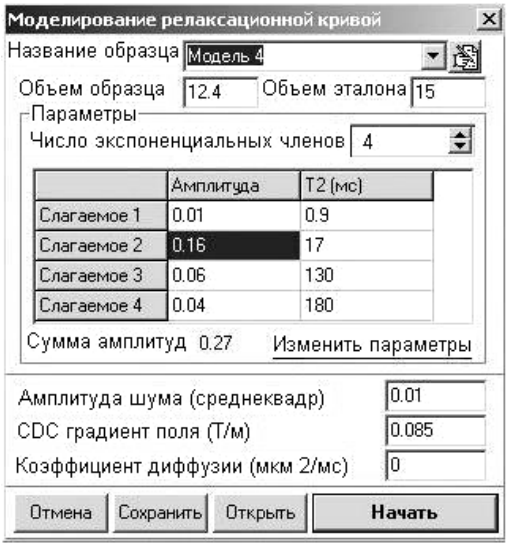


Рис. 5. Окно параметров моделирования ЯМР-эксперимента

Математическая модель, применяемая в режиме моделирования представляет сигнал релаксации в виде экспоненциального ряда:

$$y(t) = [S_1 \cdot e^{-t_i/T_1} + \\ + S_2 \cdot e^{-t_i/T_2} + \ldots S_n \cdot e^{-t_i/T_n}] \cdot e^{-t_i \cdot R} + noise,$$

$$R = \frac{1}{12} \cdot (g \cdot G \cdot t_i)^2 \cdot D,$$

где n – число отдельных релаксационных пиков,

S_1, S_2 … S_n – амплитуды релаксационных пиков,

T_1, T_2, …. T_n – соответствующие им времена релаксации,

t_i=TE·i, где i–порядковый номер эхосигнала,

γ – гиромагнитное отношение протона,

G – величина постоянного градиента магнитного поля (Т/м),

D – коэффициент диффузии, описывающий движение молекул в образце (мк^2/мс).

Для многих веществ эти значения могут быть получены в справочной литературе.

Noise–нормально распределенный «гауссовский» шум, амплитуда которого нормирована на сумму амплитуд экспоненциальных составляющих спектра (S_1+S_2+…+S_n). Шум добавляется к полученному сигналу.

Эксперимент в режиме моделирования, так же как и в случае измерения с помощью релаксометра, повторяется несколько раз с накоплением, а данные моделирования могут быть сохранены и обработаны, так же как и данные ЯМР-эксперимента.

Разложение релаксационной кривой на составляющие времена релаксации

Для осуществления разложения кривой на составляющие релаксационные компоненты вводятся временные границы разложения (T_{min} и T_{max}). В настоящем варианте применяется линейный вариант решения на фиксированной сетке из 40 времен релаксации от T_{min} до T_{max}, и находятся амплитуды, соответствующие каждому из времен.

Решение осуществляется методом наименьших квадратов при условии неотрицательности переменных (Лоусон, Хенсон, 1986). При этом возможны два подхода. В первом случае находятся амплитуды при всех заданных временах релаксации (непрерывный спектр). Во втором случае определяется минимально необходимое число амплитуд, которые в сумме наилучшим образом удовлетворяют полученной в эксперименте релаксационной кривой (дискретный спектр).

Таким образом, в результате разложения экспериментальной кривой в спектр по временам релаксации мы получаем общее количество флюида (в случае керна это его пористость) и распределение флюида по степени связанности (что соответствует распределению пор по размерам).

Вся необходимая информация об изме-

рении и его интерпретации – сведения об образце, параметрах эксперимента, релаксационная кривая, дискретный и непрерывный варианты спектра времен релаксации, общая пористость, распределения спектра по степени связанности флюида, оценка проницаемости сохраняется в отчете.

Общая пористость определяется площадью под кривой разложения. В настоящее время применяется следующее деление кривой разложения по степени связанности (Coates at all., 2000).

На рис. 2 часть кривой, обозначенная А, соответствует глинисто-связанному флюиду. Часть Б – капиллярно связанный флюид, В – свободный (извлекаемый). Значение T_2, которое отделяет связанный и подвижный (извлекаемый), флюид, называется временем отсечки. Для песчаников Мексиканского залива экспериментально установлено среднее значение T_2=33 мс. На самом деле, эта величина может меняться в пределах 10-40 мс (Аксельрод, 1998) и зависит от месторождения, конкретного пласта, и типа флюида, поэтому в программу ЯМР-релаксометра введена возможность корректировки этого параметра в зависимости от литологии измеряемых пород и месторождения.

Отчет об измерении и архивирование результатов

Для представления результата измерения в удобном для восприятия виде предусмотрено создание двух видов отчетов об измерении: в формате html для просмотра с помощью любого Интернет-браузера, например, Internet Explorer, и в формате doc для просмотра с помощью Microsoft Word. Отчет в этом виде занимает одну страницу и удобен для распечатки. В отчетах сохраняется вся необходимая информация об измерении – сведения об образце, параметрах эксперимента, релаксационная кривая, ее интерпретация (дискретная и непрерывная), общая пористость, распределения спектра релаксации по диапазонам (степени связанности флюида), оценка проницаемости.

Результаты всех выполненных измерений сохраняются в архиве релаксационных кривых (рис. 6). В файле архива сохраняется информация о параметрах эксперимента и о релаксационной кривой. Интерпретация кривой не сохраняется, что позволяет

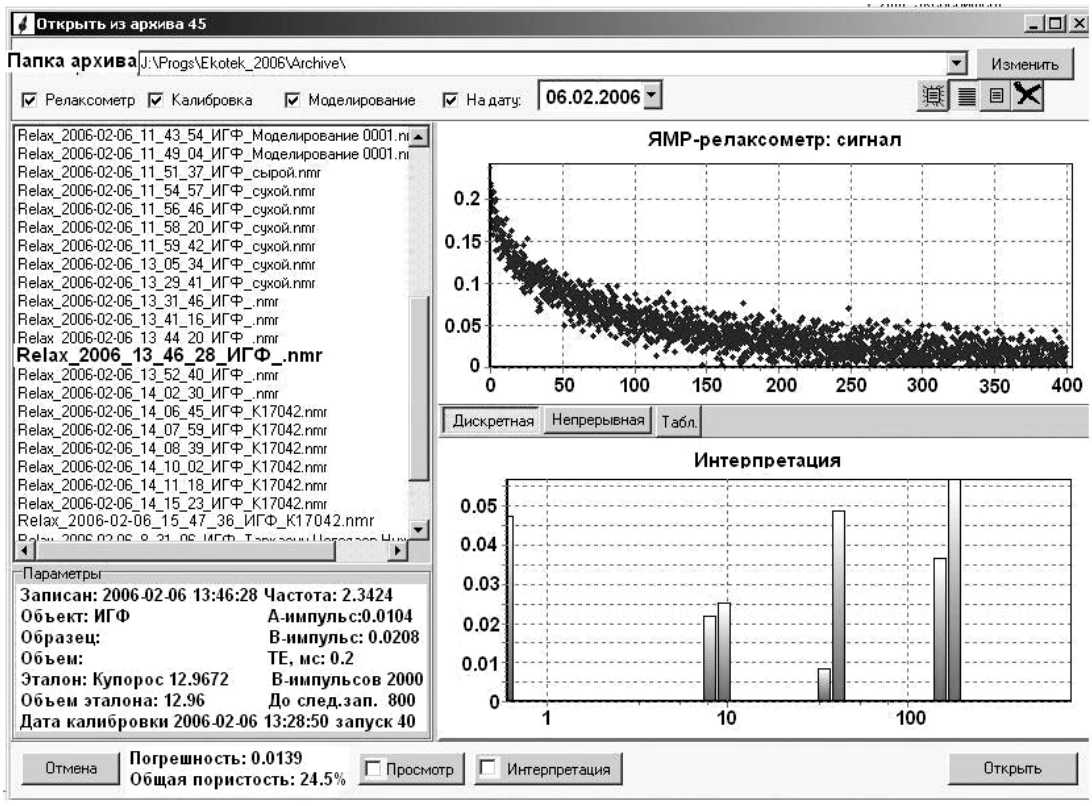


Рис. 6. Окно архива измерений

выполнить ее вновь с другими параметрами.

В списке архивных файлов пользователь может отобразить результаты измерения с помощью релаксометра, результаты калибровки или кривые, полученные моделированием. Также можно отобразить файлы только с определенной датой создания. Для выбранного файла отображается исходный сигнал, значения параметров, при которых он был получен, и интерпретация. Любой файл может быть открыт из архива и использован для нового варианта интерпретации.

Оценка проницаемости по результатам ЯМР-измерений

Для оценки проницаемости по результатам ЯМР-измерений в программе используются две модели. Для песчаников довольно хорошо работает модель Коатеса или индекса свободного флюида (Coates at all., 2000), согласно которой проницаемость пропорциональна пористости в четвертой степени и квадрату отношения количества свободного и связанного флюида. Кроме того применяются модели среднего времени Шлюмберже или SDR-модель (*Coates, Xiao Lizhi and Prammer*, 2000), где проницаемость также пропорциональна четвертой степени пористости и среднему геометрическому распределения T_2. Коэффициенты пропорциональности для обеих моделей зависят от процессов, которые формировали пласт, типа породы, флюида и могут быть различными для каждой скважины. Они должны определяться из калибровки по керну для различных формирований и бассейнов.

Для практического использования как формулы Коатеса, так и модели среднего времени, необходимо измерить проницаемость стандартным методом на наборе кернов близкого состава, затем на этих же кернах провести измерения методом ЯМР и определить параметры, входящие в формулы, в зависимости от литологии и петрофизики.

Заключение

Исследования керна и шлама при помощи современной ЯМР-аппаратуры как в лабораторных условиях, так и в процессе бурения позволяют более корректно проводить интерпретацию результатов ЯМР-каротажа. ЯМР и ЯМК дают дополнительную информацию о микроскопических свойствах среды для построения корректной модели месторождения и дальнейшей его эксплуатации.

Авторы выражают признательность к.ф-м.н. Жакову С.В.

Литература

Аксельрод С.М. Ядерно-магнитный каротаж в искусственном поле. Каротажник. 1998. Вып. 49. С. 46-63.

Лоусон Ч., Хенсон Р. Численное решение задач методом наименьших квадратов, М.: Наука, 1986. 232 с.

Фаррар Т., Беккер Э. Импульсная и Фурье-спектроскопия ЯМР. М.: Мир, 1973. 165 с.

Brown R.J.S., Chandler R., Jackson J.A., Kleinberg R.L., Miller M.N., Paltiel Z., Prammer M.G. History of NMR Well Logging. Concepts in Magnetic Resonance (Spatial Thematic Issue). 2001. V. 13. № 6. P. 335-416.

Coates G.R., Xiao Lizhi and Prammer M.G. NMR Logging, Principles&applications. Hulliburton Energy Services Publishing.

УДК 550.8.838

ЦИФРОВОЙ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ МАГНИТОМЕТР МНТ-3

Нехорошков В.Л., Вдовин А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье рассматривается устройство и принцип работы наземного трехкомпонентного магнитометра МНТ-3. Описана разработанная методика подготовительных работ и наблюдений составляющих магнитного поля. Выполнены экспериментальные измерения вблизи искусственного магнитного объекта, приведена последовательность обработки получаемых данных. Результаты измерений магнитометром МНТ-3 сопоставлены с данными, полученными с помощью серийного протонного магнитометра ММП-203.

Трехкомпонентный магнитометр, магнитная съемка.

DIGITAL THREE-COMPONENT MAGNETOMETER MNT-3

Nekhoroshkov V.L., Vdovin A.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. This article describes the device and the principle of ground three-component magnetometer MNT-3. The developed method of preparatory work and ordinary components of the magnetic field are description The experimental measurements near the artificial magnetic object given the sequence of processing the data. Measurements magnetometer MNT-3 were compared with data obtained using serial proton magnetometer MMP-203.

Three-component magnetometer, magnetic survey.

Введение

Протонный магнитометр позволяет измерять только модуль полного магнитного поля. В Институте геофизики УрО РАН был создан магнитометр МНТ-3 (рис. 1, цветная вкладка), предназначенный для измерений составляющих вектора геомагнитного поля в диапазоне ±70000 нТл в условиях стационарного режима наземной съемки (Нехорошков и др, 2006). В состав магнитометра входят: измерительный пульт и блок датчиков составляющих поля.

С помощью этой аппаратуры возможно решение следующих задач: наземная съёмка геомагнитного поля; поиск магнитных объектов; поиск и картирование участков, перспективных на обнаружение рудных полезных ископаемых; магниторазведочные работы в условиях шахт; инженерные изыскания и мониторинг магнитного поля; определение пространственного положения измерительных систем в аэрогеофизических комплексах.

Устройство и принцип работы магнитометра МНТ-3

Чувствительным элементом прибора является одноэлементный феррозонд, в котором для возбуждения и измерения используется одна обмотка. Принцип измерения основан на изменении временных интервалов между импульсами, возникающими при перемагничивании сердечника феррозонда (Нехорошков, 2001).

Для измерения составляющих вектора геомагнитного поля **T** и для определения пространственного положения измерительного блока разработана конструкция, состоящая из двух измерительных систем:

- осевая система, в которой феррозонд Z_{oc} расположен вдоль оси измерительного блока, а два других X_{oc} и Y_{oc} – взаимно ортогональны и расположены перпендикулярно оси измерительного блока; при этом все феррозонды жестко закреплены в корпусе системы ориентации;
- вертикальная система, в которой один феррозонд Z_s отвешивается вертикально, а два других H_{xs}, H_{ys} – взаимно ортогональны и устанавливаются горизонтально.

При такой конструкции составляющие постоянного магнитного поля Земли – вертикальная Z, горизонтальные X и Y, угол отклонения измерительного блока от вертикали φ и магнитный азимут A_m, вычисляются по формулам:

$$Z = Z_{OC}\cos j - H_{OC}\cos q \cdot \sin j \ ,$$

$$X = Z_{OC}\sin j + H_{OC}\cos q \cdot \cos j \ ,$$

$$Y = H_{OC}\sin q \ , \ q = \operatorname{arctg}\frac{Y_{OC}}{X_{OC}} - \operatorname{arctg}\frac{H_{YS}}{H_{XS}} ,$$

$$j = \operatorname{arctg}\frac{\sqrt{(H_{XS})^2 + (H_{YS})^2}}{Z_S} ,$$

$$H_{OC} = \sqrt{(X_{OC})^2 + (Y_{OC})^2} \ , \quad A_m = \operatorname{arctg}\frac{Y}{X} \ .$$

Аппаратура МНТ-3 разработана на основе современной микроконтроллерной техники, что позволяет максимально автоматизировать всю работу измерительного блока. Управление аппаратурой осуществляется с помощью 16-кнопочной клавиатуры, расположенной на лицевой панели измерительного пульта. Результаты измерений высвечиваются на экране двухстрочного символьного жидкокристаллического индикатора (ЖКИ) и сохраняются во внутренней твердотельной памяти измерительного блока емкостью 256 кБ (>4000 измерений). Передача информации с измерительного блока магнитометра на ПК выполняется через COM-порт или USB-порт (Нехорошков и др., 2006).

Методики испытаний и метрологическое обеспечение

Целью испытаний магнитометра МНТ-3 является его соответствие техническому заданию, требованиям конструкторской документации и возможности организации выпуска малой серией. Испытания проводились в условиях лаборатории ИГф УрО РАН и на магнитной обсерватории Арти.

Градуировка магнитометров осуществлялась в кольцах Гельмгольца в соответствии с «Инструкцией по эксплуатации магнитометра МНТ-3». В лабораторных условиях температурным испытаниям в термокамере подвергались системы ориентирования датчиков магнитного поля и электронные схемы пульта управления в диапазоне изменения температур -40 ÷ +50 °С.

Проверялось соответствие магнитометра требованиям:

- надежности;
- технологичности;
- безопасности;
- условий эксплуатации;
- транспортирования и хранения.

Для метрологической аттестации цифрового магнитометра были использованы следующие образцовые средства измерения и поверок:

- образцовая мера магнитной индукции 3 разряда ММИ-1 № 302015;
- установка для калибровки инклинометров УКИ-2 № 51 (дата калибровки 8.10.2008 г. сертификат № 190-10/08);
- камера тепла ILKA (диапазон температур от 0 до 200 °С);
- буссоль геодезическая БГ-1;
- квадрант оптический КО-60.

Технические характеристики магнитометра МНТ-3

1. Измеряемые параметры:
а) постоянного магнитного поля: Z_{oc}, X_{oc}, Y_{oc},
б) переменного магнитного поля соленоида Z_c, H_{xc}, H_{yc}.
2. Диапазон измерений всех составляющих поля ±70000 нТл.
3. Чувствительность 4 нТл/бит.
4. Объем памяти 256 кБ (>4000 измерений).
5. Диапазон рабочих температур -40 ÷ +50 °С.
6. Отклонение системы от вертикали до 20°.
7. Основные погрешности измерений:
$\Delta X = \pm 0{,}001X$; $\Delta Y = \pm 0{,}001Y$; $\Delta Z = \pm 0{,}001Z$.
8. Погрешность оптической ориентировки визира 0,1°.
9. Напряжение питания от аккумуляторов 12 В.
10. Потребляемая мощность 1,2 Вт.

Для проверки стабильности работы феррозондового магнитометра производят поочередные измерения горизонтальных составляющих геомагнитного поля X и Y, поворачивая измерительный блок датчиков последовательно на 15° вокруг своей оси.

Положительным результатом проверки стабильности служат две кривые X и Y, каждая из которых имеет идеальную синусоидальную форму, начальная и конечная точки которой имеют равные значения, а также одинаковые абсолютные значения экстремумов (рис. 2).

Положению экстремумов одной гори-

зонтальной составляющей поля соответствует нулевое значение другой составляющей. При этом вертикальная составляющая Z не изменяется.

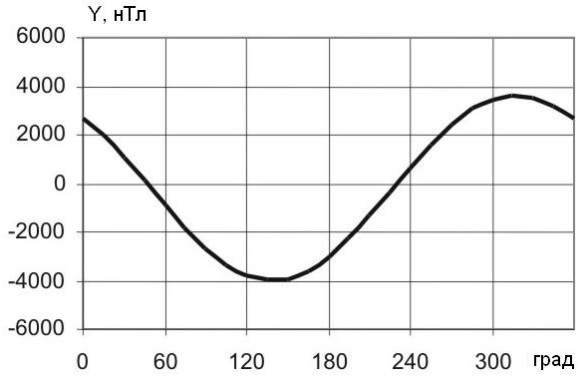


Рис. 2. График зависимости Y составляющей магнитной индукции от угла поворота измерительного блока

Методика измерений составляющих магнитного поля

Предварительно на исследуемом участке выполняются геодезические работы по разбивке сети прямолинейных профилей требуемого масштаба съемки. На конечных пикетах профилей устанавливаются вехи для оптической ориентации измерительной системы блока феррозондовых датчиков.

