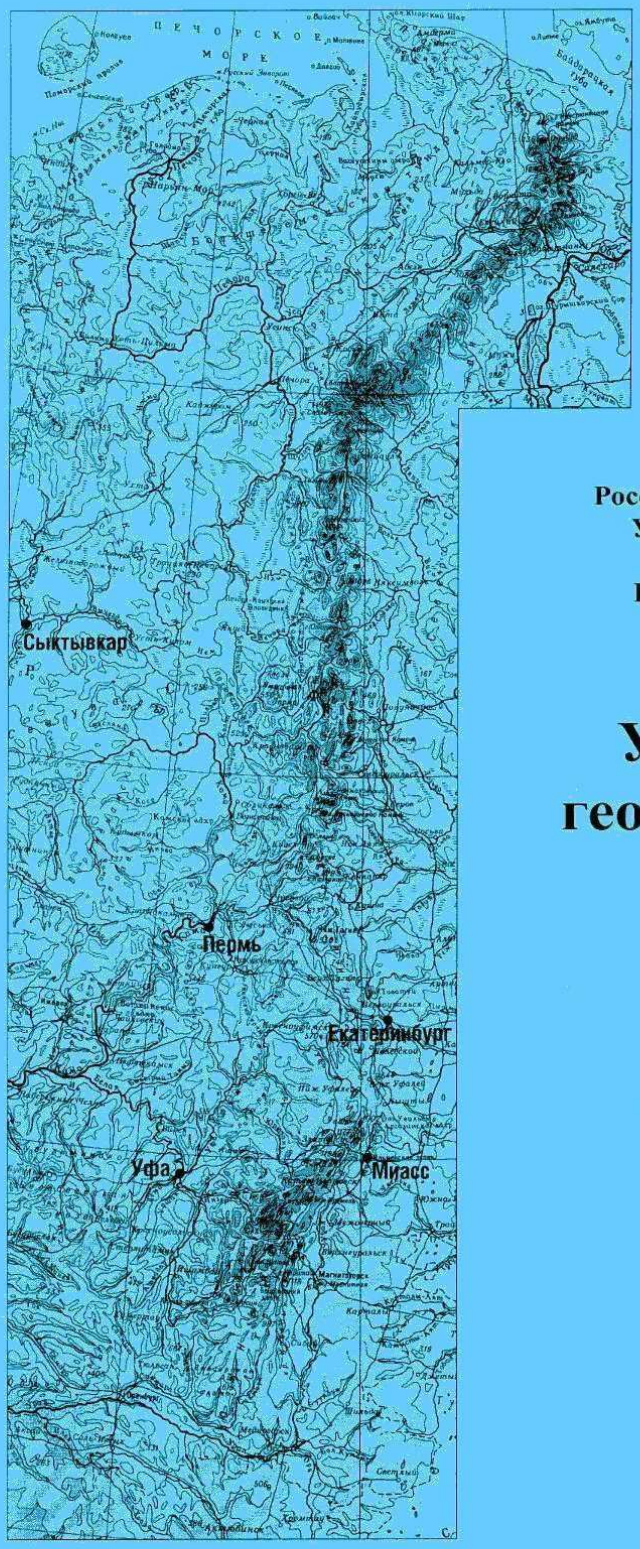
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2015

Екатеринбург
2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК
№ 2 (26) 2015

Основан в 2000 г.
Выходит 2 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Мартышко П.С. (mpsdir@mail.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)

Члены редколлегии:

Беликов В.Т., Бычков С.Г., Глухих И.И.,
Демежко Д.Ю., Дружинин В.С., Иголкина Г.В.,
Начапкин Н.И., Романюк Т.В., Сенин Л.Н.,
Хачай Ю.В., Хуторской М.Д., Шаров Н.В.,
Шестаков А.Ф., Эпов М.И.

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН
тел. (343) 267-88-68, факс (343)267-88-72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Официальный сайт: http://www.igeoph.net

© Институт геофизики УрО РАН
© Авторы статей

СОДЕРЖАНИЕ

Бахтерев В.В.
Электропроводность некоторых плагиоклазов при температурах в земной коре и их импульсная катодолюминесценция (в связи с их генезисом)…….... 4

Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И.
Субширотные дислокации в модели земной коры Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы ..…. 13

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А.
Вычисление вертикальной компоненты геомагнитного поля с помощью аппроксимации его модуля системой намагниченных отрезков ……...…… 24

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Майорович Я., Шафанда Я.
Новый подход к палеоклиматической интерпретации данных термометрии 2,3 км скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада)……... 29

Кусонский О.А., Русинова В.В., Чурсин А.В.
Моделирование рудопроявления магнетитовых руд Тальтийское-2 по данным скважинной магниторазведки ..……. 41

Мартышко П.С., Мартышко М.П.
Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки и алгоритм их решения в классе звездных тел……..….. 50

Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л., Гемайдинов Д.В.
Новый метод определения параметра регуляризации при трансформации потенциальных полей …….. 54

Федорова Н.В., Мартышко П.С, Гемайдинов Д.В., Рублев А.Л.
Компьютерная технология выделения магнитных аномалий от слоев земной коры и результаты ее применения для северной части Евразии ……... 58

Шаров Н.В.
Результаты глубинных сейсмических исследований Ладожской протерозойской структуры (Фенноскандинавский щит) ... 67

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича…… 83

Юбилеи……...…..……...……... 85

==========

Вниманию читателей!

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

CONTENTS

Bakhterev V.V.
The electrical conductivity of some plagioclase at a temperature in the earth's crust, and pulse cathodoluminescence (in relation to their genesis) …..…….. 4

Druzhinin V.S., Osipov V.Yu., Nachapkin N.I.
Sublatitudinal dislocation model of earth's crust Ural not far from West-Siberian geosyneclise …….. 13

Byzov D.D., Muraviev L.A.
Geomagnetic field vertical component calculation by magnetizated rods system approximation of its absolute valu ……. 24

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Majorowicz, J., Šafanda, J.
New approach to paleoclimatic interpretation of the 2.3 km deep Hunt Well temperature log (province of Alberta, Canada) ……..…..……. 29

Kusonsky O.A., Rusinova V.V., Chursin A.V.
Modeling levo magnetite ore Taltiyskoe-2 on the bore hole magnetic survey ……..…..…. 41

Martyshko P.S., Martyshko M.P.
Three dimensional magnetic inverse problems equations and solving algorithm for stellar bodies ……...….. 50

Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L., Gemaidinov D.V.
The new method of finding of optimal regularization parameter for potential field transformation …….. 54

Fedorova N.V., Martyshko P.S., Gemaidinov D.V., Rublev A.L.
The computer technology for highlighting the magnetic anomalies of the earth crust layers, and results of its usage for the sector of Northern Eurasia …..…..... 58

Sharov N.V.
The results of deep seismic studies of the Ladoga proterozoic structures (Fennoscandian shield) ……..… 67

CHRONICLE.EVENTS. PEOPLE.

Eighth scientific reading memory of Yu.P. Bulashevich ……..…….. 83

Anniversaries …….……. 85

==========

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, a fax (343)2678872, E-mail:ugv@bk.ru

УДК 550.8:553.08:53/54

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ ИМПУЛЬСНАЯ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ (В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ)

Бахтерев В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Исследована электропроводность и импульсная катодолюминесценция некоторых образцов плагиоклазов (лабрадоров) из горных пород Урала и Украинского кристаллического щита. Получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале температур 20–800 ºС. Определены электрические параметры E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов и установлен характер их распределения. Выявлены три группы лабрадоров, различающихся по электрическим параметрам. Для этих же образцов получены спектры импульсной катодолюминесценции. Результаты сопоставлены. Принимая во внимание данные, опубликованные другими авторами (Жиличева, 2010), показана связь между интенсивностью катодолюминесценции собственных центров и возрастом пород, из которых образцы были собраны.

Электрические параметры, высокая температура, импульсная катодолюминесценция, плагиоклаз (*лабрадор*).

THE ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF SOME PLAGIOCLASE AT A TEMPERATURE IN THE EARTH'S CRUST, AND PULSE CATHODOLUMINESCENCE (IN RELATION TO THEIR GENESIS)

Bakhterev V.V. - Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. We investigated the electrical conductivity and pulsed cathodoluminescence plagioclases (labradors) from rocks of the Urals and the Ukrainian crystalline shield. The experiments allowed to establish dependence of electrical resistance on temperature in the range of 20–800 °C, parameters of high-temperature resistance $\lg R_o$, E_o for the tested samples; character of distribution of these parameters. Three types of Labradors were revealed. Labradors different in electrical parameters. For these samples were obtained spectra of pulsed cathodoluminescence. The results are compared. Taking into account the data published by other authors (Zhilicheva, 2010), shows the relationship between the intensity of cathodoluminescence own centers and the age of the rocks from which the samples were collected.

The electric parameters, high temperature, pulse cathodoluminescence, plagioclase. (*labrador*).

Введение

Разработка новых методов разведки, использование при этом различных геофизических полей и их интерпретации для изучения глубинного строения и состава Земной коры, требует всестороннего познания физических свойств минерального вещества в широком температурном диапазоне (20–800 ºС и более), чем и обусловлен постоянный интерес к подобным исследованиям.

Плагиоклазовые минералы, имея общую кристаллохимическую формулу $Na\,[AlSi_3O_8]$ – $Ca[Al_2Si_2O_8]$, представляют непрерывный изоморфный ряд с неограниченной смесимостью. Плагиоклазы являются триклинными минералами. Некоторые из них (альбит, анортит и др.) имеют по несколько, близких друг к другу, структурных разновидностей, но все же различающихся между собой метрикой и симметрией решетки (Дир и др., 1966). Кристаллохимические особенности связаны с изоморфным замещением Ca^{2+} ионами Mn^{2+} и Al^{3+} – ионами Fe^{3+}, дефектами кристаллической структуры. Эти различия отражают условия образования плагиоклазов и проявляются в своеобразии физических свойств.

В научной литературе опубликовано огромное количество работ по полевым шпатам, в том числе крупных обобщений, например (Грэй и Тейлор, 1956; Коул и др., 1956; Марфунин, 1962; Кумеев, 1982). Тем не менее, проблема типоморфизма полевых шпатов не теряет своей актуальности.

Появление новых физических методов стимулирует новые исследования. Среди них – электропроводность при высоких температурах и импульсная катодолюминесценция (Бахтерев, 2008а; Соломонов, Михайлов, 2003).

Исследования люминесцентных свойств плагиоклазов многочисленны, но они выполнены в основном способами, основанными на фотовозбуждении (Горобец, Рогожин, 2001; Морошкин и др., 2001). Кроме того, используются катодное и рентгеновское возбуждение, а также явления термо-, хеми-, электро- и радиолюминесценции. Однако все перечисленные методы возбуждения характеризуются одним существенным общим недостатком – сравнительно низкой интенсивностью люминесценции (Таращан, 1978; Горобец, Рогожин, 2001). Поэтому люминесцентные исследования применяются для фундаментального изучения структуры твердых тел и только частично используются для их прикладного анализа, в том числе при поисках, разработке и обогащении полезных ископаемых.

Результаты теоретических исследований и выполненных экспериментов показывают, что интенсивность импульсной катодолюминесценции (ИКЛ) на 5–6 порядков превышает интенсивность люминесценции, возбуждаемой традиционными методами (Соломонов, Михайлов, 2003). Установлено, что ИКЛ полевых шпатов имеет для всех разновидностей минералов много общих признаков: одинаковый набор полос ИКЛ. Однако соотношение полос в спектре ИКЛ индивидуально для минералов различного происхождения (Морошкин и др., 2005).

Сведения о температурной зависимости электрических параметров полевых шпатов весьма ограничены (Иоффе, Янчевская, 1958; Пархоменко, 1989; Бахтерев, 2008б; 2009).

Цель настоящей работы – выполнить совместные исследования температурной зависимости электрического сопротивления и импульсной катодолюминесценции коллекции образцов лабрадоров, собранных из горных пород Урала и Украинского кристаллического щита. При этом, имея в виду утверждение М.А. Садовского, что «необходим комплекс знаний о предмете. Совместное использование в анализе даже мало точных данных различной природы оказывается более выгодным и эффективным, чем повышение точности какой-либо однородной группы данных» (Садовский, 1968, с. 59).

Методика исследований и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, 2008б; 2009). Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20–800 °С. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения электрического сопротивления осуществляли при постоянном напряжении. Прибор для измерения электрического сопротивления на постоянном токе – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и пределами допустимой относительной погрешности измерений от ±2,5 до 4 % в конце диапазона.

Исследования импульсной катодолюминесценции выполнены на созданной и функционирующей в Институте электрофизики УрО РАН уникальной компьютеризированной установке «КЛАВИ» (Соломонов, Михайлов, 2003). Простота подготовки пробы к анализу и высокая яркость люминесценции позволяет проводить регистрацию ее спектра во всем диапазоне (350–850) нм в течение времени порядка 1 мин.

Исследовано 24 образца лабрадоров: 8 образцов лабрадоров из горных пород Украинского кристаллического щита, остальные 16 – из горных пород Урала. Для четырех образцов лабрадоров в табл. 1 приведен химический состав, электрические и люминесцентные параметры. Химический

анализ лабрадоров выполнен в аналитической лаборатории ОАО «Уралмеханобр» (Г.А. Куприянова), люминесцентный анализ – в Институте электрофизики УрО РАН (В.И. Соломонов).

Высокотемпературная электропроводность лабрадоров

Для всех исследованных образцов получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале 20–800 °С. На рис. 1 в качестве примера приведены типичные кривые $\lg R = f(T)$ исследованных образцов, а на рис. 2 – связь между E_o и $\lg R_o$ всех лабрадоров. Остальные результаты даны в табл. 1 и 2.

По величине электрического сопротивления при нормальной температуре все лабрадоры (украинские и уральские) различаются примерно на два порядка. С повышением температуры сопротивление

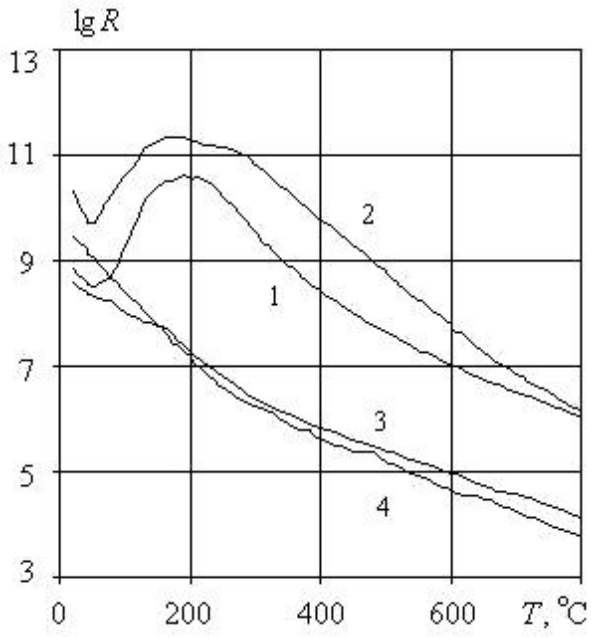


Рис. 1. Температурные зависимости электрического сопротивления лабрадоров 1, 2, 3, 4, описанных в табл. 1

Таблица 1. Химический состав, электрические и люминесцентные параметры лабрадоров

Параметр		Номер образца			
		1, 1а	2	3	4
Массовая доля, %	Al_2O_3	31,7	32,2	26,8	24,3
	CaO	10,9	16,6	9,56	8,56
	MgO	0,65	1,07	2,21	2,85
	Fe_2O_3	0,74	1,08	5,38	5,16
	K_2O	0,51	0,04	1,02	0,84
	Na_2O	4,28	2,20	3,97	4,08
	SiO_2	50,1	45,5	49,9	52,8
	TiO_2	0,15	0,03	0,34	0,30
	П.П.П.	0,53	0,92	0,31	0,73
	Σ	99,56	99,6	99,4	99,52
Электрические параметры	E_o, эВ	0,66 (1); 0, 8 (1а)	1,35	0,91	О,61
	$\lg R_o$	2,73 (1); 2,1 (1а)	-1,45	0,62	0,61
Отношение интенсивностей ИКЛ $I(Fe^{3+})/I(Mn^{2+})$		4,67 (1); 2,14 (1а)	1,17	4,5	2,6
Место отбора образца		Украинский кристаллический щит (на рис. 2 ряд I)	Урал (на рис. 2 ряд II)	Урал (на рис. 2 ряд III)	Урал (на рис. 2 ряд III)

всех исследованных украинских и части уральских лабрадоров растет, достигает максимального значения при 200 °С (см. рис. 1, кривые 1, 2). В интервале 200–800 °С электрическое сопротивление плавно уменьшается примерно на пять порядков от максимального значения. Характер температурных зависимостей этих лабрадоров одинаковый. При этом электрическое сопротивление украинских лабрадоров примерно на порядок выше уральских во всем температурном интервале.