Начальный и конечный пункты наблюдения каждого профиля привязываются с помощью системы GPS-навигации к географическим координатам. Измерительный блок магнитометра с помощью треноги устанавливается на постоянном уровне для контролирования его высоты над поверхностью Земли, которая должна быть одинаковой при передвижении по пунктам наблюдений. Ориентировка блока датчиков по профилю выполняется с помощью оптического визира.

В случае, когда ориентировка на конечную визирную веху невозможна из-за сложности рельефа, на профиле устанавливаются промежуточные вехи для ориентации оптического визира.

Устройство системы ориентирования феррозондовых датчиков позволяет не горизонтировать магнитометр с помощью уровней при измерениях на каждой точке, а устанавливать измерительную систему примерно горизонтально, т.к. конструкция системы датчиков, измеряющих переменное магнитное поле соленоида, направляется системой ориентации за счет грузиков, один – вертикально, а два других – горизонтально.

Выполнение измерений осуществляется командами, запускаемыми кнопочной клавиатурой с панели измерительного пульта, в соответствии с «Инструкцией по эксплуатации магнитометра МНТ-3».

Контрольные измерения проводятся на одном или нескольких профилях в объеме, требуемом для подтверждения стабильности работы прибора при выполнении рядовых измерений.

Перед началом и после окончания измерений обязательно проводятся измерения на контрольных пунктах для контроля стабильности работы с ориентацией системы на один и тот же удаленный объект.

Обработка результатов измерений магнитного поля

При работе с магнитометром измеряют три составляющие магнитного поля Z, X, Y. Для каждой составляющей поля вводят поправки на вариации, путем их исключения из результатов наблюдений во всех точках на площади работ, сопоставляя время рядовых наблюдений и время измерения вариаций.

Вариации составляющих магнитного поля измеряются магнитометром аналогичного класса, с учетом ориентации горизонтальных осей. Точность рядовых измерений определяется по результатам основных и контрольных наблюдений.

Обработка наблюдений, выполненных с использованием феррозондовых магнитометров сводится к вычислению аномального магнитного поля вертикальной составляющей $Z_a=Z-Z_o$ и векторов горизонтальных составляющих $X_a=X-X_o$ и $Y_a=Y-Y_o$. Элементы нормального поля Z_o, X_o, Y_o являются постоянными для данного района работ.

По вычисленным значениям строят карты и графики составляющих аномального магнитного поля на исследуемом участке.

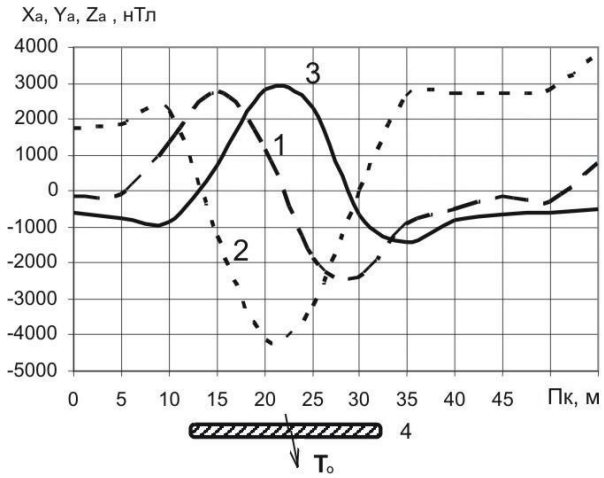


Рис. 3. Графики составляющих аномального геомагнитного поля: X_a (кривая 1), Y_a (кривая 2), Z_a (кривая 3) по профилю №1; 4 – искусственный магнитный объект «Tank» (стрелка – направление намагниченности)

Результаты магнитной съемки на полигоне магнитной обсерватории Арти

На полигоне геофизической обсерватории Арти выполнены измерения магнитного поля искусственного магнитного объекта «Tank», залегающего около земной поверхности, на площади 60×15 м. с шагом 5×5 м. Проведены измерения на трех профилях на разном расстоянии от объекта при помощи двух приборов: феррозондовым магнитометром МНТ-3 и серийным протонным магнитометром ММП-203.

Графики результатов измерений вертикальной и двух горизонтальных составляющих аномального магнитного поля Z_a, X_a, Y_a объекта «Tank», полученные с помощью магнитометра МНТ-3 приведены на рис. 3 по первому профилю.

На рис. 4 приведены планы изолиний составляющих магнитного поля.

Составляющие поля на графиках рис. 3 уверенно фиксируют данный объект и его положение на профиле, а характерные точки кривых связаны с его геометрией. Асимметрия составляющих поля связана с его косым намагничиванием земным магнитным полем.

Сравнение модуля аномального геомагнитного поля $\mathbf{T}_a$ объекта «Tank» по результатам измерений магнитометрами ММП-203, МНТ-3 и контрольные измерения МНТ-3 по одному и тому же профилю, приведены на рис. 5.

Измеренные кривые демонстрируют хорошую сходимость результатов измерений, полученных феррозондовым магнитометром МНТ-3, разработанным в

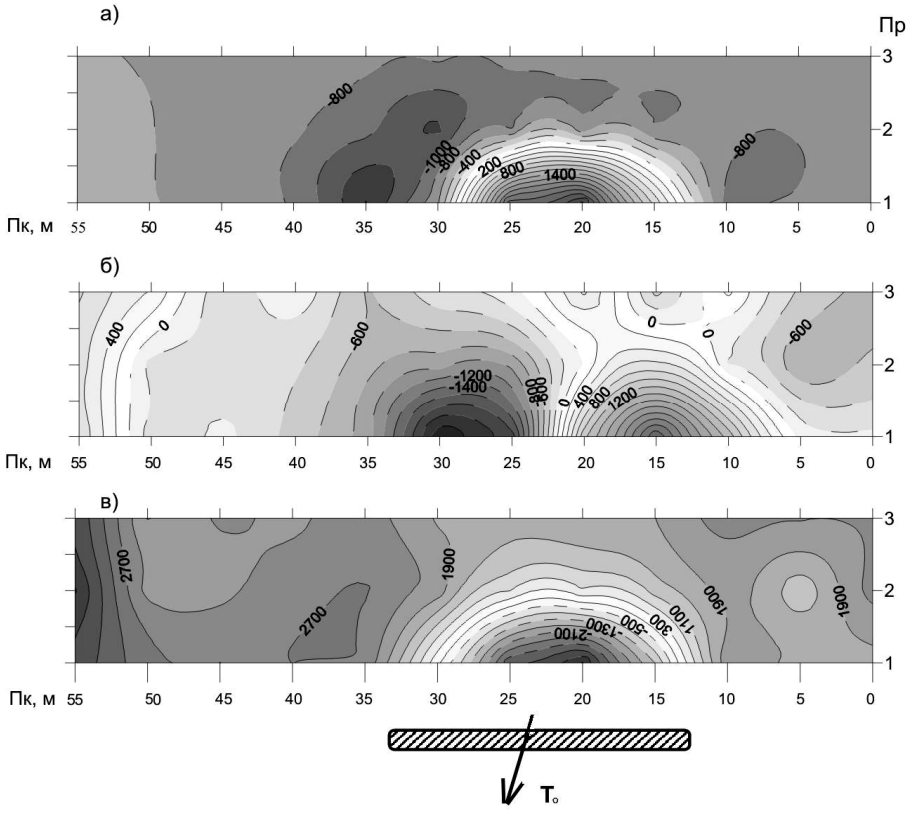


Рис. 4. Планы изолиний составляющих аномального геомагнитного поля (нТл) от объекта «Tank» на исследуемом участке: а) вертикальная – Z_a; б) северная – X_a; в) восточная – Y_a; стрелкой обозначено направление намагниченности

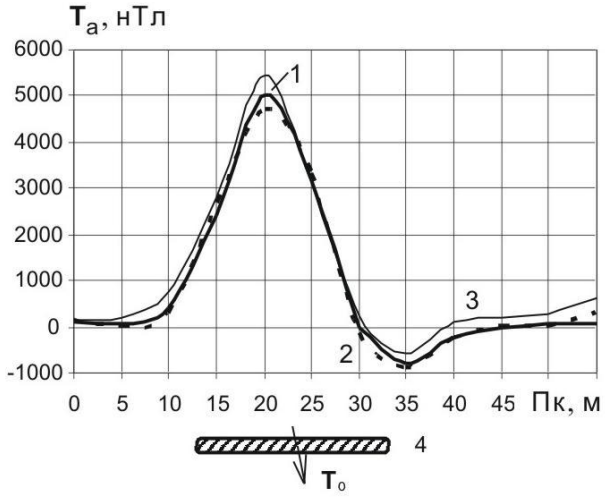


Рис. 5. Сравнительные измерения модуля аномального геомагнитного поля $\mathbf{T}_a$, по профилю №1: 1 – ММП-203, 2 – МНТ-3, 3 – МНТ-3 – контроль, 4 – то же, что на рис. 3

Институте геофизики УрО РАН, с результатами, полученными с серийно выпускаемым протонным магнитометром ММП-203.

Расхождение в основных и контрольных измерениях магнитометром МНТ-3 обусловлено неточной установкой измерительного блока как по высоте над поверхностью Земли, так и в плане, а также погрешностью горизонтальной ориентации блока датчиков и отсутствием учета вариаций составляющих магнитного поля.

Результаты полевых испытаний трехкомпонентного наземного пешеходного магнитометра МНТ-3 на полигоне обсерватории Арти показали хорошие результаты.

Заключение

Разработаны методики подготовительных работ и рядовых наблюдений составляющих геомагнитного поля, проводимых с помощью трехкомпонентного наземного пешеходного магнитометра МНТ-3. Выполнены опытные полевые измерения составляющих магнитного поля на полигоне обсерватории Арти Свердловской области. Измерения составляющих поля сопоставлены с измерениями модуля геомагнитного поля, получаемого с помощью серийного магнитометра ММП-203, которые показали хорошее соответствие.

Литература

Нехорошков В.Л. Время - импульсный магнитометр.//Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С. 42-48.

Нехорошков В.Л., Человечков А.И., Байдиков С.В., Шерендо Т.А. Аппаратурно-методический комплекс для изучения электрических и магнитных свойств геологических сред. // 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале, история и современное состояние: мат-лы Междун. семинара / Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 147-150.

УДК 551.24: 550.83 (574.13)

ТИПЫ И РОЛЬ РАЗЛОМОВ В СТРОЕНИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО НОВЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Светлакова А.Н., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. – Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.

Аннотация. Строение юго-восточной окраины Русской платформы определяется наличием субширотных авлакогенов докембрийского заложения – крупного Камско-Бельского (Калтасинского) и впадающего в него с юго-запада Серноводско-Абдуллинского. На восточной окраине развит субмеридиональный Предуральский передовой прогиб, наложенный на краевую часть платформы в позднем палеозое. Интерпретация серии сейсмопрофилей показала, что в строении этих структур значительная роль принадлежит разломам разного генезиса. Бортовые зоны авлакогенов ограничены сбросами и сдвигами, большая часть из которых реактивирована в более поздние эпохи. В центральной части Серноводско-Абдулинского авлакогена имеется поднятие, ограниченное сдвигами субширотного простирания. К ним приурочены грабеновые структуры. В пределах северной прибортовой зоны Калтасинского авлакогена выделено инверсионное Кушкульское поднятие (месторождение), которое могло быть образовано в результате левого сдвига, параллельного его борту. В западной части Предуральского прогиба установлены структуры, соответствующие сбросам листрического типа. К ним приурочены пермские рифовые массивы. В центральной части выявлено Белоглинское поднятие, аналогичное Перовско-Корниловскому валу на юге Оренбургского Предуралья, также ограниченное разломами сдвиговой природы. Восточная часть прогиба это – зона надвигов, которая является продолжением зоны передовой складчатости, погруженной под верхнепермские молассовые осадки.

Сейсмический профиль, инверсионное поднятие, разломы, надвиги, сдвиги, грабены, Предуралье.

THE FAULT TYPES AND ITS ROLE IN THE STRUCTURE OF THE SOUTH-EASTERN MARGIN OF THE RUSSIAN PLATFORM ON NEW SEISMIC DATA

Svetlakova A.N., Puchkov V.N., Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M. – Institute of Geology of the Ufimian scientific Center of RAS, Ufa

Abstract. The structure of the south-eastern margin of the Russian Platform is determinated by the presence of the sub-latitudinal Precambrian aulacogenes – the large Kama-Belaya (Kaltasinian) aulacogene and the Sernovodsk-Abdulino aulacogene, flowing into it from the south-west. On the eastern margin the sub-meridional Pre-Ural Foredeep is developed, it was superimposed on the Platform margin in the Late Paleozoic. The interpretation of seismic profile series has showed the big role of different types of faults in these structures. The side zones of these aulacogenes are limited by normal faults and strike-slip faults, most of which was activated in later epochs. In the central part of the Sernovodsk-Abdulino aulacogene it is an uplift, limited by the sub-latitudinal strike-slip faults. The graben structures are timed to them. Within the northern near-side zone of the Kaltasinian aulacogene the Kushkul inversion uplift (oil-field) is distinguished, it could be formed as a result of the left strike-slip movement, parallel to its side. At the western part of the Pre-Ural Foredeep the structures according to normal-faults of listric type were determined. The reef massifs are timed to them. In the central part the Beloglinka Uplift is revealed as an analogue of the Perovsk-Kornilovka Swell in the south of the Orenburg PreUrals, it is also limited by the faults of the strike-slip nature. The eastern part of the Foredeep is a thrust zone, which is a continuation of the foreland fold zone, submerged under the Upper Permian molasse sediments.

Seismic profile, inversion uplift, faults, thrusts, strike-sleep faults, graben, Pre-Uralian.

Введение

Линейно вытянутые валы, а также линейно вытянутые нарушения в виде микрограбенов в осадочном чехле восточной окраины Восточно-Европейской платформы представляют собой зоны нефтегазонакопления. Приуроченность этих структур к разломам кристаллического основания все

больше находит подтверждение на сейсмическом материале. В Башкортостане в последние годы силами производственных организаций, в основном, ОАО Башнефтегеофизика, проведен большой объем сейсмических исследований по Государственной программе изучения глубинного строения региона. Данные работы имели не только практическую цель поисков месторождений, но и научно - производственную направленность – изучение глубинного геологического строения и выявление новых перспективных участков в регионе.

Анализ нового сейсмического материала показал, что далеко не все характерные признаки тектонических нарушений использованы производственниками при их выделении. Кроме того, некоторые нарушения выделялись формально: если они хорошо читались в верхней части разреза, то на глубину они просто проводились достаточно условно и чаще всего субвертикально. В результате этого была потеряна важная информация

В связи с этим в задачу наших исследований входило провести повторную интерпретацию некоторых сейсмических профилей, проходящих в субширотном и субмеридиональном направлениях с целью систематизировать типы разломов, выделяемых на этих профилях, показать их приуроченность к определенным геологическим участкам и выявить их связи с месторождениями углеводородов.

На практике разломы на сейсмических разрезах выделяют по нарушению когерентности – непрерывного прослеживания отражающих горизонтов в верхней части разреза. В последнее время получено достаточно данных о распространении разломов в осадочной толще, получивших развитие снизу, от разломов кристаллического основания.

Известно, что зона разлома является своеобразным геологическим телом, которое отличается по своим физическим характеристикам от вмещающих пород. В зоне разлома может наблюдаться как уплотнение пород, так и разуплотнение. В связи с этим, зона разлома должна отображаться в гравитационном поле и, обязательно, – в поле сейсмических (упругих) волн. В любом случае, контакт разлома с обычной породой – это место, где образуется *дифрагированная волна,* а значит, она должна проявиться в волновом поле, которое отображено на сейсмическом разрезе. Из литературных источников известно (Бинкин, Шалаевская, 1972), что *дифрагированная волна* при работах по методу ОГТ ОВ (общая глубинная точка отраженной волны) также суммируется, как и обычная отраженная волна, и образует серию коротких осей синфазности, расположенных вдоль контакта – нарушения сплошности пород. Чаще всего эти контакты бывают наклонными (Николаевский, 1987).

Типы разломов

В пределах исследуемого района можно выделить три системы разрывных нарушений, это: сдвиги, сбросы и надвиги (взбросы). Есть и особая категория разломов, связанных с детачментом (субгоризонтальным срывом), распространены они, в основном, в предгорных районах. Среди разломов, читаемых на сейсмограммах, хорошо определяются сбросы и взбросы по нарушению когерентности (непрерывной корреляции отраженной волны) или субвертикальному, а также наклонному, смещению отражающих площадок. По этим признакам можно выявлять зоны нарушения, к которым приурочено смещение отражающих площадок.

Сдвиги. Субвертикальные зоны нарушений глубокого заложения мы выделяем как сдвиги. Они определяются более мелкими сбросами и взбросами. В поперечном сечении зона сдвига в обстановке сжатия представляет собой сочетание взброшенных и опущенных блоков (рис. 1 А), образуя валообразные поднятия (структура цветка). Зона разлома имеет оперяющие трещины, по которым происходит смещение отдельных блоков пород в горизонтальной плоскости по типу взбросонадвигов. На профиле, пройденном параллельно зоне сдвига, выделяется серия блоков, взброшенных в одном направлении

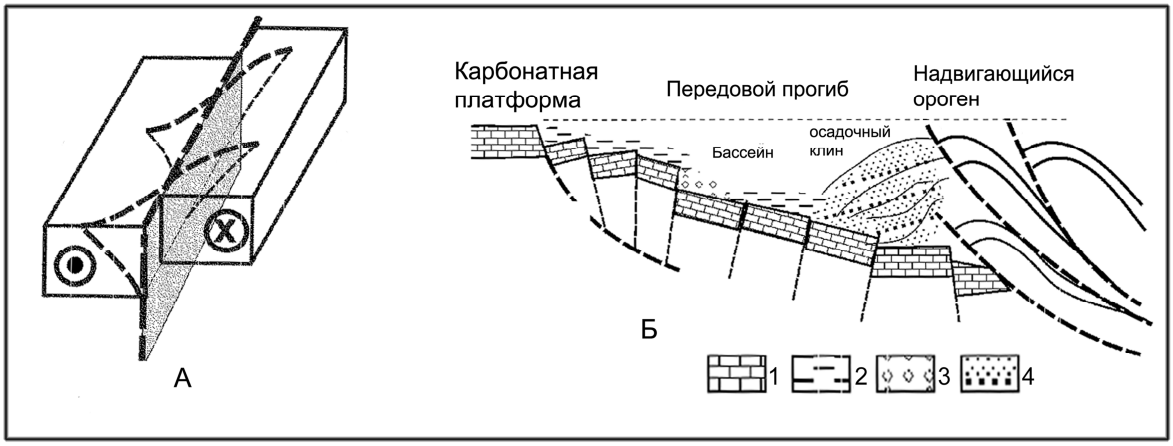


Рис. 1. Типы разломов: **А –** субгоризонтальный сдвиг в обстановке сжатия (объемная модель, показывающая смещение блоков по левому сдвигу и образование вдоль плоскости субвертикального разлома изогнутых оперяющих трещин: показаны изогнутым пунктиром на горизонтальной поверхности блока); Б – сбросы листрического типа в западной части Предуральского передового прогиба и надвиги в его восточной части; условные обозначения: 1 – карбонатная платформа, 2 – глинистые депрессионные осадки, 3 – осадочные брекчии, 4 – флишевые осадки

(структура «домино»). Эти структуры характерны для зоны сдвига, например, для Еты-Пуровского вала в Западной Сибири (Тимурзиев, 2009). Сдвиговую природу имеет Перовско-Корниловский вал, выявленный нами по кровле рифейских отложений в центральной части Предуральского прогиба (Светлакова и др, 2007; 2008). К этой структуре приурочен ряд месторождений.

Сбросы. На плитной части платформы, примыкающей к Предуральскому прогибу, мы наблюдаем сбросы, часто различной глубины заложения. Многие из них выполаживаются с глубиной. И.С. Огаринов одним из первых обратил внимание на существование в земной коре разломов, уходящих круто от поверхности на большую глубину и выполаживающихся на разных уровнях. Такие разломы-нарушения были показаны им по профилям ГСЗ Темир - Тау - Куйбышев и по Аралсорскому (Огаринов, 1981). Автор называл их срывами.

В.Н. Николаевский (институт Физики Земли), изучая проблему разрушения горных пород в лабораторных условиях (разрушение достигалось за счет больших тангенциальных напряжений, порядка 0,2 ГПа), установил, что горизонтальная составляющая давления нарастает с глубиной быстрее вертикальной. Об этом же свидетельствуют реальные замеры в скважинах и в шахтах. В самом верхнем слое коры относительная роль горизонтальной составляющей давления невелика. Но с глубиной, в областях тектонического сжатия, ось максимального сжатия постепенно переходит от вертикального в горизонтальное положение: разломы коры становятся более пологими с увеличением глубины и часто протягиваются на большие расстояния (Николаевский, 1987).

Подобные разломы впервые были описаны в 1909 году Э. Зюссом (Suess, 1909-1914). Они названы листрическими (от греческого listron – совок, лопата). Листрические разломы могут уходить на большую глубину и могут выполаживаться. По-видимому, это зависит от состава пород – наличия поверхности срыва на разных уровнях.

Разломы листрического типа оперяются антитетическими разломами, по которым происходит «сползание» и поворот блоков в субвертикальной плоскости (рис. 1 Б). Эти разломы хорошо читаются на временных разрезах сейсмопрофилей, пересекающих Предуральский прогиб в его западном борту (Светлакова и др., 2008).

Надвиги. В восточном борту Предуральского прогиба выделяются надвиги (рис. 1 Б). Иногда они прослеживаются на запад до центра прогиба, ограничиваясь снизу общей плоскостью срыва – детачментом (Светлакова и др., 2007).

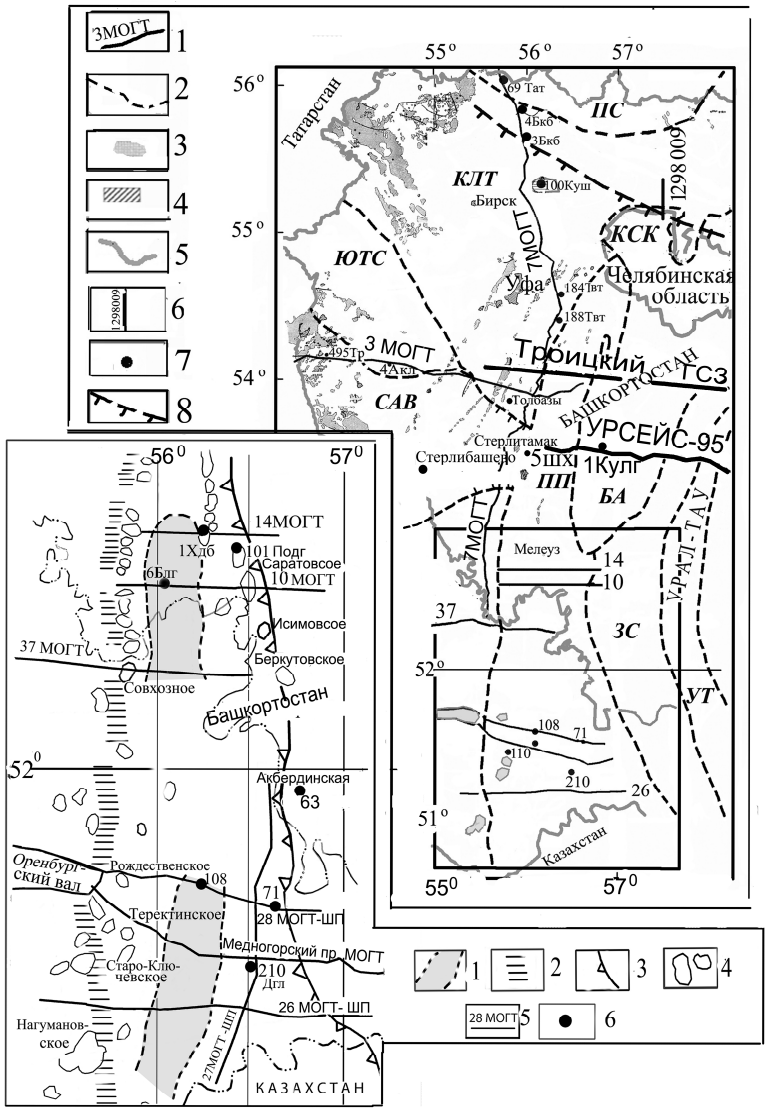


Рис. 2. План расположения региональных профилей в Башкортостане и на юге Оренбургского Предуралья: участок, показанный в рамке, представлен на врезке в увеличенном м-бе; 1 – региональные профили МОГТ; 2 – границы тектонических регионов; 3 – месторождения; 4 – населенные пункты; 5 – административная граница; 6 – профиль 1298009, пересекающий Каратауский комплекс (КСК) в субмеридиональном направлении; 7 – скважины; 8 – Каратауский сдвиг, Стерлибашевский и Толбазинский грабены, приуроченные к сдвигам. *ЮТС* – Южно-Татарский свод*; КЛТ* – Калтасинский авлакоген*; ПС* – Пермско-Башкирский свод*; КСК* – Каратауский структурный комплекс*; САВ* – Серноводско-Абдулинский авлакоген*; ПП* – Предуральский прогиб*; БА* – Башкирский антиклинорий*; ЗС* – Зилаирский синклинорий*; УТ* – антиклинорий Урал-Тау; условные обозначения к врезке: 1 – контуры Перовско-Корниловского вала и Белоглинского вала (поднятия); 2 – гравитационные ступени, контролирующие западный борт прогиба; 3 – граница зоны сочленения прогиба с передовыми складками Урала; 4 – месторождения углеводородов; 5 – региональные сейсмопрофили; 6 – скважины

Надвиги читаются на временных разрезах по следующим признакам: разрыв в корреляции отражений от продуктивных горизонтов, смещение отражающих горизонтов по вертикали и горизонтали и сдваивание их по вертикали. К надвигам приурочены поднятия (месторождения): Подгорновское, Саратовское, Таваканов-ское в Башкортостане. В Оренбургской области с надвигами связаны поднятия Петровское, Гирьяльское, Донголюкское и др., которые выявлены на профилях № 28, 26 и Медногорском (Светлакова и др., 2007).

Характеристика разломов в восточной части Русской плиты по сейсмопрофилям на территории Башкирии

В результате переинтерпретации сейсмических разрезов по региональным профилям в Башкортостане и в Оренбургской области (рис. 2) были получены новые данные о строении западной (платформенной) части Башкортостана, южной части Предуральского прогиба (Мраковская депрессия, Оренбургско-Актюбинское Предуралье) и, частично, о строении восточного борта прогиба.

Профили № 3 и № 7 отработаны в ОАО Башнефтегеофизика на основании Государственной программы по изучению додевонских отложений. Сейсмический материал получен нами из геологических фондов, дана альтернативная интерпретация, отличающаяся от оригинальной интерпретации авторов (Ардашева, Беляева, Валеев, 2004). Профиль № 3, протяженностью 235,5 км, пересекает в субширотном направлении центральную часть республики Башкортостан (рис. 3).

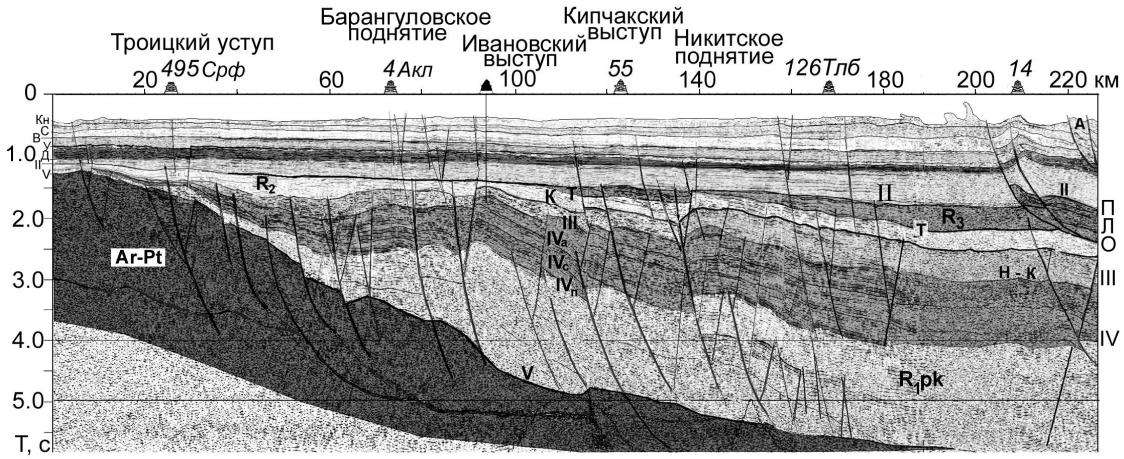


Рис. 3. Временной разрез по субширотному профилю № 3 и его геологическая интерпретация: *495 Срф* – номера скважин (*Срф* – Серафимовская, *Акл* – Аслыкульская, *Тлб* - Толбазинская); условные обозначения к временным и сейсмогеологическим разрезам (рис. 3-8): индексы стратиграфических подразделений: P – отложения пермской системы, P_2uf, kz, t – верхнепермская моласса, уфимский, казанский и татарский ярусы, P_1kg – кунгурский ярус нижней перми, P_1art – артинские отложения нижней перми, C – отложения каменноугольной системы, C_1 – нижний карбон, C_2 – средний карбон, C_3 – верхний карбон; D – отложения девонской системы, O_1, O_2 – ордовикские отложения, R-V – рифейско-вендские отложения, R_1-R_2 – нижне-среднерифейские отложения; R_3 – верхнерифейские отложения; R_1klt – нижнерифейские отложения, калтасинская свита; R_1pk – прикамская серия отложений нижнего рифея; Pt_1 – протерозойские отложения, Ar–Pt – кристаллический фундамент. Отражающие горизонты, приуроченные к кровле: Кн – кунгурских отложений нижней перми, А – сакмаро-артинских отложений нижней перми, Ас – ассельских отложений нижней перми, С – верхнекаменноугольных отложений, Б – башкирского яруса среднего карбона, В – верейских отложений московского яруса среднего карбона, У – бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона, Д – кыновско-пашийских отложений франского яруса верхнего девона, П – приютовской терригенно-карбонатной свиты верхнего рифея, Л – леонидовской терригенной свиты среднего рифея, О – ольховской карбонатно-терригенной свиты среднего рифея, Т – тукаевской свиты среднего рифея, К – кабаковской свиты нижнего рифея, Н – надеждинской терригенной свиты нижнего рифея, III – верхней карбонатной толщи калтасинской свиты нижнего рифея; IV_a – верхней карбонатно-терригенной толщи калтасинской свиты нижнего рифея; IV_c – нижней карбонатной толщи калтасинской свиты; IVп – прикамской подсерии нижнего рифея; V – дорифейского фундамента. Отражающий горизонт II – межсистемная поверхность несогласия, типа «кровельного среза»

Западной частью профиль проходит по Серноводско-Абдулинскому авлакогену, восточной частью находится в пределах Камско-Бельского (Калтасинского) авлакогена.

Оба авлакогена, Серноводско-Абдулинский (субширотный) и Калтасинский (сев.-запад–юго-восток) сливаются на востоке в один крупный прогиб в результате погружения платформы под Урал.

Профиль № 7 (рис. 4, цветная вкладка), протяженностью 505 км, имеет субмеридиональное простирание. С юга на север профиль пересекает следующие крупные структуры восточной окраины Восточно-Европейской платформы: восточную периферию Жигулёвско-Оренбургского свода, Серноводско-Абдулинский авлакоген и Калтасинский авлакоген (см. рис. 2).

Разрез осадочного чехла платформы расчленяется на две крупные структурно-формационные системы: нижнюю - авлакогеновую, и верхнюю – плитную. Граница между ними проходит по отражающему горизонту II –основной межсистемной поверхности несогласия типа «кровельного среза» (Ардашева, Беляева, Валеев, 2004). Этот отражающий горизонт не имеет точной стратиграфической привязки, потому что это «плавающая» граница. Чаще всего

она приурочена к подошве венда, но её возраст местами поднимается до верхнего девона ($Д_3$). На временных разрезах видно, как эта граница срезает и пенепленизирует сложно построенную, с поднятиями и впадинами, осадочную толщу рифейских отложений, иногда контактируя с раннепротерозойскими отложениями и археем.

В авлакогеновой системе выделяется три сейсмоструктурных надкомплекса (Ардашева, Беляева, Валеев, 2004). Нижний терригенно-карбонатный надкомплекс в интервале отражающих горизонтов V и $IV_п$ (прикамская подсерия нижнего рифея). Средний карбонатно-терригенный надкомплекс – между отражающими горизонтами $IV_п$ и III (калтасинская свита нижнего рифея). Над ними залегает верхний терригенный надкомплекс средне-верхнерифейского возраста между отражающим горизонтами III и II. Выше границы II залегают палеозойские осадочные образования, моноклинально погружающиеся на восток и на юг. Многие разломы, выделенные в авлакогеновой системе, прослеживаются и в плитной системе. Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов плитной системы выполнена с учетом ГИС имеющихся здесь глубоких скважин.

Профиль № 3 (рис. 3) проходит вблизи параметрических скважин: 191 УРТ (Урустамакская), 1МОР (Морозовская), 495СРФ (Серафимовская), 547ТРЦ (Троицкая), 4АКЛ (Аслыкульская) (Ардашева, Беляева, Валеев, 2004). На самом западе профиля № 3 выделяется Троицкий листрический сброс, он ограничен несколькими антитетическими разломами. Сброс ограничивает с запада Троицкий уступ фундамента, который по рифейским отложениям картируется как выступ. В своде выступа пробурена скважина 495 Серафимовская (Троицкая) с отметкой кровли фундамента минус 2672 м. Далее на восток наблюдается Барангуловско-Ивановский двухкупольный выступ по рифейским отложениям, отделенный от Троицкого впадиной до 4 км глубиной. По фундаменту здесь отмечается терраса. Ещё далее на восток происходит резкое погружение фундамента и рифейских отложений по сбросам, которые местами трансформированы во взбросы. Особенно характерен взброс в районе скважины 55Kzn. Региональное погружение обрывается Кипчакским выступом по рифейским отложениям. Последний также имеет двухкупольное строение. По фундаменту отмечается терраса. Второй купол Кипчакского выступа – Никитское поднятие – ограничен слегка наклоненным на восток разломом, имеющим сложное строение: от него на запад и на восток отходят оперяющие разломы, образующие структуру типа «цветка». Такие структуры характерны для сдвиговых зон (Тимурзиев, 2009). Далее по профилю можно наблюдать несколько подобных разломов, Никитский разлом является наиболее характерным.

На востоке платформы и в Предуральском прогибе рифейские отложения расчленяются на 12 сейсмостратиграфических комплексов (Ардашева, Беляева, Валеев, 2004). Здесь рифейские отложения и кровля фундамента моноклинально погружаются на восток с постепенным наращиванием мощности каждого структурного этажа. Погружение неравномерное, на некоторых участках оно осложнено сбросами и взбросами. Глубина фундамента достигает 11000 м на востоке профиля. В районе скважины 14TBN (Табынская) палеозойские, вендские и верхнерифейские отложения по пологим разломам смещены на запад. Здесь же отмечается несколько (до трех) субвертикальных плоскостей-сбрасывателей, охватывающих от одного до нескольких сейсмостратиграфических комплексов.

Профиль №7. Для стратиграфической привязки отражающих горизонтов на субмеридиональном профиле № 7 (рис. 4, цветная вкладка) использовались данные ГИС 20 скважин. Из них 8 сверхглубоких параметрических скважин: 62КБК (Кабаковская), 184,188ЮТВ (Южно-Тавтимановские), 4УРЖ, 1СКК, 3,4БКБ (Байкибашевские), 69ТАТ (Татышлинская).

На профиле № 7 обнаруживается, что разломы приурочены к каждому стратигра-

ческому комплексу самостоятельно и часто имеют сдвиговую компоненту. В отдельном стратиграфическом диапазоне разломы имеют свой наклон, образуя при этом локальные структуры, иногда характерные только для этого диапазона. Такая картина свидетельствует о косом направлении сжатия со стороны Урала. По всей видимости, молодые подвижки происходили также и с юга. На профиле от южных границ с Оренбургской областью фиксируется резкое стратиграфическое и тектоническое несогласие палеозойских и рифейских отложений. Палеозойские отложения воздымаются на север от начала профиля, в то время как рифейские отложения и фундамент погружаются на север, образуя южный борт субширотного Серноводско-Абдулинского авлакогена. Погружение неравномерное, при этом формируются структуры – поднятия и впадины, разделенные сложно построенными разломами.

Специальное внимание нами обращено на наличие срединных выступов фундамента, возвышающихся в осевых зонах многих авлакогенов и разделяющих их более погруженных прибортовых зон. Подобные выступы являются типичными структурными элементами таких авлакогенов как Днепровско-Донецкий, Вилюйский, Пачелмский, Западно-Техасский и др. (Наливкин и др., 1964). Серноводско-Абдулинский авлакоген также имеет классическое строение (Наливкин и др., 1964) с приподнятым положением фундамента в центре (пикеты 2000-3000) и контролирующими его грабенами. Стерлибашевский грабен (рис. 4, цветная вкладка) имеет сложное строение. Односторонним он выглядит только по среднерифейским отложениям. Верхнерифейские отложения на этом участке срезаны и снивелированы отражающим горизонтом II. По нижнерифейским отложениям – по кровле калтасинской свиты, по кровле прикамской подсерии и по фундаменту – амплитуды смещения сопоставимы на обоих бортах грабена. На южном и северном бортах смещение составляет 300-350 мс, что соответствует амплитуде порядка 700-750 м. Толбазинский грабен имеет более простую структуру по нижнерифейским отложениям с амплитудой южного крыла до 1,5 с по фундаменту (по глубине это составляет до 3,0 км). Вверх по разрезу отмечается уменьшение амплитуды, увеличение расстояния между бортами грабена и усложнение его структуры. Эти два грабена контролируют продолжение Серноводско-Абдулинского авлакогена на восток. На более высоких уровнях амплитуда грабенов уменьшается, расстояние между их бортами увеличивается и структура усложняется.