Другая часть образцов уральских лабрадоров существенно отличается по величине и характеру температурных зависимостей сопротивления (см. рис. 1, кривые 3, 4). Электрическое сопротивление этих лабрадоров плавно уменьшается с ростом температуры и на три-два порядка ниже остальных плагиоклазов в температурном интервале 200–800 °С, уменьшается при 800 °С примерно на четыре-пять порядков от максимального значения.

На рис. 2 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов лабрадоров. Для исследованных образцов энергия активации меняется от 0,5 до 1,6 эВ; коэффициент электрического сопротивления $\lg R_o$ – от -3 до 3 (табл. 2). Группа образцов украинских и часть уральских (ряды I и II) как бы «сформировала» в координатах E_o и $\lg R_o$ прямую $\lg R_o = a - b\,E_o$. Корреляционное уравнение имеет вид $\lg R_o = 6{,}54 - 5{,}75 E_o$, $R^2 = 0{,}99$.

Другая часть уральских лабрадоров (ряд III) выпадает из этой зависимости. По результатам химического анализа эти лабрадоры («аномальные») отличаются от ос-

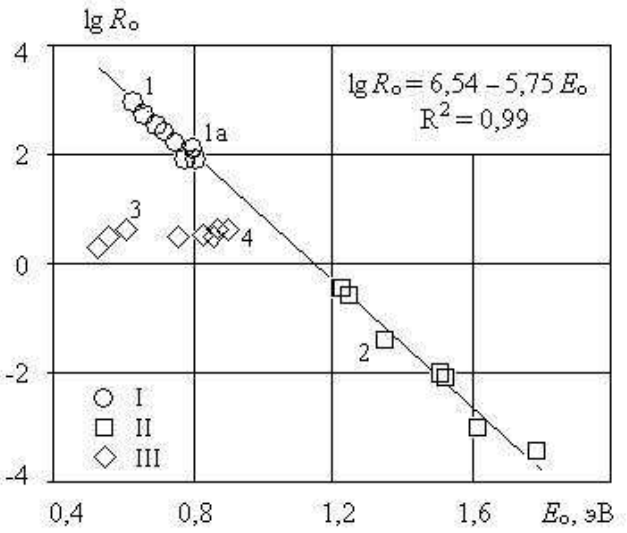


Рис. 2. Связь между E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов лабрадоров. Ряд I – лабрадоры из горных пород Украинского кристаллического щита; ряды II и III – уральские лабрадоры. Цифры около некоторых точек – номера образцов лабрадоров, описанных в табл. 1 и 2. Прямая линия – корреляция $\lg R_o = f(E_o)$ исследованных образцов лабрадоров за исключением лабрадоров ряда III

Таблица 2. Параметры электропроводности исследованных лабрадоров

Место отбора образца	Параметр	
	E_o	$\lg R_o$
Украинский щит (на рис. 2 ряд I)	0,63–0,81	2,84–1,9
Урал (на рис. 2 ряд II)	1,23–1,62	(-0,48)–(-3)
Урал (на рис. 2 ряд III)	0,53–0,90	0,61–0,31

тальных («нормальных») содержанием всех оксидов, особенно оксида железа (см. табл. 1).

В связи с этим сошлемся на результаты исследований структуры плагиоклазов. А именно изменения, связанные с упорядочением Al и Si, в структуре анортитового типа. В работе (Грэй и Тейлор, 1956) отмечены наблюдения над некоторыми «аномальными» плагиоклазами.

Показано, что лабрадор, содержащий 5 % ортоклаза, 33 % альбита и 62 % анортита, от которого следовало бы ожидать структуры типа «структуры средних плагиоклазов», в действительности обнаружил пример плагиоклаза с анортитовой структурой, в котором распределение Al и Si далеко от полного порядка. Авторы полагают, что неупорядоченное состояние в этом образце лабрадора может быть следствием ряда причин: или значительным неравенством числа атомов Al и Si, или влиянием небольшого количества присутствующих в нем атомов K, или следствием замещения Ca атомами Na. Полученные нами результаты не противоречат данному утверждению. По всем отмеченным в ра-

боте (Грэй и Тейлор, 1956) параметрам исследованные нами «аномальные» лабрадоры отличаются от «нормальных» лабрадоров.

Импульсная катодолюминесценция лабрадоров

На рис. 3 приведены типичные спектры ИКЛ исследованных лабрадоров. В спектрах ИКЛ выделены две интенсивные широкие полосы. Одним из центров люминесценции является Mn^{2+}, изоморфно замещающий Ca^{2+}. В спектре наблюдается широкая полоса люминесценции Mn^{2+} с центром тяжести на длине волны λ = (569–576) нм. Другим центром люминесценции является Fe^{3+}, изоморфно замещающий Al^{3+} с центром тяжести на длине волны λ = (750–764) нм. Эти линии присущи всем исследованным образцам. При этом интенсивность полос и их соотношение для разных образцов различны (см. рис. 3, табл. 1).

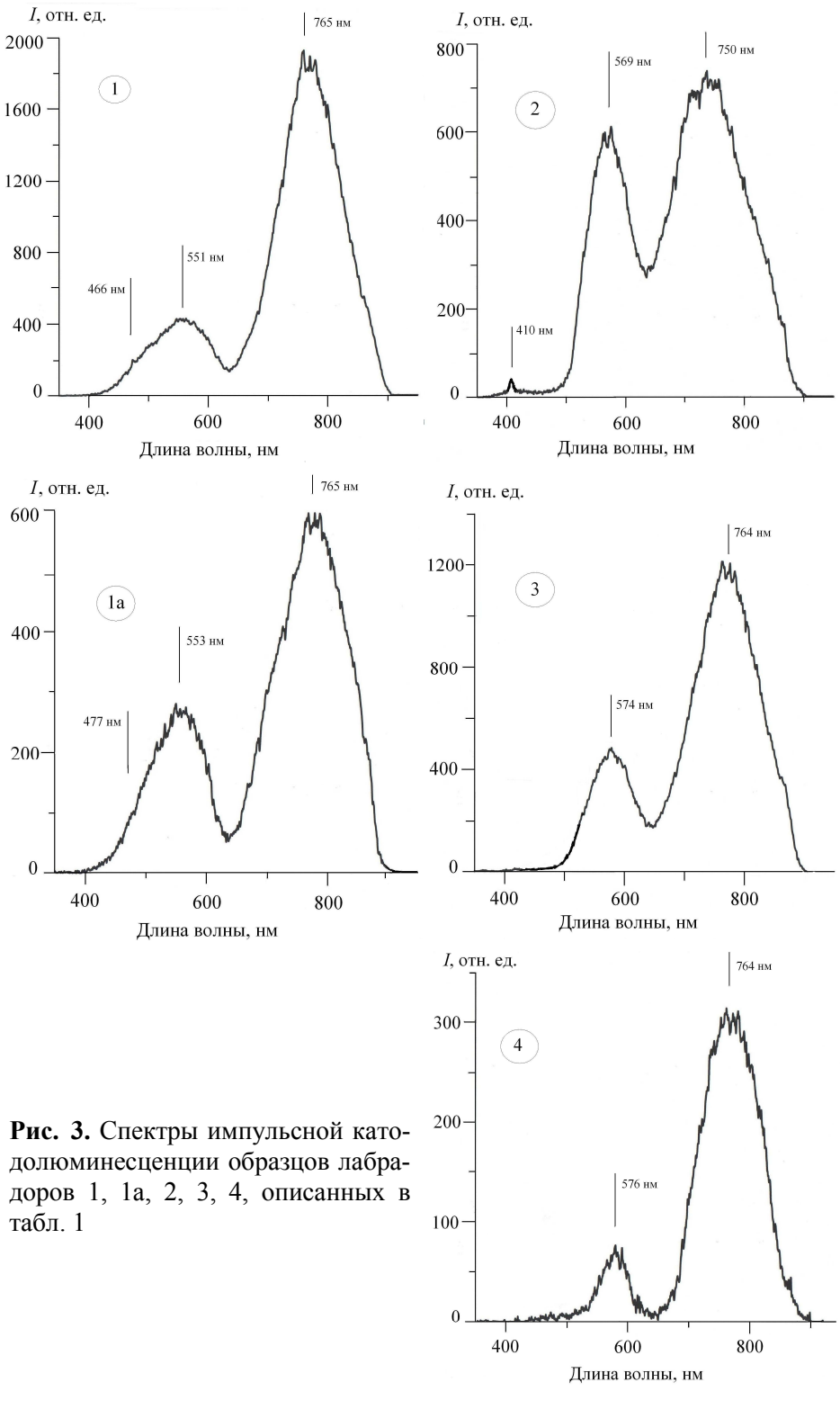


Рис. 3. Спектры импульсной катодолюминесценции образцов лабрадоров 1, 1а, 2, 3, 4, описанных в табл. 1

В спектрах всех украинских образцов лабрадоров, кроме двух полос на длинах волн λ = (569–576) нм и λ = (750–764) нм, присущих всем образцам лабрадоров, присутствует слабо выраженная полоса на λ = (466–477) нм. Возможно, она связана с (Eu^{2+} + O*) (см. рис. 3, кривые 1, 1а). В некоторых спектрах люминесценции уральских образцов выделена очень слабая узкая полоса с центром при λ = 410 нм (см. рис. 3, кривая 2). Эта полоса может быть связана с кислородными дырочными радикалами типа O* – собственными структурными дефектами в кремнекислородной подрешетке (Лютоев и др., 2007), а может быть с изоморфной примесью Eu^{2+}. Эту полосу раньше мы наблюдали при

исследовании ИКЛ флюоритов (Бахтерев и др., 1998).

В.В. Морошкин с соавторами (Морошкин и др., 2005) при изучении плагиоклазов из пород Балтийского кристаллического щита в рентгенолюминесценции (РЛ) наблюдали излучение Mn^{2+}, Fe^{3+}, (Eu^{2+} + O*) (с центром тяжести на длинах волн, соответственно, 550–570, 710–760, 450 нм). Сравнивая полученные данные со спектрами ИКЛ, установили, что в спектрах ИКЛ наблюдаются те же центры свечения и закономерности их распределения. В архейских породах проявлены в основном дефектные электронно-дырочные центры, ответственные за проявление экситонных полос, в то время как люминесценция примесей-люминофоров очень слаба.

В спектрах люминесценции плагиоклазов прослеживаются различия, которые выражаются в изменении яркости свечения, количестве и относительной интенсивности выявленных полос, в зависимости от возраста пород. Для спектров ИКЛ плагиоклазов из архейских пород характерна сильная полоса кислородсодержащего центра O* и слабые полосы Fe^{3+}, Mn^{2+}. Спектры ИКЛ плагиоклазов из раннепротерозойских пород отличаются более интенсивными полосами Mn^{2+} и слабыми – (Eu^{2+} + O*), Fe^{3+}. Характер спектров ИКЛ плагиоклазов из среднепротерозойских пород схож со спектрами ИКЛ плагиоклазов из раннепротерозойских пород. В них присутствуют полосы (Eu^{2+} + O*), Mn^{2+}, Fe^{3+}. Основное их различие состоит в присутствии более сильных полос Fe^{3+}. В спектрах ИКЛ плагиоклазов из позднепротерозойских пород зафиксировано доминирование полос Fe^{3+} и снижение интенсивностей полос Mn^{2+}, (Eu^{2+} + O*) (Жиличева, 2010).

В.П. Лютоев с соавторами (Лютоев и др., 2007) изучали плагиоклазы из архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 РЛ. Обнаружили спектры РЛ, представленные суперпозицией полос изоморфных примесей Mn^{2+}, Fe^{3+} и собственных кислородных центров O* в кремне- и алюмокислородных тетраэдрах. РЛ: Mn^{2+} – 560 нм, Fe^{3+} – 750 нм, полоса в области 410–420 нм связана с кислородными дырочными радикалами типа O* – собственными структурными дефектами в кремнекислородной подрешетке. Аналогичные O*-центры в тетраэдрах с замещенными кремнием на алюминий (AlO_4-центры) обусловливают появление полосы с максимумом РЛ в области 460–480 нм.

Образование собственных дефектов тесно связано с дислокационно-метаморфическими преобразованиями. Так что люминесценция собственных дефектов отражает степень проявления деформации (Борозновская, Быдтаева, 2004).

В табл. 3 и на рис. 4 с использованием материалов О.М. Жиличевой (Жиличева, 2010) и собственных исследований показана связь интенсивности излучения ИКЛ собственных дефектов минералов с возрастом пород, из которых собраны образцы. Выявлена

Таблица 3. Люминесцентная характеристика некоторых образцов олигоклаза и лабрадора

Минерал	*I*, отн.ед. полосы ИКЛ Eu^{2+} + O*	Возраст пород, из которых отобран образец	Место отбора образца	Литературный источник
Олигоклаз	8000	Архей	Балтийский щит	Жиличева, 2010
Олигоклаз	4200	Ранний протерозой		
Олигоклаз	3000	Средний протерозой		
Олигоклаз	1100	Поздний протерозой		
Лабрадор	200	Докембрий	Украинский щит	Исследования автора
Лабрадор	100	Докембрий		
Лабрадор	30	Палеозой	Урал	
Лабрадор	0	Палеозой		

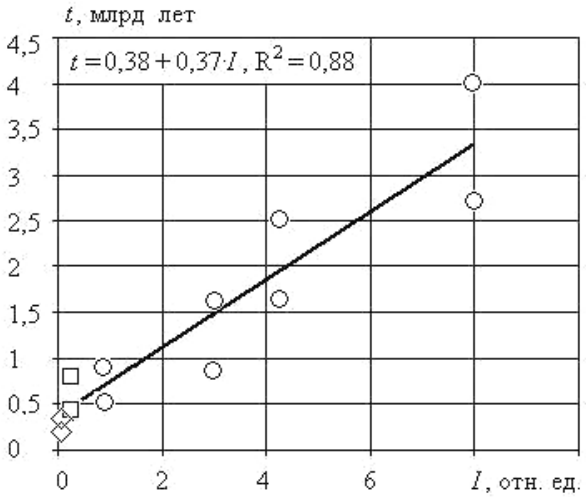


Рис. 4. Связь между интенсивностью излучения (*I,* отн. ед.) ИКЛ полосы кислородсодержащего центра O* ортоклаза (кружки) по данным О.М. Жиличевой (Жиличева, 2010) и лабрадора (квадраты и ромбы) по данным автора и возрастом горных пород, из которых собраны образцы. Здесь *t* – возраст, млрд лет.
Место сбора образцов: Балтийский щит (кружки), Украинский щит (квадраты), Урал (ромбы)

прямая зависимость $t = 0{,}38 + 0{,}37\,I$ (*t* – млрд лет, *I* – отн. ед.). Данные автора, полученные по двум разновозрастным объектам, не противоречат опубликованным (Жиличева, 2010), а дополняют их.

Более сложная зависимость отношений интенсивностей полос примесных атомов (см. табл. 1, рис. 5). Соотношение полос в спектре ИКЛ индивидуальны для минералов различного происхождения (Корепанов и др., 2006). Интенсивность полос люминесценции примесных ионов в первую очередь определяется содержанием Mn^{2+}. Кроме того, известно (Таращан, 1978; Горобец, Рогожин, 2001), что ион Mn^{2+} отличается повышенной восприимчивостью к передаче ему энергии возбуждения от решетки минерала и других центров люминесценции. То есть интенсивность его зависит от внутрикристаллического поля.