В районе Толбазинских дислокаций Серноводско-Абдулинский авлакоген открывается в Камско-Бельский авлакоген (рис. 2, рис. 4). На участке профиля между пикетами 4300 и 5000 картируется Кабаковско-Вавиловское поднятие по рифейским отложениям. По фундаменту оно выражено нечетко, по-видимому, из-за плохой записи отражений на этом участке. Южный склон его имеет амплитуду до 300-400 мс, северный пологий – до 50-100 мс. В интервале пикетов 5630-6400 картируется выступ по фундаменту, названный Тавтиманово-Иглинским, который занимает центральную часть Камско-Бельского авлакогена по нижнерифейским отложениям и фундаменту. Северный и южный склоны этого выступа осложнены сериями разветвляющихся оперяющих разломов, формирующих грабенообразные и горстовидные структуры в калтасинских и вышележащих отложениях рифея, венда и палеозоя. Выступ имеет крутой южный (0,2 с) и ещё более крутой северный (0,6 с) склоны. Северный склон выступа совпадает с южной границей крупной инверсионной структуры – Кушкульского поднятия, на котором открыто крупное месторождение. По фундаменту и нижнему рифею эта структура представляет собой впадину, переходящую вверх по разрезу в поднятие.

Инверсия, на наш взгляд, произошла в результате сдвиговых деформаций. В результате левого сдвига северного борта впадины произошло сжатие и выжимание вверх пород, выполняющих впадину. О подобных деформациях свидетельствует

наличие чуть восточнее траверза профиля № 7 крупного сдвига в районе Юрюзано-Айской депрессии. Юрюзанский (Каратауский) сдвиг закартирован на поверхности и четко выделяется в трансформированных гравитационных поля (Тимашева, 1984). Этот левосторонний сдвиг северо-запад – юго-восточного простирания отделяет Каратауский надвиговый комплекс на юге от Юрюзано-Айской впадины на севере. Сдвиг хорошо проявляется на сейсмической записи в виде классического рисунка «положительного цветка» (рис. 5) (Солоницин, 2001). Именно на северо-западном продолжении проявленного на поверхности сдвига картируется северный склон Кушкульской впадины по фундаменту (рис. 4, цветная вкладка).

По профилю № 7 на север от бортового уступа кровля фундамента и рифейские отложения испытывают резкий подъём в сторону Пермско-Башкирского свода. На пикетах 8200-9000 картируется Байкибашевское поднятие, а ещё далее на север – Татышлинский выступ. В районе выступа кровля фундамента фиксируется на отметке минус 6500 м. Таким образом амплитуда подъёма кровли фундамента севернее

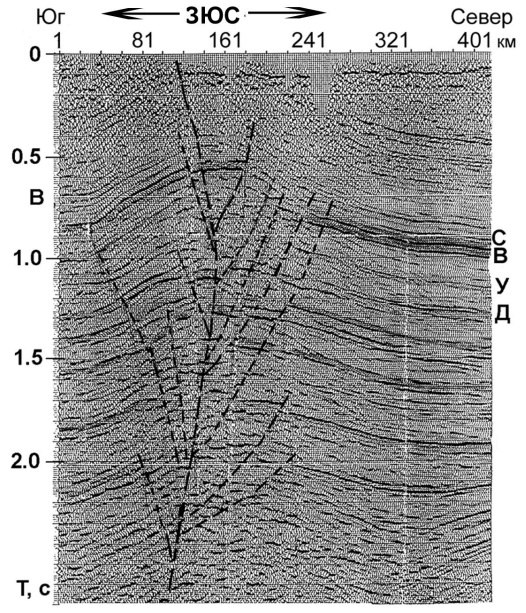


Рис. 5. Характерная картина сдвига на временном сейсмическом разрезе 1298009 через Юрюзанский сдвиг: условные обозначения: ЗЮС – зона Юрюзанского (Каратауского) сдвига; остальные обозначения см. на рис. 3

Кушкульской впадины составляет 8 км на расстоянии 20 км.

Типы разломов и строение Предуральского прогиба по сейсмическим данным

Современные геологические представления о строении Урала и восточной окраины Восточно-Европейской платформы изложены в работе В.Н. Пучкова (Пучков, 2000). В этой модели строение всего Приуралья тесно связано со строением и геодинамикой складчатого Урала. Заложение Предуральского прогиба произошло в позднем карбоне и связано с формированием Уральской складчатой системы (Баймухаметов и др., 1997; Казанцев, 1984; Камалетдинов, 1974; Королюк и др., 1983; Мизенс, 1997; Чувашов, 1998). Предуральский прогиб можно отнести к форландовому бассейну (Осадочные бассейны … , 2004), который в поперечном сечении имеет асимметричное строение. Активным является складчато-надвиговый борт, пассивным – удаленный от орогена, противоположный борт. Пассивный борт форландового бассейна осложнен сбросами, активный борт – надвигами. Причина формирования сбросовой структуры удаленного борта прогиба обсуждается в литературе (Artyushkov et al, 2000). Одной из причин считается влияние нагрузки на край платформы со стороны надвигового клина (рис. 1 Б; Jordan, 1981).

В строении погиба выделяются три зоны: западная, центральная и восточная. Западная зона включает в себя западный бортовой уступ прогиба и прилегающие к нему часть платформы. Центральная зона соответствует наиболее погруженной части Предуральского прогиба. В центральной зоне расположена область некомпенсированного прогибания, выполненная депрессионными осадками, заполненная впоследствии флишем и молассой (Мизенс, 1997). Восточная зона – это зона надвигов (восточный борт прогиба и прилегающие к нему передовые складки Урала).

В пределах Предуральского прогиба нами проанализированы региональные профили на территории Оренбургской области (профили Медногорский, № 26, 37

через Совхозный риф) и в Башкортостане, в Мраковской депрессии (профили №10, 14).

Строение Оренбургско-Актюбинского Приуралья по профилям: Медногорскому и № 26

Анализ и повторная интерпретация нескольких региональных сейсмических профилей, отработанных Оренбургской геофизической экспедицией, позволили закартировать поднятие, прослеженное по кровле докембрийских пород. Поднятие выявлено по трем субширотным профилям (рис. 2) и названо Перовско-Корниловским валом (Светлакова и др., 2007). Северный профиль № 28 сейсмической партии 10/03 проложен на восток от Оренбургского вала через скважину 108 и скважины восточного борта прогиба 70, 71 и 73 до передовых складок Урала. Профиль Медногорский (Новоуспеновская с/п 10/79-80) проложен южнее на 20 км, параллельно первому, до г. Медногорска. Профиль № 26 с/п 10/04 располагается на 20 км южнее Медногорского.

На сейсмических профилях (рис. 6, цветная вкладка) прослеживаются отражающие горизонты, привязанные к скважинам на Соль-Илецком выступе, на Оренбургском валу и на западном борту Предуральского прогиба. Отражающие горизонты неравномерно погружаются с западного борта прогиба на восток, формируя по первому подсолевому горизонту седиментационный артинский уступ. По глубоким горизонтам погружение происходит более плавно. Отражение от ордовикских отложений – «О», протянутое на восток от скважин на Соль-Илецком выступе, сначала немного погружается, а потом начинает воздыматься. В результате этого временной интервал между горизонтом «О» и вышележащим «Д» сокращается к центру прогиба от 1,0 с до 0,2 с. Отражение внутри этой толщи – от вендских (?) отложений – выклинивается к палеоподнятию (Светлакова и др., 2007). Палеозойские отложения к центру прогиба образуют приподнятую структуру, согласную со структурой в рифей-вендских породах, но менее рельефную. Ранее по субмеридиональному профилю № 6-6а восточная приподнятая часть этой структуры была выявлена по первому и второму подсолевым отражающим горизонтам (Тимашева, 1975). Структура была названа Перовской.

Таким образом, поднятие проявлено по отражающим горизонтам, как в древних, так и в палеозойских толщах. Глубина до первого подсолевого горизонта «А» (кровля артинских отложений) фиксируется на отметке минус 4236 м, а до каменноугольных отложений (второй подсолевой горизонт «Б») – на отметке минус 4450м. С запада на восток, к центральной части прогиба, временной интервал между отражающими горизонтами «А» и «Б» сокращается, что свидетельствует о сокращении мощности артинских карбонатных отложений и фациальном их переходе в депрессионные фации.

Перовско-Корниловский вал имеет субмеридиональное (с небольшим отклонением на юго-запад), простирание по глубоким отражающим горизонтам – рифейским или, возможно, дорифейским. Сводовая часть вала на профиле Медногорском по отражающему горизонту «О» прослеживается на времени 3 с (примерно – 7,5 км). Размер вала по ширине – около 10-15 км (Светлакова и др., 2007). Северная периклиналь расположена, по-видимому, севернее скважин 102 и 108 и на сейсмическом материале не зафиксирована. На профиле № 26 намечается южная часть вала между соляными куполами Кзылобинским и Орловским (рис. 6, цветная вкладка). Свод вала отмечается по отражающему горизонту «О» на глубине порядка 8-9 км. Периклиналь, по-видимому, находится еще южнее, поскольку ширина вала здесь ещё достаточно большая – 15 км.

На профиле № 26 (рис. 6, цветная вкладка) на восточном краю палеовала наблюдается клиновидная структура по нижнепермским, каменноугольным и более древним отложениям. На западном склоне вала наблюдаются сейсмические аномалии в палеозойских (возможно, каменноугольных) карбонатных толщах, перспективные на поиски углеводородов. На южном продолжении вала, в его западной краевой части в

2006 г. компанией «Оренбургбургаз» открыто Акобинское газоконденсатное месторождение.

Восточнее Перовско-Корниловского вала на сейсмическом материале появляются отражения Ac_1 и Ac_2, стратифицированные по скважине № 71 с кровлей и подошвой ассельского яруса. Эти отражения являются четким репером, наблюдающимся на всех четырех профилях: трех субширотных и одном субмеридиональном (рис. 2.). Западнее вала отражения Ac_1 и Ac_2 не прослеживаются по той причине, что нижнепермские отложения здесь маломощны и однородны, представлены депрессионными фациями. Тот факт, что на восток от рифейского вала ассельские отложения выделяются четким репером на сейсмической записи, свидетельствует об их отличии в физическом отношении от обычного флиша. В центральной части профиля № 26, восточнее вала, четко виден контакт «ассельского репера» с предполагаемой кровлей карбонатных отложений карбона (рис. 6, цв. вкл.). По сейсмостратиграфической терминологии контакт этот происходит по схеме «подошвенного налегания».

Анализ сейсмического и геологического материала показывает, что на восток от вала мощность нижнепермских отложений резко возрастает за счет перехода отложений во флишевую фацию. Так, по скважине № 71 на восточном борту прогиба, мощность только артинско-сакмарских флишоидов достигает 2000 м, глубже вскрыто 400 м ассельских известняков, к кровле и подошве которых приурочены отражения Ac_1 и Ac_2. В Донголюкской скважине № 210 пройдено 1500 м нижнепермских флишоидов (Балдин, 1998), до кровли ассельских отложений скважина не дошла примерно 300 или 400 м (рис. 6а) На сейсмическом профиле № 26 (рис. 6, цв. вкл.) наблюдается контакт восточной части палеовала и флишевых комплексов карбона и перми, сгруженных по надвигам западной вергентности.

Этот мощный надвиговый клин образует линзу, «упирающуюся» в край Перовско-Корниловского вала. Зона контакта фиксируется разломом, названным Орловским сбросом. Надвиговые структуры прослеживаются как по поверхности ассельского репера, так и по кровле артинских отложений, резко обрываясь на Орловском сбросе (рис. 6, цв. вкл.). Сейсмические материалы показывают, что этот разлом смещает как докембрийские, так и перекрывающие нижне-среднепалеозойские отложения, и вверх по разрезу «затухает» в верхнепермских отложениях. По всем признакам Орловский сброс выполаживается в восточном направлении (рис. 6), и его восточное продолжение может быть интепретировано как «детачмент». Однако длина сейсмической записи на этом участке (5 с) не позволяет это сделать с достаточной уверенностью. Аналог Орловского сброса можно наблюдать на профиле № 28, расположенном на 40 км севернее профиля № 26. Здесь надвиговый пакет более узкий, чем на юге, а «детачмент» прослеживается на временах от 3 до 3,5 с (Светлакова и др., 2007).

Далее на восток в области сочленения прогиба с зоной линейной складчатости надвиговые структуры нарушаются крупным субвертикальным взбросо-надвигом глубокого заложения (по сейсмическим данным – до глубины свыше 10 км). По нему комплексы пород зоны линейной складчатости приподняты относительно прогиба. Этот субвертикальный разлом (Сюреньский) пересекает (разбивает) надвиговые пакеты восточного борта, он является более молодым, послепермским. От него к востоку отходят оперяющие разломы, осложняющие строение принадвиговых антиклинальных складок (например, Актакальской). Мы предполагаем, что этот разлом имеет сдвиговую компоненту. Разлом прослежен с севера на юг на временных разрезах, проходящих через восточный борт прогиба (пр. 26, 28 и Медногорский).

Строение Мраковской депрессии по профилям № 10, 14. В тектоническом отношении Мраковская депрессия является частью Предуральского прогиба, расположенной севернее Оренбургско-Актюбинского Предуралья. Вдоль западного бортового ус-

тупа прогиба в Башкирском Приуралье прослежена цепочка нефтяных месторождений, локализованных в рифовых массивах барьерного типа сакмаро-артинского и ассельского возраста (Баймухаметов и др., 1997). Вдоль восточного борта открыты месторождения, приуроченные к надвигам и взбросам, образовавшимся при формировании складчато-надвигового пояса Урала (Казанцев, 1984). В центральной части Мраковской депрессии в отложениях среднего девона открыто Белоглинское месторождение. На Белоглинской площади в пределах Мраковской депрессии в 1990-1992 гг. проведены региональные сейсмические работы по профилям № 14 и 10 (рис. 7, цветная вкладка). Обработка этих профилей была произведена в г. Хьюстон (США) в рамках договора о сотрудничестве между фирмой PGI и ОАО «Башнефтегеофизика». Сейсмический материал по указанным профилям обрабатывался по программам: «глубинная миграция до суммирования», «скоростной анализ по латерали» и др. Это позволило провести корреляцию волн и построить сейсмогеологические разрезы. Из-за наличия волн-помех существует многовариантность интерпретации сейсмической картины, особенно при выделении разломов (Светлакова и др., 2008).

Западные части сейсмических временных разрезов представлены записью, характерной для зоны перехода от восточного склона Русской платформы к Предуральскому прогибу. Здесь сохраняется близкое к платформенному типу залегание подсолевых отражающих горизонтов. Прослежены отражающие горизонты «А», «В», «У», «Д», «S+V» (их возраст указан в подписи к рисункам). На региональных профилях ярко выражены западные бортовые уступы. Они приурочены к листрическим (выполаживающимся) сбросам восточного падения. Оси синфазности отражений осложнены нарушениями корреляции, обусловленными этими тектоническими контактами. Листрические разломы фиксируются в западной части профиля № 10 и профиля № 14 по глубоким горизонтам от рифея до карбона (рис. 7, цв. вкл.). Серия этих разломов (сбросов) формирует опущенные блоки. Листрические разломы осложнены оперяющими антитетическими сбросами, которые ограничивают «сползшие» в прогиб блоки. Нами сделано предположение о приуроченности пермских рифовых построек к уступам, образованным разломами сбросового типа, формирующимся на границе платформы и краевого прогиба при опускании центральной части прогиба. При образовании листрических сбросов, геологические пласты, прилегающие к плоскости сброса, приобретают наклон, обратный падению сброса. Приподнятая часть блока – это благоприятное место для роста биогерма. На временных разрезах выделяются аномальные участки, которые соответствуют известным рифовым массивам. Это Молокановский, Северо-Кумертауский и Западно-Кумертауский рифы (рис. 7, цв. вкл.).

В центральной части Предуральского прогиба на временных разрезах профилей № 10 и № 14 в Башкортостане, а также на профиле № 37 на севере Оренбургской части прогиба впервые удалось выделить структуру по древним отложениям, аналогичную Перовско-Корниловскому валу (Светлакова и др., 2007; 2008). К этой валообразной структуре приурочено известное Белоглинское месторождение в девонских отложениях. Структура ограничена с запада Бугульчанским разломом, с востока – Ялчино-Рамеевским сложным нарушением (рис. 7, цв. вкл.), которые мы трактуем как сдвиги субмеридионального простирания, они являются самыми молодыми.

В пользу такого предположения свидетельствуют соотношение структурных планов и характер сочленения разновозрастных напластований. Ялчино-Рамеевское, предположительно, левостороннее сдвиговое нарушение, зафиксированное на профиле 10 (пикет 30-35 км) и на профиле 14 (пикеты 35-38 км) разбило западный край антиклинальной принадвиговой структуры вдоль, с севера на юг. В результате, на профиле 10 (южном) нарушение смотрится как сброс, а на профиле 14 (северном) нарушение смотрится как взброс. Здесь про-

дольное нарушение прошло западнее вершины надвига. Такую же сдвиговую природу имеет Бугульчанский сброс, расположенный западнее Ялчино-Рамеевского сброса-сдвига и восточнее Молокановского рифа на профиле № 10.

На профиле № 37 (рис. 8) в Оренбургской области, проходящем параллельно профилю № 10, видно, как раннепермские рифовые постройки (риф Совхозный) расположены над зоной резкого перегиба пластов нижнего, среднего и верхнего карбона. Сейсмическая картина этой зоны показывает, что опускание пластов в сторону прогиба происходит по серии сбросов. Разломы, нарушающие верхние горизонты (в частности кунгурские и надкунгурские отложения) – это реактивированные сбросы. В районе пикета 70.4 (рис. 8) наблюдается смещение и запрокидывание блока кунгурских отложений по листрическому сбросу. Этот сброс срезал отложения верхнего карбона и, частично, среднего карбона. В результате по верхнему карбону не отмечен прибортовой вал, который четко виден по среднему и нижнему карбону.