Автор благодарен Н.В. Вахрушевой, А.Ф. Коптяеву, предоставивших для исследования образцы плагиоклазов из своих личных коллекций; Г.А. Куприяновой за выполненный химический анализ лабрадоров; В.И. Соломонову – за исследование ИКЛ.

Заключение

Все исследованные лабрадоры по электрическим и люминесцентным параметрам разделяются на три группы.

Украинские лабрадоры и часть уральских («нормальных») по электрическим параметрам формируют в координатах $\lg R_o$, E_o прямую $\lg R_o = a - b\,E_o$. Корреляционное уравнение имеет вид $\lg R_o = 6{,}54 - 5{,}75 E_o$, $R^2 = 0{,}99$. На прямой украинские и уральские образцы не «смешиваются», а занимают самостоятельные позиции. В спектрах всех украинских образцов лабрадоров и некоторых уральских («нормальных»), кроме двух полос на длинах волн λ = (569–576) нм и λ = (750–764) нм, присущих всем образцам лабрадоров, присутствует слабо выраженная полоса на λ = (466–477) нм.

«Аномальные» лабрадоры по электрическим параметрам формируют отдельный ряд. В спектрах ИКЛ этих лабрадоров выделено только две полосы на длинах волн λ = (569–576) нм и λ = (750–764) нм.

Интенсивность ИКЛ собственных де-

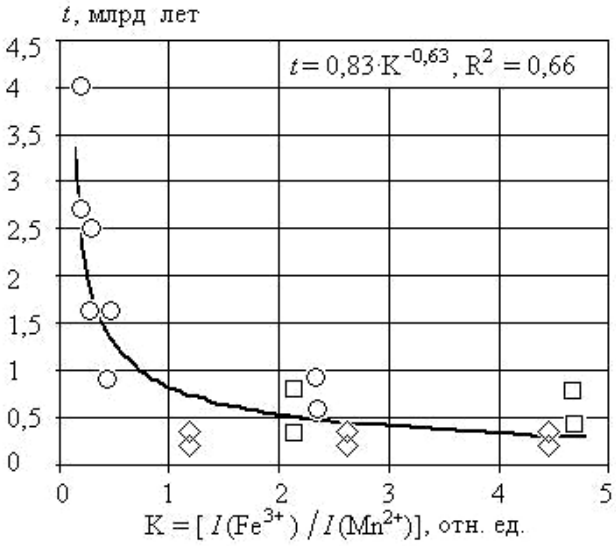


Рис. 5. Относительная интенсивность излучения полос $K = [I(Fe^{3+})/I(Mn^{2+})]$ ИКЛ ортоклаза (кружки) по материалам О.М. Жиличевой (Жиличева, 2010) и лабрадора (квадраты и ромбы – данные автора) в зависимости от возраста горных пород, из которых собраны образцы; *t* – то же, что на рис. 4

фектов плагиоклазов коррелирует с возрастом пород, из которых собраны образцы (от архея до палеозоя). С учетом материалов О.М. Жиличевой (Жиличева, 2010) и исследований автора получено уравнение связи $t = 0{,}38 + 0{,}37\ I$ (t – млрд лет, I – отн. ед.).

Так как мы не имели данных о месте сбора образцов, структуре исследованных плагиоклазов, их минеральной чистоте, то приведенные результаты позволяют говорить лишь о принципиальной возможности получения новой дополнительной информации о плагиоклазах, как петрогенетических индикаторах, электрическими и люминесцентными методами.

Литература

Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008а. 151 с.

Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность некоторых полевых шпатов // Докл. РАН. 2008б. Т. 420. № 2. С. 199–202.

Бахтерев В.В. Электропроводность природных плагиоклазов в интервале температур 20–800 ºС // Уральский геофизический вестник. 2009. № 2. С. 4–10.

Бахтерев В.В., Соломонов В.И., Михайлов С.Г., Липчак А.И. Анализ минералов, горных пород и руд путем исследования их импульсной катодолюминесценции. Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 14 с. Ил. 9. Библиогр. 23 назв. – Рукопись деп. в ВИНИТИ 08.01.98. № 19-В98.

Борозновская Н.Н., Быдтаева Н.Г. Роль собственной люминесценции при оценке качества кварцевого сырья // Геммология. Томск: Изд-во ТГУ, 2004. С. 58–65.

Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов. Справочник. М.: ВИЭМС, 2001. 312 с.

Грэй П. и Тейлор В.Х. Структуры плагиоклазов. Изменения анортитовой структуры // Полевые шпаты: 2-й сб. статей; Пер. с англ. А.С. Марфунина. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 47–56. [P. Gay, W.H. Taylor. The structures of the plagioclase feldspars, IV. Variations in the anorthite structure. Acta Cryst., 6, 647–650 (1953)].

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5 т. М.: Мир. Т. 4. Каркасные силикаты, 1966. 482 с.

Жиличева О.М. Люминесцентные свойства минералов по данным импульсной катодолюминесценции: Автореф. дис. … канд. геолого-минералогических наук. ИГЭМ РАН. М., 2010. Адрес в Интернете http://www.igem.ru/aspirantura/autorefs/zhilicheva.pdf.

Иоффе В.А., Янчевская И.С. Диэлектрические потери в полевых шпатах // Журнал технической физики. 1958. Т. 38. № 10. С. 2154–2164.

Корепанов В.И., Лисицын В.М., Олешко В.И., Полисадова Е.Ф., Вильчинская С.С. Импульсная катодолюминесценция полевых шпатов // Журнал прикладной спектроскопии. 2006. Т. 73. № 3. С. 339–343.

Коул В.Ф., Серум Х. и Тэйлор В.Х. Структура плагиоклазов // Полевые шпаты: 2-й сб. статей; Пер. с англ. А.С. Марфунина. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 9–27. [W.F. Cole, H. Sorum, W.H. Taylor. The structures of the hlagioclase feldspars. Acta Cryst., 4, 20–29 (1951)].

Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 208 с.

Лютоев В.П., Виноградова Н.П., Глухов Ю.В., Котова Е.Н. Дефекты кристаллической структуры породообразующих минералов как генетические метки метаморфических пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10. № 1. С. 18–36.

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962. 275 с. (Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 78).

Морошкин В.В., Гетманская Т.И., Расулов В.А., Кривощеков Н.Н. Люминесцентные свойства полевых шпатов из метаморфических и магматических горных пород и связанных с ними месторождений // ЗВМО. 2001. № 3. С. 87–94.

Морошкин В.В., Жиличева О.М., Расулов В.А. Люминесцентная спектроскопия полевых шпатов из пород Балтийского щита в связи с его геолого-геохимической

эволюцией // Геохимия. 2005. № 10. С. 1090–1097.

Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1989. 198 с.

Садовский М.А. Насущные задачи геофизики в комплексе наук о Земле // Вестник Академии наук СССР. 1968. № 1. С. 59–63.

Соломонов В.И., Михайлов С.Г. Импульсная катодолюминесценция и ее применение для анализа конденсированных веществ. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 182 с.

Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наукова думка, 1978. 296 с.

УДК 550.834.3 (371.1)

СУБШИРОТНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИУРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

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

Аннотация. Глубинное строение Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы представлено сводным сейсмоплотностным разрезом верхней части литосферы (ВЧЛ) М 1:2500000 в интервале широт 54–68º с.ш. Эта информация совместно со схемой тектонического районирования кристаллической коры подчеркивает наличие и роль субширотных *глубинных* дислокаций и приуроченных к ним сдвигов. Распределение неоднородностей в ВЧЛ, включая мезо-кайнозойский осадочный чехол и расположение месторождений углеводородов (УВ), имеют сложный характер.

Приуральская область Западно-Сибирской геосинеклизы, земная кора, тектоника, широтная зональность, нефтегазоносность.