В кунгурских мульдах и на пологих склонах отражающий горизонт «Кн» представлен регулярными, динамически выраженными осями синфазности; на сводах и склонах он определяется по прекращению корреляции надкунгурских отражений. Временная мощность надсолевых комплексов изменяется от 0 до 2,1 с. Внутренняя структура сейсмической записи этого комплекса в глубоких мульдах представлена серией ярко выраженных осей синфазности. Эти отражения, вероятно, приурочены к плотным глинистым прослойкам в верхней части отложений уфимского яруса, а также к пластам гипсов и ангидритов в верхнепермских отложениях. На профиле 37 можно наблюдать, что соляные купола часто развиты над разломами.

Выводы

Роль разломов сбросового и сдвигового типа в строении юго-восточной окраины Русской платформы и в Предуральском прогибе недооценивалась. В результате переинтерпретации серии сейсмопрофилей нами показано, что в строении и развитии поднятий и валообразных структур в центральной и прибортовой части впадин уча-

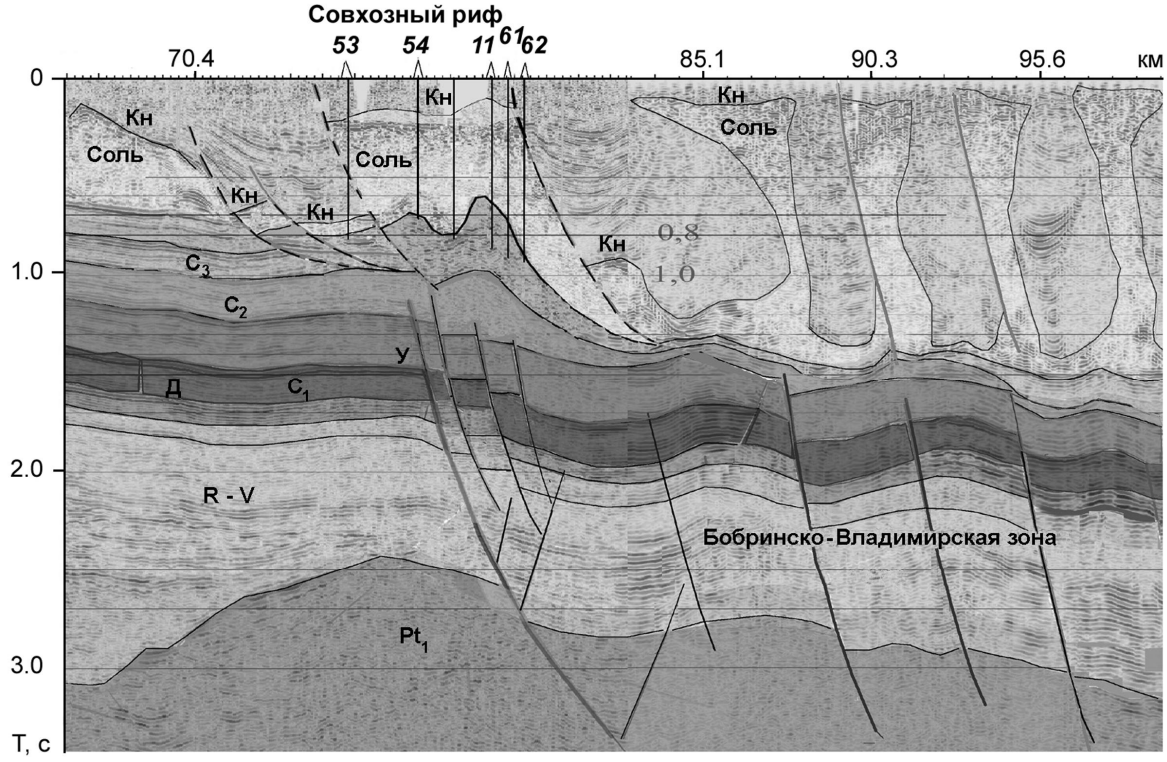


Рис. 8. Временной и сейсмогеологический разрез по профилю 37: условные обозначения см. на рис. 3

ствуют разломы сбросового и сдвигового типов. Структуры, связанные с надвиговыми дислокациями были известны в восточной части Предуральского прогиба, они подтвердились при повторной интерпретации сейсмических профилей.

По данным сейсмического профиля № 7 на территории восточной окраины Русской платформы в пределах Башкортостана было установлено, что центральная часть Серноводско-Абдулинского авлакогена осложнена поднятием, ограниченным сложно построенными разломами субширотного простирания: Толбазинским и Стерлибашевским, которые фактически являются сдвигами. К ним приурочены грабеновые структуры.

Выступ, названный Тавтиманово-Иглинским, занимает центральную часть Калтасинского авлакогена по нижнерифейским отложениям и фундаменту. Северный и южный склоны этого выступа осложнены сериями разветвляющихся оперяющих разломов, формирующих грабенообразные и горстовидные структуры в калтасинских и вышележащих отложениях рифея, венда и палеозоя. Эти разломы также связаны со сдвиговыми деформациями. Северный склон выступа совпадает с южным бортом крупной инверсионной структуры, Кушкульским поднятием, на котором открыто крупное месторождение. Впадина в пределах Калтасинского авлакогена испытала инверсию в результате сдвиговых деформаций. Левый сдвиг, параллельный северному борту впадины, обусловил сжатие и выжимание вверх пород, слагающих верхнюю часть разреза – от среднерифейских до мезозойских.

В результате переинтерпретации сейсмических разрезов по региональным профилям № 10 и 14 были получены новые данные о строении Предуральского прогиба. В западной части прогиба установлены структуры, соответствующие сбросам листрического типа. К ним приурочены пермские рифовые массивы. В центральной части выявлена структура аналогичная Перовско-Корниловскому валу в Оренбургском Предуралье (Светлакова и др., 2007; 2008), она соответствует Белоглинскому поднятию. Показано, что с запада и востока структура ограничена разломами сдвиговой природы, имеющими простирание север-юг. Эти структуры контролируют положение месторождений УВ. Восточная часть прогиба является продолжением зоны передовых складок и надвигов, погруженной под верхнепермские молассовые осадки и нарушенной более поздними сдвигами.

Проведенный анализ сейсмических материалов показал, что основную роль в образовании структур, контролирующих положение месторождений УВ, играют наиболее поздние сдвиговые нарушения.

Литература

Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. Региональные геофизические исследования Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Первые Тимергазинские чтения. Мат-лы конференции: Уфа, 20-21 ноября 2003 / Уфа: Тау, 2004. С. 148-161.

Балдин В.Ф. Разрез малоизученной части Бельской впадины по данным параметрической скважины 210 Донголюкской. // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области / Научные труды. Вып.1. Оренбург: ОНАКО, 1998. С. 77- 81.

Баймухаметов К.С., Викторов П.Ф., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш. Геологическое строение и разработка нефтяных и газовых месторождений Башкортостана. Уфа: РИЦ АНК «Башнефть», 1997. 424 с.

Бинкин И.Г., Шалаевская О.А. Суммирование дифрагированных волн в методе ОГТ // Разведочная геофизика. 1972. Вып. 54. С. 15-21.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Королюк И.К., Щёкотова И.А., Меламуд Е.Л., Сидоров А.Д. Формации и тектоника Южного Приуралья // Проблемы изучения и тектонического анализа гео-

логических формаций. М.: Наука, 1983. С. 23-44.

Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.

Наливкин В.Д., Куликов Ф.С., Морозов С.Г., Слепов Ю.Н. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья // Геология нефти и газа. 1964. № 3. С. 14-17.

Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа. 1987. № 7. С. 54-60.

Огаринов И.С., Архипов В.И., Сальников В.Е. К проблеме выделения глубинных срывов на Южном Урале //. Эволюция офиолиовых комплексов. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1981. С. 20-22.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция**. //** Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.В. Воложа. / Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Светлакова А.Н., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Карнаухов, С.М., Побережский С.М., Гореликов В.И., Горожанин В.М. Перовско-Корниловский вал – ранее неизвестная крупная глубинная структура Оренбургского Приуралья // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 3. С. 379-382.

Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистрянский В.И., Гореликов В.И., Побережский С.М., Горожанин В.М. Новые данные о строении южной части Предуральского прогиба по результатам сейсмических работ // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 502-506.

Солоницин С.Н. Тектоническое строение Юрюзано-Айской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Уфа, 2001. 23 с.

Тимашева А.Н. (Светлакова). К тектонике Урало-Илекского междуречья Оренбургского Приуралья по данным сейсморазведки // Тр. ЮУО ВНИГНИ. Саратов, 1975. Вып. III (148). С. 54-60.

Тимашева А.Н. (Светлакова). Строение и развитие Каратауского надвигового комплекса на Южном Урале по геофизическим данным // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 945-949.

Тимурзиев А. И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). / Автореф. дисс. доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2009. 25 с.

Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22-37.

Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhoich P.A., Morner N.A. The Southern Urals. Decoupled evolution of the thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // Tectonophysics. 2000. V. 320. P. 271-310.

Suess E. THE FACE OF THE EARTH. Oxford, 1909-1914. V. 1V.

Jordan T.E. Thrust loads and foreland basin evolution. Cretaceous, western Unites States // Am. Ass. Petrol. Geo. Bull., 1981. V. 65. P. 2506-2520.

УДК 550.83

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО КРАСНОЛЕНИНСКОМУ ПРОФИЛЮ

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе приведены результаты изучения строения земной коры Северного Урала геофизическими методами по Красноленинскому профилю ГСЗ. Построен скоростной разрез, проведено моделирование распределения плотности и намагниченности, выявлены особенности строения верхней части литосферы.

Глубинное сейсмическое зондирование, гравитационное моделирование, магнитная модель, плотность, намагниченность.

GEOPHYSICAL MODELS OF THE EARTH'S CRUST STRUCTURE USING THE KRASNOLENINSK PROFILE

Fedorova N.V., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. This report shows the results gained from the study of the structure of the Earth crust in Northern Ural using geophysical methods on the Krasnoleninsk profile. A seismic velocity cross-section is built, modelling of distribution of density and magnetisation are conducted, features of a structure of the top part of lithosphere are revealed.

Deep seismic sounding, gravity modeling, magnetic modeling, density, magnetization.

Введение

Глубинные сейсмические исследования на Северном Урале по Красноленинскому профилю протяженностью более 700 км (рис. 1) выполнены в 1987-1989 гг. Баженовской геофизической экспедицией (БГЭ) по методике точечных (дифференциальных) зондирований в варианте многократных перекрытий. Регистрация упругих колебаний производилась телеуправляемой аппаратурой «Тайга-2» одновременно не менее чем пятью установками, расположенными через 3-10 км при расстоянии между пунктами взрыва 12-36 км и максимальной длине годографа – 210 км.

Результаты исследований по западной части профиля опубликованы в работе (Дружинин и др., 1990), остальные изложены в фондовом отчете БГЭ. В данной работе приводится вариант скоростного разреза земной коры по Красноленинскому профилю, построенного по результатам переинтерпретации ранее полученных данных (Дружинин и др., 2007а).

В районе Красноленинского профиля проходят и пересекаются с ним два субмеридиональных профиля ГСЗ Баженовской геофизической экспедиции: Вижай-Н. Тура и Северная Сосьва-Ялуторовск, а также геотраверс Центра ГЕОН «Рубин-2» (рис. 1). Для этих профилей заново в едином модельном представлении составлены градиентные скоростные разрезы земной коры, что позволило сопоставить их с разрезом, построенным по Красноленинскому профилю.

В настоящей работе рассмотрены методика и результаты сейсмоплотностного моделирования, проведенного на основе построенного скоростного разреза и моделирования намагниченности земной коры по Красноленинскому профилю. Определены плотности пород по разрезу земной коры. Выделены участки, для которых наблюдаются наибольшие расхождения между упругой и плотностной моделями. Проведено моделирование остаточных гравитационных аномалий и уточнены плотностные характеристики верхней части разреза.

По материалам специальной аэромагнитной съемки, проведенной в Уральском регионе (Чурсин, Федорова, Шапиро, 1998), выделена длинноволновая региональная составляющая аномального магнитного поля. Проведена интерпретация и построена модель распределения намагниченности в земной коре.

Результаты исследований позволяют уточнить некоторые особенности глубин-

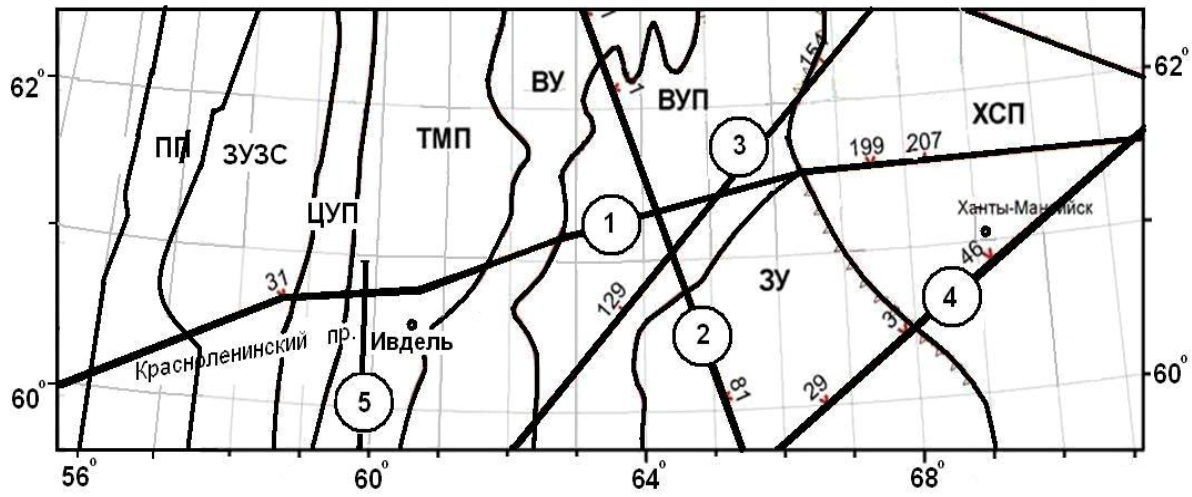


Рис. 1. Местоположение Красноленинского профиля (1) и пересекающихся с ним сейсмических профилей: Северная Сосьва-Ялуторовск (2), «Рубин-2» (3), Ханты-Мансийский (4), Вижай-Н. Тура-Орск (5), а также геологических структур первого порядка по И.Д. Соболеву: ПП – Предуральский прогиб, ЗУЗС – Западно-Уральская зона складчатости, ЦУ – Центрально–Уральское поднятие, ТМП – Тагильско–Магнитогорский прогиб, ВУ – Восточно-Уральское поднятие, ВУП – Восточно-Уральский прогиб, ХСП – Ханты-Мансийское Срединное поднятие

ного строения Северного Урала и в дальнейшем могут быть использованы при создании объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона.

Скоростная модель

В основе примененного способа интерпретации лежит разработанный для дифференциальных зондирований аппарат специальных полей времен и алгоритм решения по ним обратной кинематической задачи «Invers», в котором волны в первых вступлениях рассматриваются как рефрагированные (Мишенькина, Шелудько, Крылов, 1983). Пусть x, z – координаты точек. Поле времен $t(x, l)$ представляет собой совокупность наблюдаемых времен t (в данном случае – первых вступлений продольных волн) на плоскости (x, t). Параметром поля является расстояние l (базы зондирования) от точки регистрации до источника колебаний. Времена t, отвечающие фиксированным значениям баз l (рассчитываются с помощью линейной интерполяции по наблюдаемым временам), соединяются на плоскости (x, t) непрерывными линиями $l = const$, которые образуют поле времен $t(x, l)$. Обратная величина вертикального градиента поля времен рефрагированной волны dl/dt равна скорости на максимальной глубине проникания соответствующего луча. Численное решение обратной двумерной кинематической задачи по полю времен в алгоритме «Invers» основано на предположении, что горизонтальная составляющая градиента скорости значительно меньше, чем вертикальная.

$$\frac{1}{V(x,z)} = \frac{1}{V(z)} + e(x,z)\ , \text{ где } e << \frac{1}{V(z)}\ .$$

Здесь $V(z)$ – «нормальная», осредненная по всему полю времен, зависимость скорости от глубины. Ей соответствует «нормальный» годограф $T(l)$ (осредненное вертикальное сечение поля времен, аналог годографа ОГТ – общей глубинной точки), ε – аномалия обратного значения скорости, малая по величине по сравнению с $V(z)$. Для кристаллической коры, где преобладают скорости 6,0-7,0 км/с, ε будет в 10-15 раз меньше $1/V(z)$ даже при разнице между истинной $V(x, z)$ и нормальной $V(z)$ в 0,4-0,5 км/с. Полученная в результате решения обратной задачи матрица значений $V(x, z)$ используется для построения скоростного разреза.

Модифицированная программа вычисления скоростной матрицы по данному алгоритму составлена В.М. Алиевским.

Ошибки при вычислении функции $V(x, z)$ в данном алгоритме могут быть обусловлены присутствием в первых вступлениях не рефрагированной, а головной волны от преломляющего горизонта с большим перепадом скорости. Таких горизонтов в земной коре выявлено два: поверхность складчатого фундамента и поверхность Мохо. Для исключения ошибок в оценке глубины скоростных уровней, соответствующих поверхности фундамента, поле времен пересчитывалось на эту поверхность. Положение скоростных уровней 7,7-8,0 км/с, связанных с выходом в первые вступления головной волны от поверхности Мохо, уточнялось по результатам интерпретации отраженных волн и по результатам кинематического моделирования.

Погрешность построения скоростных разрезов можно оценить при сопоставлении их с разрезами, построенными другими методами – например, по головным и отраженным волнам, а также при сопоставлении разрезов по двум пресекающимся профилям. Такое сопоставление показало, что погрешность в определении скорости соответствует 0,15-0,20 км/с, то есть 2-3 %, а погрешность в определении глубин – около 5 %.

Сейсмический разрез земной коры в изолиниях скорости Vp по Красноленинскому профилю ГСЗ приведен на рис. 2 (цветная вкладка). Здесь же приведен график средней скорости. Средняя скорость распространения продольных Р волн в консолидированной коре рассчитывалась как средневзвешенная величина от подошвы осадочного чехла до скоростного уровня 8,0 км/с (с шагом вдоль профиля 10 км) по функции $V(z)$, определенной при решении обратной кинематической задачи. Затем значение средней скорости в коре усреднялось по всему разрезу, а также в пределах отдельных блоков, значимо различающихся между собой.

Обращает на себя внимание морфологическое подобие графика средней скорости с кривой аномального гравитационного поля за исключением участка, соответствующего Восточно-Уральскому поднятию, в пределах которого наблюдаются довольно высокие скорости в коре и отрицательная гравитационная аномалия. Самые большие различия в распределении средней скорости в коре наблюдаются на данном разрезе между западной частью профиля, соответствующей Западно-Уральской мегазоне, где V=6,25 км/с, и восточной, начинающейся с Тагильского прогиба, в котором V=6,5 км/с (при увеличении в бортовых частях до 6,7 и локальном уменьшении в осевой части).