SUBLATITUDINAL DISLOCATION MODEL OF EARTH's CRUST URAL NOT FAR FROM WEST-SIBERIAN GEOSYNECLISE

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

Abstract. Deep structure of Ural not far from West-Siberian geosyneclise, represented is model of seismic and density of upper part lithosphere M 1: 2,500,000 in the range of latitudes 54-68º N. This information, together with scheme of tectonic of crystalline crust, emphasizes the role of underlying sublatitudinal dislocations and connected to them displacements. The distribution of inhomogeneities in upper part of the lithosphere, including Meso-Cenozoic sedimentary cover and the location of hydrocarbon deposits, are complex.

Ural region not far from West-Siberian geosyneclise, Earth's crust, tectonic, sublatitudinal zoning, oil-gas-bearing.

Введение

Приуральская область Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГС) в настоящее время относится к районам с высокой перспективностью в отношении нефтегазоносности. Как показал опыт поисково-разведочных работ новые нефтегазовые объекты, в основном, существенно отличаются от принятых стандартных моделей Западно-Сибирской нефтегазовой провинции (ЗСНГП). Особенно это относится к глубокорасположенным месторождениям (например, Рогожниковский и Горелый районы месторождений УВ в девон-триасовом субплатформенном комплексе). В процессе наших исследований постоянно подчеркивалась роль глубинной тектоники в строении осадочного чехла и расположение перспективных зон (участков) (Дружинин и др., 2009; 2013; 2014а; 2015а). Особенно это касается тектоники Приуральской области, на что еще в начале 80-х годов XX века обратили внимание В.С. Сурков и О.Г. Жеро (Сурков и др., 1982; Сурков, Жеро, 1993). Но в отличие от осадочного слоя, домезозойское основание[1] геологическими методами изучено *недостаточно*; скважинная информация рассредоточена в основном по районам месторождений и перспективным участкам, притом она относится главным образом к глубинам до 100–500 м. Бурение глубоких параметрических скважин в Приуральской области (например, Янги-Юганской в районе г. Салехарда) с учетом информации по глубоким и сверхглубоким скважинам показало, что геология более глубоких горизонтов может *расходиться с приповерхностной* информацией. Отчасти это относится к результатам интерпретации потенциальных полей, что правильно подчеркнуто В.С. Бочкаревым (Бочкарев и др., 2013).

Существуют два принципиально различные взгляда на тектонику и генезис до-

[1]Введение этого термина устраняет некорректность в определении фундамента при наличии субплатформенных отложений S_2-D, иногда мощностью соизмеримой с осадочным чехлом MZ-KZ.

мезозойского основания и соответственно на природу Приуральской области. Прежние представления о продолжении складчатых структур Урала на восток, где они перекрыты осадочными MZ-KZ чехлом (Соболев, 1968; Сурков, Жеро, 1993; Бочкарев, Брехунцов, 2008; Бочкарев, Чувашов, 2014а; 2014б) сменились в эпоху господства плиттектоники взглядами на возможность существования палеокеана к востоку от открытых структур Урала (Аплонов, 1993) с формированием в S-P периоды развития *нерасчлененных* структур коры Западно-Сибирской плиты (Костюченко и др., 2012).

Поэтому до сих пор нет единого мнения о том, что собой представляет Приуральская область ЗСГС: или это восточная часть Уральского складчатого пояса или относительно молодые нерасчлененные структуры Западно-Сибирской плиты, возникшие на месте палеокеана.

Существует ряд однотипных тектонических схем, основанных на представлениях о восточном продолжении Урала. Их содержание основывается на интерпретации потенциальных полей с учетом петрофизических характеристик породных комплексов Урала. Они частично корректируются по мере поступления новой геологической информации. Современные геологические карты ограничены приповерхностными структурами осадочного чехла с выделением ряда тектонических разломов (рис. 1).

Поэтому весьма актуальной проблемой является выяснение природы и тектоники земной коры Приуральской области ЗСГС. Это возможно сделать на основе результатов тематических исследований, выполненных в Институте геофизики в последний десяток лет, реализованных в виде объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы и схемы тектонического районирования (Дружинин и др., 2013; 2014а; 2015а) с учетом данных глубокого параметрического бурения (Бочкарев и др., 2013). Сопоставление указанной информации с тектонической картой осадочного мезокайнозойского чехла (данные ОАО «СибНАЦ») позволит решить вопрос о связи глубинных и приповерхностных структур, и тем самым определиться с положением региональных границ осадочного мезокайнозойского бассейна. Одновременно подлежит решению один из основных вопросов тектоники: наличие и особенности широтной зональности земной коры, за которую нами принимается изменение строения основных подразделений на разных широтах (в данном случае в интервале 54–68º с.ш.). На рис. 2 приведен ранее не публикуемый сейсмогеологический разрез по профилю Северная Сосьва–Ялуторовск, пересекающий исследуемую территорию в юго-юго-восточном направлении протяженностью 950 км.

Содержание исследований

Схема тектонического районирования кристаллической коры Уральского региона представлена в монографии (Дружинин и др., 2014а) и недавно вышедшей статье (Дружинин и др., 2015а). В данных работах более детально рассмотрена та ее часть, которая относится к Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы. Была проведена частичная корректировка макета с учетом всей совокупности профилей глубинного сейсмического зондирования, включая Полярно-Уральский трансект, представленный сводным Салехардским профилем (Дружинин и др., 2014б). Это было необходимо также при составлении разреза земной коры по меридиональному трансекту М-65º, приведенному в данной статье, что позволило наглядно продемонстрировать особенности глубинного строения на разных широтах от 68 до 54º с.ш. (общая протяженность М-65º составляет 1700 км). На севере его расположены структуры Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазоны; в приполярных и северных широтах – подразделения Восточно-Уральской мегазоны; на широтах южнее 60º с.ш. – в основном пограничный шов (ПШ). Таким образом, меридиональное сечение М-65º охватывает основные структуры Уральской складчатой системы. Сводный разрез построен в соответствии с

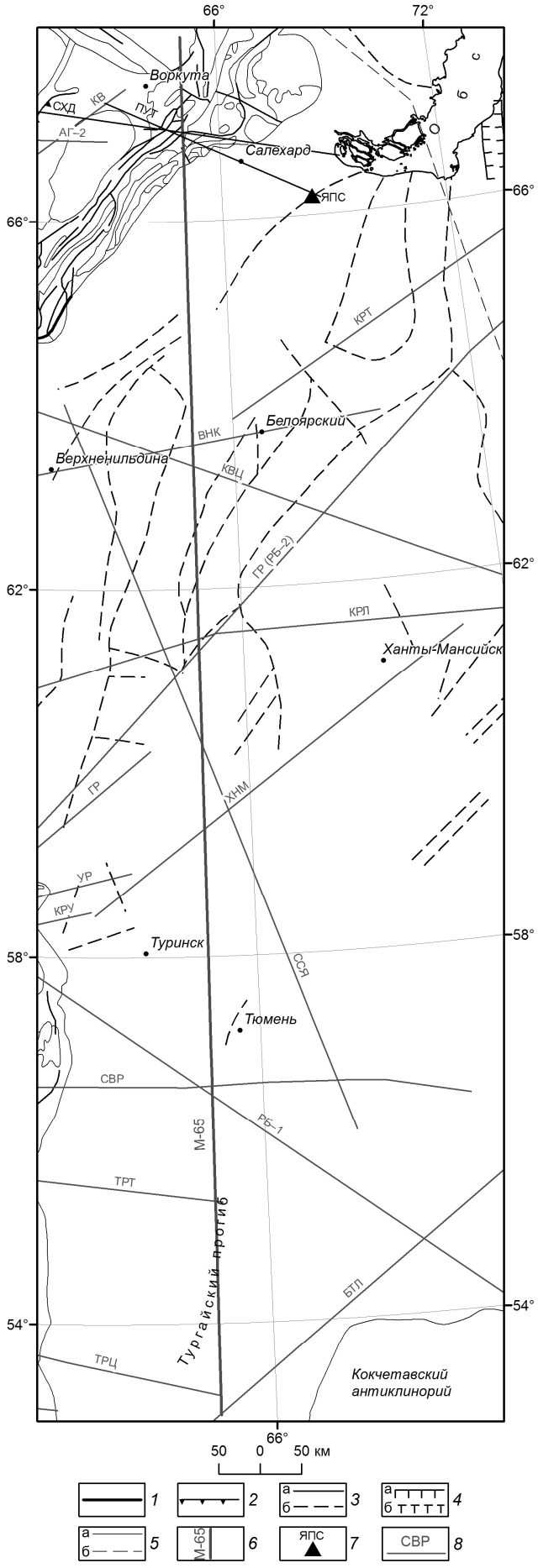


Рис. 1. Схема расположения профилей, совмещенная с фрагментом тектонической карты России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб 1:4000 000 (Тектоническая карта … , 2007).