Средняя скорость в коре в структурах, расположенных восточнее Тагильского прогиба, Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе, колеблется незначительно от уровня 6,4 км/с. Наблюдается локальное понижение скорости в пределах Восточно-Уральском прогиба – в осевой части Шеркалинской впадины (550-570 км).

Таким образом, на фоне отдельных локальных понижений скорости, которые могут соответствовать нарушенным зонам (глубинным разломам), средняя скорость в земной коре всех Восточно-Уральских структур характеризуется значением 6,4 км/с, возрастает до 6,5-6,6 км/с в Тагильском прогибе и в бортовых частях Шеркалинской впадины. Средняя скорость в коре, усредненная по всему профилю, составляет 6,35 км/с. Характерно, что низкоскоростной Западно-Уральской зоне соответствует область утолщенной до 50 км земной коры, а двум высокоскоростным прогибам, Тагильскому и Восточно-Уральскому – утоненной до 33-35 км кора.

Оценка мощности земной коры дается нами по глубине положения изолинии скорости 8,0 км/с, сопоставленной (по материалам Красноленинского профиля и других пересекающихся с ним профилей ГСЗ) с данными опорных отраженных и головных волн, соответствующих границе Мохо (М). Следует отметить, что по материалам меридионального профиля Н. Тура–Вижай в месте пересечения его с Красноленинским профилем (в осевой части Тагильского прогиба) помимо границы М (КМ – в обозначении В.С. Дружинина) наблюдается еще одна

граница на глубине около 55 км. Недостаточная длина годографов не позволила нам проследить эту границу на Красноленинском профиле. Пологое погружение скоростного уровня 8,0 км/с и других нижнекоровых скоростных уровней от края Восточно-Европейской платформы в сторону Урала начинается от восточного борта Предуральского прогиба (где наблюдается их локальный подъем, особенно уровня 7,0 км/с) и заканчивается крутым подъемом в осевой части Тагильского прогиба.

Таким образом, основная особенность упругой модели земной коры в районе Красноленинского профиля состоит в том, что на фоне отдельных аномальных скоростных объектов с пониженными и повышенными значениями скорости *Vp* выделены две области, Западно-Уральская и Восточно-Уральская, различающиеся по упругим свойствам.

Наиболее контрастной является зона сочленения коры низкоскоростной Западно-Уральской области и высокоскоростного Тагильского прогиба, пограничного между двумя названными областями и более близкого по скоростным параметрам к Восточно-Уральским структурам. На разрезе в этой зоне наблюдаются резкие подъемы всех скоростных уровней с амплитудой больше 10 км , в том числе и изолинии скорости *Vp*=8,0 км/с, от Центрально-Уральского поднятия к Тагильскому прогибу, что соответствует скоростной модели по меридиональному профилю Вижай-Н. Тура-Орск.

Выявленное подобие строения скоростных моделей земной коры Тагильского и Восточно-Уральского прогибов важно для понимания природы и местоположения восточной границы Уральского складчатого пояса и Западно-Сибирского мегабассейна. Западная граница Урала уверенно выделяется на скоростном разрезе по погружению нижнекоровых скоростных уровней от Восточно-Европейской платформы к Уралу и увеличению мощности верхнего низкоскоростного слоя и всей земной коры в целом.

Гравитационная модель

Сейсмический скоростной разрез верхней части литосферы позволяет перейти к построению распределения плотности. Наличие корреляционной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью пород лежит в основе методики сейсмогравитационного моделирования, позволяющей рассчитать плотностные характеристики.

Скоростные модели по вертикальным разрезам сейсмических маршрутов представлены в двумерном варианте. В связи с этим двумерная схема интерпретации профильных данных аномального гравитационного поля является вполне оправданной. Вычисления модельного гравитационного поля проводились с помощью двумерного интеграла Пуассона:

$$\mathbf{g}(x,z) = s \times \mathbf{A}(x,z), \qquad (1)$$

где

$$\mathbf{A}(x,z) = 2f\left(\frac{\partial}{\partial x},\frac{\partial}{\partial z}\right)\iint_D \ln\frac{1}{\sqrt{(x-u)^2-(z-v)^2}}\,dudv$$

– гравитационный эффект от аномального источника единичной плотности; D – область, занятая массами с постоянной плотностью σ.

Аномалии вертикальной составляющей гравитационного поля g_z (далее *Dg)* определены с точностью до постоянного слагаемого g_0. Соответственно, в формулу (1) вместо абсолютной плотности σ вводят избыточную плотность $D\sigma=\sigma-\sigma_0$.

$$\Delta g = g_z(x,z) - g_0 = \Delta s \times A(x,z); \quad A_z = A. \qquad (2)$$

Обычно под фоновой плотностью σ_0 понимают постоянную плотность некоторого горизонтального пласта, мощностью H_0, отвечающего за постоянную составляющую поля g_0:

$$g_0 = s_0 A^{\infty}(z) = s_0 2p\ f\ H_0\,. \qquad (3)$$

Для сложно построенных моделей неоднородных сред применяют принцип суперпозиции. Исходная область D разбивается на множество однородных по плотности объектов D_i, и поле *Dg* обобщается суммой элементарных аномалий без учета

постоянной составляющей g_0:

$$\Delta g = \sum_i \Delta s_i \times A_i(x,z);\ i = 1....N\ , \qquad (4)$$

где $A_i(x, z)$ – вертикальная составляющая гравитационного интеграла (1) на разбиении $D = \sum D_i$.

Таким образом, вычисляемой аномалии гравитационного поля Dg^T ставится в соответствие линейный оператор свертки правой части формулы (4). Его дискретизация по точкам профильных данных наблюденного поля $Dg^H(x=x_j;\ z=0)$ приводит к матричному уравнению:

$$\Delta g^T{}_j = \sum A_{j,i}\ \Delta s_i;\ \ i = 1....N;\ j = 1....M. \qquad (5)$$

Здесь:

$\Delta g_j^T = \Delta g\left(x_j, 0\right)$ – вектор $(1 \otimes M)$ вычисляемых значений аномального поля;

$D\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$ – вектор $(1 \otimes N)$ избыточной плотности подобластей D_i из разбиения D;

$A_{j,i} = A_i(x_j, 0)$ – матрица $[M \otimes N]$ с числом строк $j \in (1, M)$, совпадающих с количеством дискретных значений поля и числом столбцов $i \in (1, N)$, равным порядку разбиения D.

Обусловленность системы уравнений (5) определяется рангом матрицы $A_{j,i}$:

$rang(A_{j,i}) \pounds \min\{M, N\}$.

Отсюда требование к геометрическому каркасу плотностной модели начального приближения: количество аномальных тел на разрезе не должно превышать число точек задания поля.

Формула решения прямой задачи (5) лежит в основе любого алгоритма двумерной обратной задачи гравиметрии (класс обратных задач логарифмического потенциала) (Голиздра, Логвин, 1993). Невязка между наблюденным (Dg^H) и вычисленным (Dg^T) значением поля

$$\left|\Delta g^H - \Delta g^T\right| \xrightarrow{\ j\ } \min \qquad (6)$$

служит критерием оптимизации, допускающим как последовательное, так и одновременное изменение геометрических и плотностных характеристик модели «нулевого» приближения. Устойчивость искомого набора параметров эквивалентных решений обратной задачи определяется значимой величиной рангового определителя матрицы $A_{j,\,i}$. Чем выше порядок разбиения (размер матрицы $A_{j,\,i}$), тем более неустойчиво решение обратной задачи (5), (6) и тем менее эффективен алгоритм прямого подбора гравитационного поля. Эти два утверждения взаимосвязаны. Изменением геометрии и плотности модельных источников сложнопостроенных сред всегда можно добиться сколь угодно близкого совпадения между наблюденным и подобранным модельным полем. Поэтому предпочтительно ранжирование разноуровневых (региональных и локальных) аномалий гравитационного поля, предваряющее поэтапное решение обратной задачи (Дружинин и др., 2007б).

Набор входных данных (и их вероятных погрешностей) для плотностной модели определяет дальнейшую стратегию вычислительного процесса. С наименьшей погрешностью задан вектор Dg^H наблюденного гравитационного поля. Геометрический каркас разреза (матрица $A_{j,i}$) формируется по скоростным параметрам, с учетом погрешности определения Vp. Наименее достоверными являются данные об избыточной плотности $D\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$.

Плотность, как и скорость, лишь частично отражает петрохимический состав и физико-механическое состояние пород в естественном залегании. Стохастическая связь между двумя случайными переменными находится по ограниченной выборке образцов горных пород. Для монотипных коллекций из одного района опробования она представляется значимой (Семенов, 1993). Погрешность определения плотности при объеме выборки $n \approx 10^3$ составляет $\delta\sigma = \pm(0{,}02\text{-}0{,}04)$ г/см^3. Для разнородных коллекций эта величина может возрасти в несколько раз (Дружинин и др., 1982; Красовский, 1989). Линейная регрессия не регламентирует взаимно однозначного соответствия «плотность – скорость». В рамках доверительного интервала возможна корректировка приращения обеих случайных величин как в сторону больших, так и меньших значений. Любое из них будет

равновероятным.

Фоновая плотность разреза σ_0, является неизвестным параметром метода гравитационного моделирования. Имеются лишь косвенные предпосылки вычисления σ_0 через средневзвешенное значение плотности неоднородного разреза. Но это важный количественный фактор. Тела с плотностями близкими к значению фоновой плотности $s_i \approx s_0; \forall i \in [1, N]$ не создают аномального эффекта (4) и исключаются из модели.

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10-15 км. Это так называемый гравиактивный слой. Глубинные тела, как правило, не привносят заметных искажений в градиенты поля приповерхностных аномалий. Отсюда и следует невозможность гравиметрического картирования мелкоблочного строения глубинных горизонтов и низкая информативность гравиметрии при изучении низов коры.

Однако данные сейсмических исследований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости, а, следовательно, и плотности не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. Следовательно, наиболее вероятным плотностным аналогом скоростной модели сейсмического разреза будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже гравиактивного слоя, будут скомпенсированы.

В разрезе консолидированной земной коры по Красноленинскому профилю выделены 9 субгоризонтальных слоев, отвечающих усредненным значениям пластовых скоростей Vp от 4,75 до 8,0 км/с, по кластерным интервалам с шагом DVp=0,25-0,5 км/с. За нижнюю границу H_M плотностной модели коры принималась изолиния скорости Vp=8 км/с. На первом этапе обратная задача решалась для «компенсационной» модели глубиной 80 км с горизонтальной нижней границей. Всего в этой модели было выделено 12 слоев (с учетом осадочного чехла и двух блоков в верхней мантии), плотностные параметры которых задавались по корреляционной зависимости (Дружинин и др., 1982). Генерализованный сейсмоплотностной разрез по Красноленинскому профилю показан на рис. 3 (цветная вкладка), сводные данные о плотности и скорости для различных выборок горных пород и корреляционные зависимости «скорость – плотность» – на рис. 4а (цветная вкладка).

Решение линейной обратной задачи гравиметрии относительно 12 неизвестных $D\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$ обладает достаточной устойчивостью. Результат решения этой задачи – вектор избыточной плотности, соотнесенный с усредненными скоростями слоистого разреза. По найденным значениям $D\sigma_i$ находится угловой коэффициент b линейной зависимости $\sigma = a + bVp$. Второй коэффициент a можно определить по достаточно представительной монотипной коллекции образцов. Такая коллекция есть по району Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, в ней большое место занимают образцы эффузивно-осадочных пород со скоростью Vp=6,0 км/с и плотностью σ=2,8 г/см^3. Определив по этому соотношению скорости и плотности второй коэффициент a, получили уравнение регрессии σ=0,2Vp+1,6, которое не очень значительно отличается от уравнения (Дружинин и др., 1982), полученного другим способом. По выборочной дисперсии исходных данных построен доверительный интервал, в рамках которого допускается корректировка плотности в зависимости от принятой гипотезы о составе, физико-механическом состоянии и термодинамических условиях пород в естественном залегании. Таким образом, коэффициенты линейной зависимости получены по независимым базам данных и характеризуют конкретный район исследований. Результаты решения линейной обратной задачи с уточненным распределением плотности в слоях показаны на рис. 3 и 4б (цветная вкладка).

На втором этапе линейная задача решалась для модели консолидированной коры – без мантии и без осадочного чехла. Значения абсолютной плотности в слоях

задавались по полученной на первом этапе корреляционной зависимости. Единственный в данном случае неизвестный параметр – фоновая плотность σ_0 вычисляется однозначно: в модели земной коры без чехла σ_0=2,87 г/см^3. По нашей линейной зависимости "плотность – скорость" это значение плотности соответствует скорости Vp=6,35 км/с, что совпадает с усредненным по всему разрезу значением средней скорости. Такое совпадение двух параметров, независимо рассчитанных, кажется не случайным и свидетельствует о перспективности выбранной методики сейсмоплотностного моделирования.

Расхождение между исходным аномальным гравитационным полем и полем генерализованной слоистой модели первого приближения формирует поле остаточных аномалий (кривая 1 на рис. 5, цветная вкладка). Амплитуды остаточных аномалий лежат в пределах от -30 до +30 мгал. Для этих аномалий проведено моделирование, основанное на решении нелинейной обратной задачи по методу А.В. Цирульского с помощью комплекса программ СИГМА (Никонова и др., 1993).

В результате аппроксимации остаточных аномалий найдены параметры сингулярных источников и построены эквивалентные им аномальные объекты. Выбор геологически-содержательных решений из семейства возможных плотностных эквивалентов контролируется найденной выше корреляционной зависимостью «плотность – скорость». В результате, уточненное распределение плотности слоистого разреза (рис. 5, цветная вкладка) отличается от первоначального не более, чем на ±(0,05… 0,10). Как и следовало ожидать, распределение добавочных масс локальных аномалий сосредоточено вблизи дневной поверхности в пределах гравиактивного слоя.

Магнитная модель

Аномальное магнитное поле T_a над Уральскими структурами имеет сложный характер, поскольку кристаллические намагниченные породы выходят непосредственно на поверхность Земли или расположены в верхних горизонтах коры. При изучении глубинного строения Урала большой интерес представляют магнитные аномалии размерами 50-300 км, вызванные непосредственно региональными источниками. По данным специальной региональной аэромагнитной съемки (Чурсин, Федорова, Шапиро, 1998) проведено выделение длинноволновой составляющей аномального магнитного поля. Картина распределения региональных аномалий достаточно сложная, однако выделяется характерная особенность – отрицательная аномалия над структурами складчатого Урала (Федорова, Шапиро, Тюрмина, 1989).

На Среднем и Южном Урале экстремум отрицательной аномалии расположен вблизи Главного Уральского глубинного разлома. Интенсивность этой аномалий на профилях достигает от -100 до -500 нТл, а протяженность 150-300 км. Исследования, выполненные по протяженным профилям специальной региональной съемки Урала, позволили выработать методические приемы построения геомагнитных разрезов (Федорова, 2001). При моделировании магнитных разрезов был использован метод автоматизированного подбора магнитных аномалий (Цирульский, Никонова, Федорова,1980).

На Северном Урале в районе Красноленинского профиля ГСЗ аэромагнитная съемка выполнена по трем профилям протяженностью более 700 км на высотах 150, 1000 и 2000 метров. Центральный профиль совпадает с профилем ГСЗ, а боковые проходят на расстоянии 50 км к северу и югу. На рисунке 6 (цветная вкладка) приведены графики аномального магнитного поля для высот 150 и 2000 метров. Аппроксимация значений аномального поля для высоты наблюдений 150 м выполнена с погрешностью 2-5%, поэтому графики исходных и модельных значений полей практически совпадают.

Для источников, расположенных в верхней части разреза, геометрия контуров рассчитана для намагниченности 3 А/м. В западной части профиля в земной коре Восточно-Европейской платформы расположены два крупных источника. Западный

объект залегает на глубинах от 8 до 20 км и соответствует Чердынской региональной магнитной аномалии. Восточный расположен несколько глубже, от 15 до 27 км. В уральских структурах источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов или интрузиями, а по результатам моделирования оценить их форму и расположение на глубине. Отметим, что в районе Главного Уральского глубинного разлома источник, соответствующий магнитной аномалии, имеет небольшие размеры, восточное падение и достигает глубины ~3 км. Интенсивной аномалии в Тагильской зоне соответствует интрузивный комплекс пород Платиноносного пояса. Массивы содержат намагниченные блоки, которые имеют восточное падение и достигают глубины ~18 км. В восточном крыле Тагильского прогиба расположены источники интенсивных аномалий. Эти объекты связанные, скоре всего, с северным продолжение Серовско-Маукского разлома и приуроченным к нему поясом ультрабазитов, скрыты под осадочными породами. Верхняя кора Восточно-Уральского поднятия до глубины 10 км не содержт магнитных источников. Кора Восточно-Уральского прогиба насыщена крупными блоками намагниченных пород. В зоне Ханты-Мансийского срединного массива отсутствуют заметные магнитные аномалии.

В результате аппроксимации аномального магнитного поля на Краснолениском профиле выделена протяженная отрицательная аномалия, которой соответствует сингулярный источник, расположенный значительно ниже подошвы земной коры. Интенсивность аномалии достигает ~ -200 нТл, протяженность ~200 км. На западном фланге профиля эта аномалия выделяется достаточно устойчиво, поскольку отсутствуют локальные аномалии. В центральной и восточной частях профиля интенсивные высокочастотные аномалии достигают значений 1000 нТл, и поэтому не удается уверенно проследить восточный фланг региональной аномалии.

Закономерности распределения магнитных свойств пород по глубине изучены слабо. Значительная часть минералов является практически немагнитной. Наибольшими магнитными характеристиками обладают интрузивные породы основного и ультраосновного состава, хотя следует отметить, что магнитные свойства этих пород весьма непостоянны. Осадочные породы имеют слабую намагниченность. По оценкам, полученным при изучении намагниченности пород древних щитов для верхнего «гранитного» слоя земной коры, авторы (Крутиховская, Пашкевич, 1976) оценили намагниченность ~0,2-0,3 А/м, а для нижнего «базальтового» слоя диапазон изменений намагниченности составляет 2-6 А/м. Мантийные породы обладают слабой намагниченностью (Печерский, 1991). Поэтому за нижнюю границу магнитоактивного слоя литосферы, как правило, принимают границу Мохо или глубину изотермы 580 ºС (температура Кюри магнетита) в тех зонах, где она располагается выше подошвы коры. Поскольку магнитные аномалии затухают по закону $\sim 1/z^3$, и влияние нижней кромки слоя незначительно, то при моделировании на данном профиле мы ограничили толщину магнитоактивного слоя литосферы 40 км. Направление намагниченности источников задано по современному геомагнитному полю.

При сопоставлении модельных магнитных источников (крупнее 10 км) со скоростным разрезом наблюдаются следующие закономерности:

1) источники магнитных аномалий расположены в зонах, где скорость продольных волн превышает 6 км/с;

2) в верхнем слое блоки с аномально высокими скоростями (более 6,5 км/с) почти всегда содержат магнитные источники;

3) в западной части профиля изолиния для скорости 6 км/с погружается с глубины 5 км почти до 30 км. В этой зоне (ЗУЗС и ЦУП) выделен низко скоростной блок, а в магнитном поле наблюдается региональ-

ный минимум. Основываясь на этих результатах, при моделировании для источника региональной аномалии рассчитаны эквивалентные границы с глубинами асимптот 15 и 22 км и намагниченностями 1-3 А/м (рис. 6, цветная вкладка).

Таким образом, в результате интерпретации отрицательной региональной магнитной аномалий в разрезе можно выделить практически немагнитный блок под Западным Уралом и проследить глубину погружения древних намагниченных пород фундамента Восточно-Европейской платформы под Уральские структуры.

Заключение

Выполнены количественные расчеты распределения плотности и намагниченности в разрезе земной коры по одному из вариантов сейсмической скоростной модели по Красноленинскому профилю ГСЗ. При построении гравитационных моделей использовались компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач логарифмического потенциала с поэтапным разделением региональных и локальных аномалий.

Градиентный скоростной разрез, построенный по редкой сети дискретных зондирований и по годографам, длиной менее 300 км, не является информативным для изучения низов коры и верхней мантии. Сопоставление независимых результатов, полученных по отдельным геофизическим полям, позволяет уточнять физические свойства пород на глубине, выявлять области общих и противоречивых решений, и выявлять закономерные связи между различными характеристиками, что снижает степень неоднозначности решений обратных задач геофизики.

Такие модели важны, поскольку они представляют собой информационную основу для интегрированной количественной интерпретации потенциальных геофизических полей и предваряют построение комплексных геолого-геофизических моделей литосферы с привлечением всей необходимой неформализованной информации (Дружинин и др., 2007б; Дружинин и др., 2009)

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по проекту 09-Т-5-1018 «Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона».

Литература

Алейников А. Л., Тиунова А. М., Халевин Н. И. Особенности связи плотности и скорости продольных и поперечных волн в горных породах // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 134-139.

Афанасьев Н. С. Корреляция плотности и скорости продольных волн в горных породах Воронежского кристаллического массива // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Воронежский государственный университет, 1976. С.119-122.

Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977. 127 с.

Голиздра Г.Я., Логвин В.Н. Моделирование гравитационного поля и сейсмических наблюдений при изучении глубинного строения земной коры Урала // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ Наука,1993. С. 52-61.

Дружинин В.С., Кашубин С.И., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск: НТО Горное, 1982. 72 с.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1990. № 9. С. 79-82.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Алиевский М.Я., Ладовский И.В., Начапкин И.И., Осипов В.Ю. Сейсмическая модель земной коры и строение переходного коромантийного комплекса Северного Урала в районе Красноленинского профиля ГСЗ // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007а. С. 41-44.

Дружинин В.С., Начапкин И.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика построения плотностных моделей верхней части литосферы по данным ГСЗ (на примере Красноленинского профиля) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007б. С. 15-17.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. №1. С. 104-112.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова думка, 1989. 246 с.

Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 108-125.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн. // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140-152.

Никонова Ф.И., Бахтерев Д.В., Ладовский И.В., Федорова Н.В. Система интерпретации двумерных гравитационных и магнитных аномалий СИГМА // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. М.: МГРИ, 1993. С. 34-36.

Печорский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 9. С. 66-78.

Рабинович Г. Я. Скорости распространения упругих колебаний по данным акустического каротажа // Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л.: Недра, 1978. С. 102-121.

Семенов Б.Г. О комплексировании данных сейсмометрии и гравиметрии при составлении сейсмоплотностной модели земной коры. // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. С. 61-69.

Федорова Н.В., Шапиро В.А., Тюрмина Л.О. Использование результатов аэромагнитных съемок и выделение длинноволновых геомагнитных аномалий на Урале // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 4. С. 104-112.

Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С. 88-93.

Халевин Н. И., Алейников А. Л., Колупаева Е. Н., Тиунова А. М., Юнусов Ф. Ф. О совместном применении продольных и поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 94-98.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Чурсин А.В., Федорова Н.В., Шапиро В.А. Отображение особенностей глубинного строения Урала в аномальном магнитном поле. // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 217-218.

Juhlin C., Bliznetsov M., Pevzner L., Hismatulin T., Rybalka A., Glushkov A. Seismic imaging of reflectors in the SG4 borehole, Middle Urals, Russia // Tectonophysics. 1997. 276. P. 1-18.

УДК 574: 539.16.047

ПОСТУПЛЕНИЕ ТРИТИЯ НА ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ С ДОЖДЕВЫМИ ОСАДКАМИ В РАЙОНЕ ПО «МАЯК»

Чеботина М.Я. – Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург
Мурашова Е.Л. – ПО «Маяк», г. Озерск
Смагин А.И. – Южно-Уральский институт биофизики, г. Озерск; Уральский научно-исследовательский ветеринарный институт, Екатеринбург

Аннотация. В работе представлены данные мониторинга трития в дождевых осадках на двух площадках, расположенных вблизи реакторного производства ПО «Маяк», и контрольном районе. Рассчитано поступление радионуклида на земную поверхность с дождевыми осадками в районе расположения атомного предприятия. Проведено сравнение концентраций трития в дождевых осадках различных пунктов наблюдений в Уральском регионе.

Тритий, мониторинг, дождевые осадки, ПО «Маяк».

TRITIUM ENTRY WITH RAIN PRECIPITATIONS IN THE REGION OF THE «MAYAK» ENTERPRISE

Chebotina M.Ja. *– Institute of Plant and Animal Ecology UB of RAS, Yekaterinburg*
Murashova E.L. *– Federal State Unitary Enterprise «Mayak», Ozersk*
Smagin A.I. *– Federal State Unitary Enterprise Southern Urals Biophysics Institute, Ozersk; Urals Scientific Research Veterinarian Institute, Yekaterinburg*

Abstract. The work gives data on monitoring tritium in rain precipitations on two plots – one near the «Mayak» atomic enterprise and the control one. The content of tritium entering the earth surface with rain preciritations near the «Mayak» has been calculated. Tritium concentrations in rain precipitations have been compared throughout the Ural region.

Tritium, monitoring, rain precipitations, «Mayak» enterprise.

В ранее опубликованных работах было показано, что при работе предприятий ЯТЦ кроме водного пути загрязнения окружающей среды тритием при непосредственном сбросе в нее слабозагрязненных вод существует воздушный путь. Поступившие в воздух пары тритиевой воды вымываются из него дождевыми и снеговыми осадками и таким образом осаждают радионуклид на земную поверхность в прилегающем к атомному предприятию регионе. Это было подтверждено в экспериментальном исследовании, проведенном в районе Белоярской АЭС (Чеботина, Николин, 2004; 2005).

Данная работа посвящена оценке вклада Производственного объединения «Маяк» в загрязнение тритием дождевых осадков.

Материал и методика исследований

Материалом служили дождевые осадки, собранные в районе расположения 22 завода ПО «Маяк» и контрольного региона. Объектом исследования служили две площадки указанного завода – 307-я и 18-я. Площадка 307 находится вблизи реакторного производства, а площадка 18 – в 2,5 км на северо-восток от нее. Контрольная площадка размещалась вне зоны воздействия ПО «Маяк» – в г. Чебаркуль, расположенном на расстоянии 100 км от предприятия. Дождевые осадки собирали с апреля по октябрь 2007 г. Сбор дождевых выпадений производили при помощи специально оборудованных емкостей, установленных на высоте 1 м от поверхности почвы. Сразу после окончания дождя воду сливали в бутылки объемом 0,5 л и плотно закрывали крышками.

Предварительную подготовку проб для радиометрии производили в лаборатории ЦЗЛ ФГУП «ПО «Маяк», где их подвергали двойной дистилляции с перманганатом калия. Количественное определение трития в пробах выполняли в Отделе континентальной радиоэкологии Института экологии рас-

тений и животных УрО РАН (г. Заречный). Пробы с содержанием трития >100 Бк/л анализировали без обогащения, а <100 Бк/л – с обогащением. Методика определения концентраций трития подробно описана в работе (Чеботина, Николин, 2005). Просчет проб производили на американской установке «Дельта-300». Для оценки надежности результатов неоднократно производили сверку методов, применяемых в Институте экологии и других организациях. В частности, в контрольных пробах воды был определен тритий Институтом экологии растений и животных, ВСЕГИНГЕО Министерства природных ресурсов (пос. Зеленый Московской области), Институтом биофизики СО РАН (Красноярск), Белоярской АЭС им. Курчатова.

Полученные результаты свидетельствуют о хорошей их сходимости.

Результаты исследований

На рис. 1. приведена динамика концентраций трития в дождевых осадках контрольного района (г. Чебаркуль).

В период исследований она варьировала от 5 до 30 Бк/л при среднем значении 14,7 Бк/л. Близкие значения концентраций трития в дождевых осадках получены нами ранее для различных пунктов Свердловской области: Екатеринбург (20±1 Бк/л), п. Рефтинский (23±2 Бк/л), п. Каменка (19±0,2 Бк/л), п. Муранитный (21±2 Бк/л), п. Мезенка (27±0,4 Бк/л), г. Заречный (23±4 Бк/л). Приведенные выше значения в 4-5 раз превышают уровень техногенного фона (4-5 Бк/л), установленного нами для удаленного от предприятий ЯТЦ района на севере Свердловской области (Чеботина, Николин, 2005).

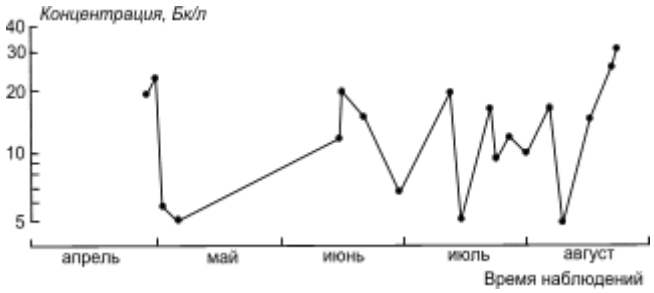


Рис. 1. Динамика концентраций трития в дождевой воде контрольного региона

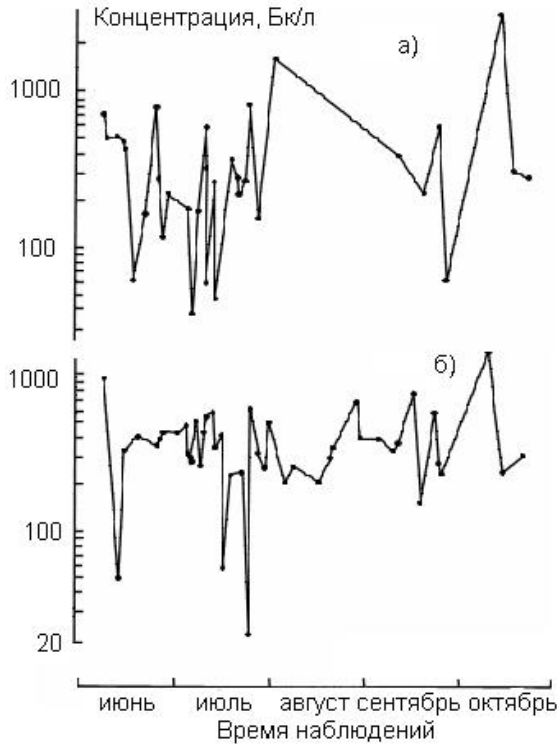


Рис. 2. Динамика концентраций трития в дождевой воде в районе 307-й (а) и 18-й (б) площадок

Содержание трития в дождевой воде на площадках в районе 22 завода (рис. 2) заметно выше по сравнению с аналогичными значениями в контрольном регионе и уровнем техногенного фона. В частности, за исследуемый период времени на площадке 307 концентрация радионуклида в дождевых осадках варьировала в широких пределах – от 20 до 2986 Бк/л. Основное количество проб (94%) по содержанию трития не превышало 800 Бк/л. Лишь две пробы имели повышенное количество радионуклида: проба от 1.08.07 (1107 Бк/л) и проба от 11.10.07 (2086 Бк/л). Среднее значение концентраций трития в дождевой воде на указанной площадке составляло 329±81 Бк/л.

Результаты статистической обработки данных по концентрациям трития в дождевых осадках исследуемых участков наблюдений, выполненной при помощи компьютерной версии программы *STATISTICA* 5.5, показали отсутствие значимых различий между 307 и 18 площадками (t=1,66; df=86; p=0,1). В то же время отмечены вы-

сокодостоверные различия по исследуемому параметру между площадкой 307 и контролем (t=5,498; df=60; p<<0,001) и площадкой 18 и конторлем (t=7,25; df=66; p<< 0,001) (рис. 3а).

Отсутствие значимых различий по концентрациям трития между 307 и 18 площадками, с нашей точки зрения, можно объяснить влиянием преобладающих направлений ветров, которое формируется горными массивами Центрально-Уральского поднятия, расположенного в юго-западном направлении от предприятия. Поскольку направление основных хребтов указанного горного массива с юго-запада на северо-восток, западные и северо-западные ветры отклоняются на северо-восток, создавая в районе ПО «Маяк» специфическую розу ветров преимущественно в северо-восточном направлении (Чеботина, Николин, Смагин, 2007). Хотя площадка 307 находится вблизи реакторного производства, которое является основным источником выбросов трития в атмосферу, очевидно, преобладающие ветры уносят воздушные выбросы от нее в северо-восточном направлении, где размещается 18 площадка.

Рис. 3. Средние значения концентраций трития в осадках (а) и среднемесячные выпадения радионуклида с осадками (б) на различных участках наблюдений

Исходя из полученных значений концентраций трития в дождевых осадках и данных Гидрометслужбы о среднемесячном количестве осадков в наблюдаемых регионах, было рассчитано количество трития, поступившего на земную поверхность с дождем (табл. 1).

Оказалось, что с июня по октябрь 2007 г. на территорию 307-й и 18-й площадок с осадками поступило соответственно 96,8 и 81,1 ГБк/км^2 трития, а в контрольном районе с мая по август 2007 г. – 6,7 ГБк/км^2 радионуклида.

Статистическая обработка данных не выявила значимых различий по величине среднемесячных выпадений трития между площадками 22-го завода (t=0,388; df=8; p=0,708), тогда как различия между 307-й площадкой и контролем (t=2,41; df=7; p=0,05–0,01) и 18-й площадкой и контролем (t=3,66; df=7; p=0,008) оказались статистически достоверны (рис. 3б).

Представляло интерес сравнить содержание исследуемого радионуклида в дождевой воде различных районов Уральского региона. Для этой цели на рис. 4 приведены усредненные данные концентраций трития в осадках районов предприятий атомной промышленности (ПО «Маяк» и Белоярская АЭС) и относительно удаленных от них территорий.

Как нами отмечалось ранее, уровень техногенного фона по тритию для Уральского региона можно принять равным ~5 Бк/л. Это значение было получено для г. Кытлым, расположенного на севере Свердловской области.

Примерно 3-х кратное превышение

Таблица 1. Количество трития, поступившего за период исследований на земную поверхность с дождевыми осадками в районе ПО «Маяк» и контрольном регионе

Показатель	Месяцы						Суммарное количество трития, ГБк/км^2
	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	
Среднемесячное количество дождевых осадков в районе ПО «Маяк» (мм)		33,6	76,5	62,9	29,7	13,9	
Среднемесячная концентрация трития в дождевых осадках на 307 площадке, Бк/л		257	213	766	365	927	
Количество трития, поступающего с дождевыми осадками на земную поверхность в районе 307 площадки, ГБк/км^2		8,6	16,3	48,2	10,8	12,9	96,8
Среднемесячная концентрация трития в дождевых осадках на 18 площадке, Бк/л		430	367	303	399	563	
Количество трития, поступающего с дождевыми осадками на земную поверхность в районе 18 площадки, ГБк/км^2		14,4	28,0	19,1	11,8	7,8	81,1
Среднемесячное количество дождевых осадков в контрольном районе, мм*	59,9	205,3	195,1	51,5			
Среднемесячная концентрация трития в дождевых осадках контрольного региона, Бк/л	5,2	14,4	12,8	20,3			
Количество трития, поступающего с дождевыми осадками на земную поверхность в контрольном регионе, ГБк/км^2	0,3	2,9	2,5	1,0			6,7

*Ввиду отсутствия Гидрометслужбы в г. Чебаркуле, для расчетов использованы данные о количестве осадков в г. Миассе, расположенном в ~20 км от этого населенного пункта

этого показателя наблюдалось в дождевой воде г. Чебаркуля, расположенного в 100 км на ЮЮЗ от ПО «Маяк» и в 220 км от Белоярской АЭС в том же направлении. В районе Белоярской АЭС в 1997-2003 гг. концентрации радионуклида в дождевой воде колебались вокруг средней величины 50 Бк/л, что составляло 10 уровней техногенного фона, хотя для 75% проанализированных проб средний показатель практически не отличался от техногенного фона.

Средняя концентрация трития в осадках г. Озерска превышала уровень техногенного фона примерно в 20 раз, а аналогичный показатель для 18 и 307 площадок был выше соответственно в 76 и 66 раз.

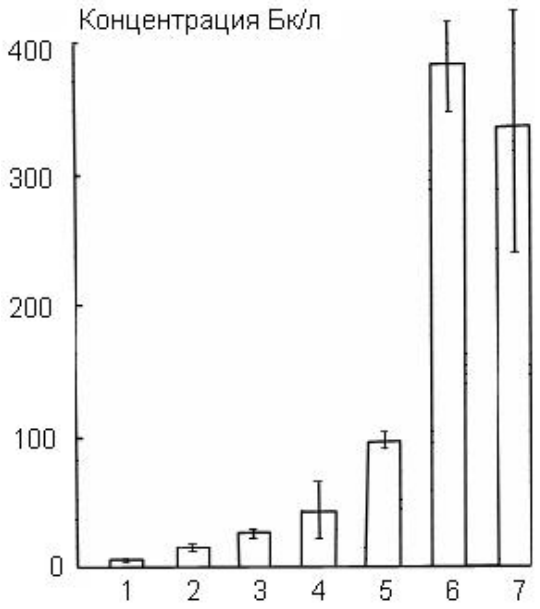


Рис. 4. Усредненные концентрации трития в дождевых осадках различных пунктов наблюдений Уральского региона: места отбора проб: 1 – г. Кытлым; 2 – г. Чебаркуль; 3 – за пределами наблюдаемой зоны БАЭС; 4 – наблюдаемая зона БАЭС; 5 – г. Озерск; 6 – пл. 18; 7 – пл. 307; число усредненных проб: 1 – 7; 2 – 20; 3 – 12; 4 – 17; 5 – 37; 6 – 40; 7 – 36

Заключение

Результаты мониторинга трития в дождевых осадках района ФГУП «ПО «Маяк» указывают на это предприятие как потенциальный источник загрязнения радионуклидом водных сред в этом регионе. Об этом свидетельствует тот факт, что концентрация радионуклида в осадках на 18-й и 307-й площадках вблизи реакторного производства в среднем на порядок величин больше соответствующего значения уровня техногенного фона для Уральского региона. По абсолютным значениям концентрации радионуклида практически во всех пробах дождевой воды на территории 22-го завода ниже уровня вмешательства, установленного для питьевой воды согласно принятым нормативам – 7600 Бк/л (Егоров, 1996; Санитарные правила…, 2009).