Разрывные нарушения: *1* – главнейшие разломы, в том числе и глубинные. Надвиги и фронтальные линии шарьяжей: *2* – прочие, *3* – сбросы и взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые), *4* – сбросы и взбросы со значительным вертикальным смещением (а – достоверные, б – предполагаемые); *5* – границы структур: а – достоверные, б – предполагаемые; *6* – линия профиля М-65; *7* – Янгиюганская параметрическая скважина (ЯПС); *8* – геотраверсы и профили ГСЗ, МОВЗ (геотраверсы Центра «ГЕОН»: АГ-2 (Агат-2), КВЦ (Кварц), РБ-1 (Рубин-2), РБ-2 (Рубин-2), УР (Уральский МОВЗ), КРТ (Кратон); профили Баженовской геофизической экспедиции при участии Института геофизики УрО РАН: СВР (Свердловский), ГР (Гранит), ТРТ (Тараташский), КРУ (Красноуральский), ХНМ (Ханты–Мансийский), ССЯ (Сев. Сосьва–Ялуторовск), КРЛ (Красноленинский), ВНК (Верненильдино–Казым), ВЖО (Вижай–Орск); профиль Спецгеофизики: КВ (Купянск–Воркута); профиль ФГУНПП «Спецгеофизики» ГФУП «ВНИИГеофизики» при участии БГЭ: УРС (Южно-Уральский трансект – Уралсейс, или Урсейс); профиль Института геологии Коми научного Центра УрО РАН: СКВ (Сыктывкарский); СЛХ (Салехардский), ПУТ (Полярно-Уральский трансект)

данными на пересекаемых профилях ГСЗ с учетом схем поверхностей раздела основных сейсмических подразделений: нижнеархейского кристаллического фундамента (K_{01}) и основного сейсмогеологического раздела *M*. Более условно показана внутрикоровая расслоенность: поверхность раздела нижней коры (протокоры) и переходного мегакомплекса. Сейсмогеологический разрез совмещен с сечением объемной плотностной модели по меридиану 65º в.д., составленной по результатам предыдущих исследований (Дружинин и др., 2013; 2014а). Подобный опыт создания синтезированных разрезов земной коры был использован в качестве прогноза по Уралсейсу (там же) и для Приполярной области в процессе работ по северо-западной части ЗСГС (там же). Результаты последующих исследований подтвердили основные особенности составленных моделей.

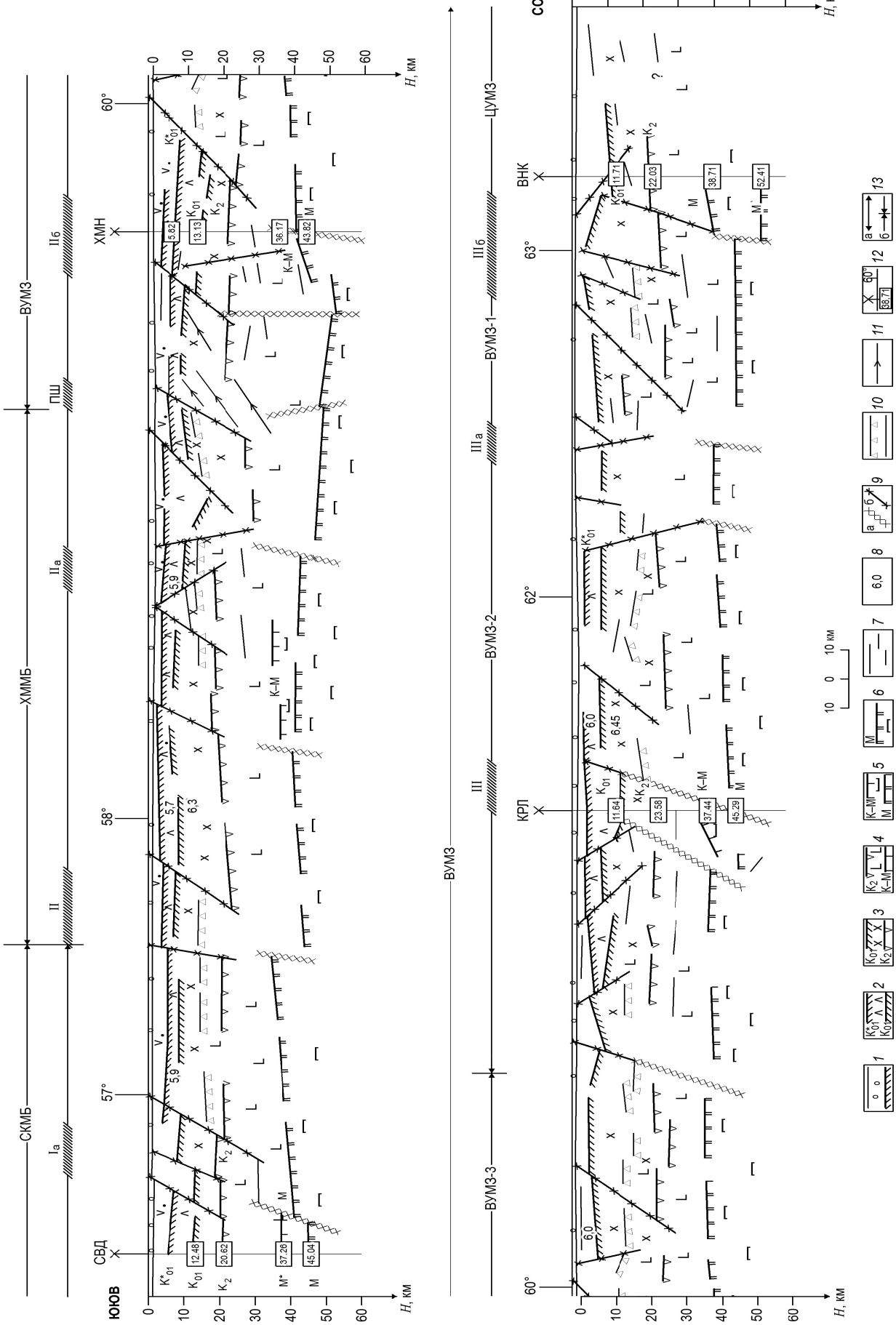

ЮЮВ
СВД
ХММН
ВНК
КРП
ССЗ
СКМБ
ХММБ
ВУМЗ
ЦУМЗ
ВУМЗ-1
ВУМЗ-2
ВУМЗ-3
ПШ
I
Ia
II
IIa
IIб
III
IIIa
IIIб
60°
58°
57°
63°
62°
H, км
10 0 10 км