Литература

Егоров Ю.А. Еще раз о тритии, образующемся при работе АС, и его переносе в окружающей АС среде // Экология регионов атомных станций. М.: 1996. С. 237-250.

Санитарные правила и нормы СаНПиН 2.6.1.2523-09. Приложение 2А «Значения дозовых коэффициентов при поступлении радионуклидов в организм взрослых людей с водой и уровни вмешательства по содержанию отдельных радионуклидов в питьевой воде». М.: Минздрав России, 2009. 115 с.

Чеботина М.Я., Николин О.А. Тритий в воздушной среде и осадках района Белоярской АЭС на Урале // Уральский геофизический вестник. 2004. № 6. С. 107-111.

Чеботина М.Я., Николин О.А. Радиоэкологические исследования трития в Уральском регионе. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 89 с.

Чеботина М.Я., Николин О.А., Смагин А.И. Тритий в водных системах района ПО «Маяк» // Опыт преодоления последствий техногенных аварий и развитие атомных технологий. Мат.-лы научно-практической конференции, посвященной 50-летию аварии на ПО «Маяк» / Челябинск: Челябинский институт ФГОУ «Уральская академия государственной службы», 2007. С. 152-162.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

XI УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

15-19 марта 2010 года в Екатеринбурге прошла XI Уральская молодежная научная школа по геофизике, организованная на базе Института геофизики УрО РАН при поддержке Уральского отделения Российской Академии наук, Пермского Государственного Университета, Уральского отделения ЕАГО, Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 10-05-06010).

В состав Оргкомитета вошли: от СО РАН – академик **М.И. Эпов**, от ГИН РАН – академик **Ю.Г. Леонов** и д.г.-м. н. **Н.Б. Кузнецов**, от ИГФ УрО РАН – член-корреспонденты РАН **П.С. Мартышко** и **В.И. Уткин**, от Геофизической службы РАН – член-корреспондент **А.А. Маловичко**, от ИГГ УрО РАН – член-корреспондент **Б.И. Чувашов**, а также председатель УрО ЕАГО **И.И. Глухих**; Ученый секретарь молодежной научной школы – к.г.-м. н. **Н.Н. Винничук.**

В молодёжной школе приняли участие более 100 исследователей различных геофизических и геологических специальностей, что способствует их дальнейшему сотрудничеству и проведению междисциплинарных исследований.

География приглашенных докладчиков простиралась от Санкт-Петербурга до Сахалина, также были участники из стран ближнего зарубежья: Армении, Казахстана, Киргизии и Украины. Традиционно основными участниками школы были студенты и молодые специалисты из Перми и Екатеринбурга.

Участники XI Уральской молодежной научной школы по геофизике

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

Научную школу открыл Председатель Оргкомитета, член Бюро Отделения наук о Земле РАН член-корреспондент РАН П.С. Мартышко. Участников приветствовали: член-корреспондент РАН, советник РАН В.И. Уткин, директор Института горного дела УрО РАН, д.т.н. С.В. Корнилков и член-корреспондент РАН, советник РАН В.Л. Яковлев.

К сожалению в этом году за время работы было прочитано всего пять лекций.

Кузнецов Николай Борисович (ГИН РАН, Москва) прочитал лекцию на тему: «Ранняя предыстория Арктики: современное состояние, достижения и проблемы»;

Долгаль Александр Сергеевич (Горный институт УрО РАН, Пермь) – «Решение нелинейной обратной задачи гравиметрии монтажным методом и оценка достоверности полученных результатов»;

Чувашов Борис Иванович (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) – «Основные тектонические структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральского подвижного пояса»;

Гнатусь Николай Афанасьевич (ГИН РАН, Москва) – «Развитие петротермальной энергетики России»;

Доломанский Юрий Константинович (ИГф УрО РАН, Екатеринбург) – «ЯМР-релаксометрия в геологических исследованиях».

Лектора охотно делились своим опытом и знаниями, заряжали оптимизмом и желанием заниматься научными исследованиями.

Было приятно видеть насколько вырос уровень докладов как в оформлении и представлении, так и в научном плане. Помимо интересных докладов ребята очень активно участвовали в дискуссии. Большинство участников школы, представляя свои научные работы, показали неплохой уровень знаний тематики, уверенно отвечали на вопросы.

Хочется отметить интересные доклады Е.В. Агеенкова (ООО «СГНПК», Иркутск), И.В. Голубевой (ИГ УрО РАН), А.В. Козловой (ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург), Ю.В. Варлашовой (ГИ УрО РАН), А.Л. Замятина (ИГД УрО РАН, Екатеринбург), А.В. Мичурина (ГИ УрО РАН), которые на протяжении многих лет принимают активное участие в работе Уральской школы и передают свой опыт более молодым коллегам.

Традиционно в день открытия молодежной научной школы прошел товарищеский ужин. В культурной части программы был проведен театральный вечер – участники школы посетили Екатеринбургский драматический театр, мужской монастырь, построенный в честь Святых Царственных Страстотерпцев на Ганиной Яме, памятное место – границу между Европой и Азией на Новомосковском тракте.

В заключение П.С. Мартышко пожелал всем присутствующим участникам школы плодотворно проводить совместные исследования с уральскими геологами и геофизиками, активнее участвовать в работе журнала «Уральский геофизический вестник», который является одним из немногих научных журналов, где обсуждаются вопросы современной геофизики. Все участники XI Уральской молодежной научной школы по геофизике были награждены памятными дипломами.

За 11-летний период уже можно говорить о сложившемся облике Уральской молодежной научной школы. Ее отличает широта охвата всех направлений общей и разведочной геофизики с непосредственным применением результатов научных исследований в геолого-геофизических производственных организациях. Это способствует быстрому научному

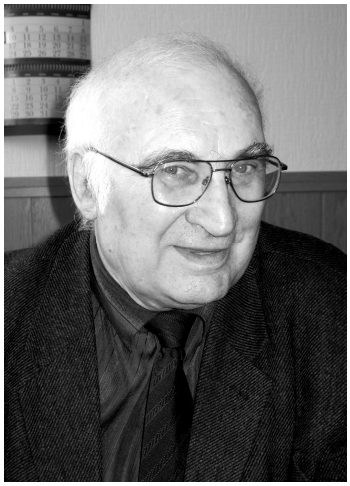
становлению «школьников». Многие из тех, что стали кандидатами наук, остаются активными участниками, пропагандистами школы и представляют своих более молодых коллег.

Хочется пожелать всем участникам молодежной научной школы творческих идей и терпения в их осуществлении.

Ученый секретарь школы
к.г.-м.н. Винничук Н.Н.

****

ЮБИЛЯРЫ



26 февраля 2010 г. исполнилось 75 лет ***ВЛАДИМИРУ ИВАНОВИЧУ УТКИНУ*** – члену-корреспонденту РАН, одному из самых ярких представителей уральской геофизики, крупному ученому, организатору и пропагандисту науки, воспитавшему несколько поколений геофизиков.

Сразу после окончания Уральского политехнического института в 1958 г. В.И. Уткин поступил в лабораторию ядерной геофизики Института геофизики, став учеником основателя Института и уральской школы ядерной геофизики Ю.П. Булашевича. Молодой ученый увлекся исследованиями закономерностей формирования поля рассеянных гамма-квантов в средах малого и среднего атомных номеров и на малых расстояниях от источника. На базе этих исследований впервые в мировой практике геофизических исследований скважин В.И. Уткиным был разработан метод и аппаратура селективного гамма-гамма каротажа для исследования угольных месторождений, позволяющий производить детальную оценку тонкой структуры угольных пластов и определять зольность угля в естественном залегании. Этот метод нашел широкое применение практически на всех крупных угольных бассейнах СССР. Аппаратура селективного гамма-гамма каротажа была удостоена золотых медалей ВДНХ. Практически было создано новое направление исследований угольных месторождений. Итогом этих работ были кандидатская (1966 г.) и докторская (1979 г.) диссертации.

Немало сил было вложено Владимиром Ивановичем в создание станции космических лучей на Экспериментальной геофизической базе в пос. Арти, успешно проработавшей с 1972 по 1990 гг. и давшей уникальные научные результаты.

В 1986 г. В.И. Уткин возглавил лабораторию ядерной геофизики. Будучи человеком широких научных интересов, он не только поддержал традиционные направления исследований, связанные с развитием методов разведки полезных ископаемых, но инициировал ряд принципиально новых исследований. Среди них:

- комплексные исследования пространственного распределения поля радиогенных газов и плотности теплового потока на Урале и прилегающих территориях;

- геоэкологические исследования переноса и перераспределения радиоактивных загрязнений в районах АЭС, радиационных аварий и промышленных подземных ядерных взрывов. В результате этих исследований было доказано определяющее влияние геолого-геофизических факторов на процесс переотложения радиоактивного загрязнения.

- исследование динамики выделения радона из массива горных пород при изменении их напряженного состояния позволило обнаружить ранее не известное явление нелиней-

ной пространственной зональности его выделения в зависимости от расстояния до эпицентра будущего сейсмического события. Экспериментальная реализация этих разработок была осуществлена под его руководством в рамках международного проекта на северном Тянь-Шане и в настоящее время проводится в одном из самых сейсмически активных районов мира – Курильских островах.

В.И. Уткин – автор более 280 научных работ, 6 монографий, 60 изобретений. Его научные достижения послужили основанием для избрания членом - корреспондентом Российской академии наук и награждения Орденом Трудового Красного Знамени. Деятельный и многогранный характер Владимира Ивановича позволяет ему успешно сочетать научно-исследовательскую и научно-организационную работу. С 1980 г. по 1991 г. он был Председателем Научного Совета по выставкам достижений УрО РАН. С 1999 г. по 2004 г. В.И. Уткин, оставаясь заведующим лабораторией ядерной геофизики, руководил Институтом геофизики УрО РАН. По его инициативе с 2001 г. проводятся регулярные научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, ставшие авторитетным форумом российских геофизиков, также выпускается специализированный журнал «Уральский геофизический вестник». Владимир Иванович – один из организаторов и неизменных вдохновителей Уральской молодежной научной школы по геофизике, проходящей попеременно в двух городах – Екатеринбурге и Перми. В.И. Уткин дважды был удостоен почетного звания Соросовский профессор.

Редакционная коллегия «Уральского геофизического вестника» поздравляет юбиляра и желает ему дальнейших творческих успехов!

****

21 марта 2010 года исполнилось 60 лет старшему научному сотруднику лаборатории ядерной геофизики, доктору геолого-минералогических наук

ВЛАДИСЛАВУ АНАТОЛЬЕВИЧУ ЩАПОВУ.

После окончания Свердловского горного Института в 1972 г. Щапов В.А. был принят на работу в лабораторию ядерной геофизики в должности инженера и занимался разработкой скважинной гамма-спектрометрической аппаратуры. В 1976 г. Поступил в аспирантуру к Ю.П. Булашевичу. В 1983 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Методика и результаты геотермических исследований Урала». В течение последующих лет Щаповым В.А. создана оригинальная аппаратура для геотермических исследований: прецизионные скважинные термометры и лабораторный динамический измеритель теплопроводности и температуропроводности горных пород.

Полученные результаты для Урала позволили создать первую подробную карту распределения плотности теплового потока Урала и сопредельных частей платформ и вошли в Уральскую часть Атласа теплового потока Евразии.

В 2006 г. Щапов В.А. защитил докторскую диссертацию, которая явилась завершением полного цикла геотермических исследований от создания инструмента до построения тектонической модели. И во всех звеньях этого цикла Владислав Анатольевич внёс вклад в виде идей и оригинальных разработок, способствовавших получению всесторонне обоснованных физических и геологических выводов. Им глубоко проработаны вопросы формирования теплового режима верхних слоев земной коры, динамики подземных вод, особенностей тектономагматической эволюции и строения земной коры. Большое внимание было

уделено изучению радиоактивности горных пород и радиогенной генерации теплового потока. Это способствовало построению обоснованных моделей теплового состояния земной коры и решению вопроса о природе низкого теплового потока на Урале. Многолетние экспериментальные исследования в сочетании с другими видами геофизических работ позволили В.А. Щапову получить огромный объём экспериментальных данных по Уралу. Комплексный характер проведённых исследований обеспечил высокий уровень и надёжность интерпретации экспериментальных данных. Его многочисленные публикации в ведущих отечественных и зарубежных научных журналах хорошо известны в России и за рубежом. Доклады В.А. Щапова на российских и международных форумах всегда привлекают большое внимание участников научных форумов важностью научных выводов и высокой степенью их обоснованности.

В.А. Щапов является одним из ведущих исполнителей проекта: «Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока». Ведёт активную преподавательскую деятельность в УРГУ им Горького.

Редакционная коллегия «Уральского геофизического вестника» поздравляет юбиляра и желает ему дальнейших творческих успехов!

Зав. лаб. ядерной геофизики
к.г.-м.н. Юрков А.К.

****

28 мая 2010 года юбилейная дата для
ТАТЬЯНЫ БОРИСОВНЫ ВАРАКСИНОЙ.

Она одна из немногих сотрудников института, у которых в трудовой книжке указано только одно место работы: Институт геофизики Уральского отделения РАН.

Много лет назад Татьяна Борисовна пришла в институт после окончания Свердловского колледжа (тогда училища) дизайнеров-конструкторов и поступила на работу чертежником-конструктором в Отдел геофизического приборостроения. Спокойная, уверенная и работящая она быстро стала достаточно авторитетным специалистом в своей области. Когда пришла пора автоматизации изготовления печатных плат для геофизической аппаратуры Татьяна Борисовна освоила работу на автоматизированном комплексе ADMAP (Венгрия). Многие опытные образцы аппаратуры института были оснащены печатными платами, изготовленными Т.Б. Вараксиной.

Татьяна Борисовна постоянно совершенствует свои знания. Она окончила курсы бухгалтерского учета с использованием компьютерной техники и была первым работником нашей бухгалтерии, овладевшим работой на персональном компьютере.

Т.Б. Вараксина в повседневной жизни – простая и доброжелательная женщина, воспитывающая сына-студента, всегда готовая прийти на помощь коллегам.

Коллектив института и редакция журнала сердечно поздравляет Татьяну Борисовну с юбилеем и желает ей крепкого здоровья и всяческих удач!

Друзья и коллеги

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале «Уральский геофизический вестник» публикуются статьи, посвященные проблемам геофизики и геофизических исследований Урала. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию по рекомендации членов редколлегии после рецензирования экспертами. Редакция журнала оставляет за собой право отклонять материалы, не соответствующие тематике журнала, и просит авторов журнала следовать изложенным ниже правилам.

Журнал принимает рукописи для опубликования научных статей (до 2 авт.л.), кратких сообщений (не более 0,5 авт.л.) и хроники (не более 0,2 авт.л.). 1 авт.л. соответствует 40000 печатных знаков, 1 журнальная страница, полностью занятая иллюстрациями вместе и подписями, – 0,1 авт.л.

Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде в рукописном варианте (2 экземпляра с рисунками и фотографиями, напечатанными на отдельных листах), а также в электронном виде в стандарте текстовых редакторов Microsoft Word Windows версия не ранее 6 или Publisher. При наборе используется шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см.

К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации, в которой данное исследование выполнено; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса; 4) контактный телефон и электронный адрес автора (авторов) для решения вопросов, связанных с прохождением статьи.

Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: в первой строке указывается индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК). Следующая строка – название статьи набирается с выравниванием по центру печатными буквами (полужирный шрифт). В следующем абзаце без отступа указываются последовательно фамилии и инициалы авторов, а после тире – организация и город. Если авторы из разных организаций, фамилия (фамилии) авторов из каждой организации начинаются с новой строки. Указание организации следует за последним автором. Далее следует краткая аннотация и ключевые слова на русском и английском языках; затем идет текст статьи, список литературы. Аннотация начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт.

Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию. Статья должна быть разбита на разделы с рубриками, принятыми для изданий РАН. Рекомендуется придерживаться следующих стандартных рубрик статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца.

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg. Они должны быть контрастными и четкими, разрешение не менее 200 точек на дюйм, толщина линий не менее одного пикселя, текст в них должен быть набран шрифтом «Arial», размер 11 пт. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений , обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Размеры рисунков и фотографий не должны превышать размера журнальной страницы (165х225 мм). Подписи к рисункам и фотографиям располагаются отдельной фразой в месте расположения их в тексте статьи и выделяются пустой строкой сверху и снизу, шрифт полужирный, размер 11 пт.

Формулы и символы в строке текста набираются обязательно с помощью вкладки Символ (Symbol) меню Вставка (Insert) курсивом. Сложные формулы набираются обязательно в редакторе формул Microsoft Equation 3.0 в виде, удобном для двухколоночной верстки (ширина колонки – 6,7 см). Размеры внутри формулы устанавливаются следующие: обычный – 12 пт, крупный индекс – 8 пт, мелкий индекс – 5 пт, крупный символ – 18 пт, мелкий символ – 7 пт. Векторные величины набираются только полужирным шрифтом.

Количество рисунков не должно превышать 6 на авторский лист.

Таблицы набираются в тексте статьи (название таблицы сверху полужирным шрифтом, размер 11 пт, выравнивание по левому краю). Данные в таблице набираются обычным шрифтом, размер 11 пт).

Библиографические ссылки даются в соответствие с ГОСТом Р 7.05 2008. Ссылки на неопубдикованные работы не допускаются.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения.

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 1 (16)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

Редактор А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная верстка, макетирование А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная графика У т к и н В. И.
Корректор Б а х т е р е в В. В.

Подписано в печать 04.06.2010.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 9,4
Уч. - изд. л. 6,9. Тираж 200
Заказ № 73

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620219 г. Екатеринбург, ул. Карла Либкнехта, 42.

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

« УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК »

На страницах журнала публикуются оригинальные теоретические, экспериментальные и методические статьи по геофизике и связанной с ней тематике с учетом специфики геологии Урала и прилежащих территорий. Публикуются также результаты измерения закономерностей пространственного и временного распределения геофизических полей, методические и аппаратурные разработки, сообщения и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 4 номера в год.
- Индекс 15608.
- Свидетельство о регистрации: ISSN 1991-0223 от 26.07.2006 г.
- Своевременное оформление подписки через агентство “АРСМИ” или заказы в редакции Института геофизики УРО РАН гарантируют Вам получение журнала. Возможно приобретение номеров журнала за прошлые годы.

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»