Рис. 2. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю Северная Сосьва-Ялуторовск
Сейсмогеологические подразделения земной коры (*1–6*): *1* – верхняя часть первого сейсмогеологического этажа (СГЭ), представленного осадочными отложениями палеозоя (PZ) ВЕП, мезокайнозоя Западной Сибири (MZ–KZ); *2* – нижний комплекс I СГЭ, возможно, метаморфизованные породы основного состава нижнего протерозоя; *3* – второй СГЭ, преимущественно гранито-гнейсовые, гнейсовые породы архейского фундамента; *4* – третий СГЭ, соответствующий существенно переработанным в процессе эволюции породам протокоры; *5* – переходный комплекс в низах коры, в состав которого могут входить интрузивы ультрабазитов, габбро, основные гранулиты, анортозиты; *6* – основной сейсмогеологический раздел М, соответствующий относительно слабоизмененным породам верхней мантии; *7* – отражающие элементы в пределах земной коры и верхней мантии; *8* – значения скорости продольных волн в км/с. Разрывная тектоника: *9* – глубинные разломы и зоны разломов (а), разломы в верхних горизонтах земной коры (б); *10* – комплекс верхней части протокоры, представленный гнейсами, гнейсо-амфиболитами, амфиболитами, габброидами; *11* – отражающие элементы, занимающие секущее положение по отношению к основному структурному плану; *12* – линия профиля с пересечениями с субширотными профилями ГСЗ: Свердловским (СВД), Ханты-Мансийским (ХМН), Красноленинским (КРЛ), Верхненильдино-Казым (ВНК), значениями глубин на участке пересечения и градусной привязкой; *13* – основные структуры земной коры: СГМБ – Северо-Казахстанский мегаблок, ХММБ – Ханты-Мансийский мегаблок Западно-Сибирской платформы, ВУМЗ – Восточно-Уральская мегазона Уральской складчатой системы (а), контуры блоков (б)

В дальнейшем планируется составление аналогичных трансектов по меридианам 55 и 60º в.д. (М-55º и М-60º), что позволит представить в обобщенном виде специфику глубинного строения восточной окраины Восточно-Европейской платформы, Центрально-Уральской мегазоны и Западного склона Урала. Совместное рассмотрение трех меридиональных сечений даст возможность *обосновать* широтную зональность континентальной коры Уральского региона, намеченную в составленной схеме тектонического районирования (Дружинин и др., 2015а).

Тектоническая карта осадочного мезокайнозойского чехла (рис. 3) составлена в ОАО «СибНАЦ» по отражающему горизонту *А*, который отождествляется с подошвой чехла. Некоторые несоответствия могут быть для крупных отрицательных структур, заполненных субплатформенными отложениями промежуточного комплекса (Дружинин и др., 2015б).

Результаты исследований (рис. 4, рис. 5, цветная вкладка)

1. Домезозойское основание осадочного чехла Приуральской области ЗГСЗ в соответствии со схемой тектонического районирования (Дружинин и др., 2013; 2014а) представлено Восточно-Уральской мегазоной, окраинными мегаблоками ЗСП и пограничным швом между ними. В северных и полярных широтах западная окраина геосинеклизы приходится на Центрально-Уральскую мегазону в составе Тагильского прогиба. Поэтому устоявшееся мнение об ограниченности структур Урала «палеозойским» уступом (Пучков, 2010) подлежит существенной корректировке в пределах рассматриваемой территории.

Вопрос о восточной границе уралид важен с научно-практической позиции, но далеко не однозначен и решается поразному в зависимости от представлений о геодинамике и развитию Урала и Западной Сибири и имеющегося геолого-геофизического материала.

На предложенной схеме (см. рис. 5, цветная вкладка) выделен пограничный шов, который отделяет собственно уралиды от структур более стабильной древней Западно-Сибирской плиты. Он отличен по глубинному строению, имеет сложные пространственные параметры: при общем северо-северо-восточном направлении смещения на разных широтах значительные (до 100 и более километров). Основание складчатых комплексов палеозоя и дофанерозоя ВУМЗ представлено, вероятно, нижнеархейскими гнейсами, которое соответствует поверхности раздела K_{01} на рис. 4 (цветная вкладка). Не исключено, что оно принадлежит древнему фундаменту Западно-Сибирской платформы, существенно переработанного активными тектономагматическими процессами, проис-

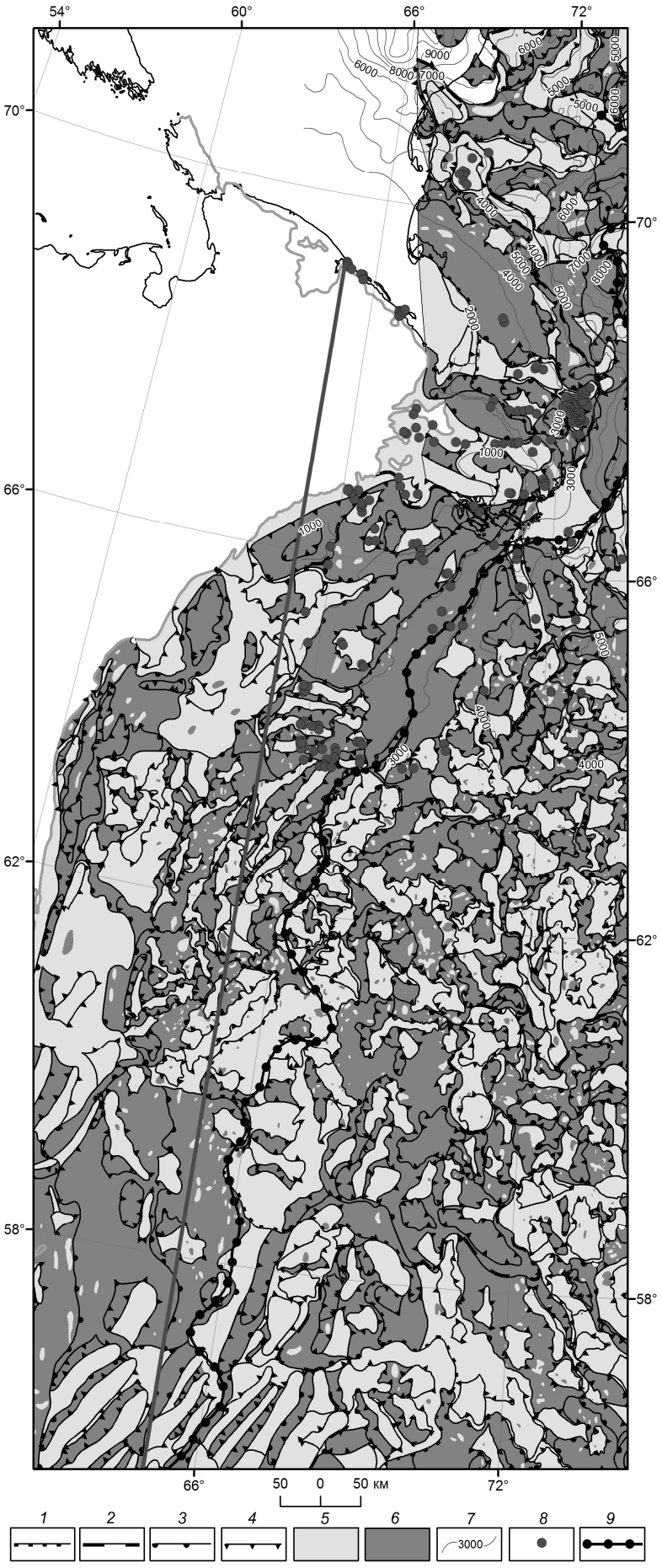


Рис. 3. Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы (Тектоническая … , 2011)

Границы структур (*1–6*): *1* – субрегиональных, *2* – надпорядковых, *3* – крупных I порядка, *4* – крупных II порядка, *5* – положительные структуры; *6* – отрицательные структуры; *7* – изогипсы рельефа отражающего горизонта *А*, в метрах; *8* – скважины, вскрывшие фундамент; *9* – восточная граница Приуральской области Западно-Сибирского осадочного бассейна в соответствии со схемой тектонического районирования кристаллической коры

ходящими в верхней мантии в Центральной мегазоне Урала. Следующий мощный энергетический источник и связанные с ним геодинамические преобразования литосферы пришлись на пермо-триас с очагами возмущения в верхней мантии в центральных частях древней Западно-Сибирской платформы. Геологические преобразования в промежуточный период от верхнего силура до поздней перми в Уральском регионе были менее значительными, но коснулись огромных территорий, включая Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую платформы. Относительно пассивный этап развития, тем не менее, имеет некоторые отличия в глубинном портрете отдельных подразделений, обусловленных типом структур, созданных в предшествующий активный этап развития. Исходя из этих соображений, на схеме показан пограничный шов по восточной границе развития *собственно уралид*. Задача становится трудноразрешимой, если расширить временной диапазон для уральского типа структур и не учитывать специфику глубинного строения земной коры и верхней мантии

Урала и Западной Сибири. Такие крупные исследователи Западной Сибири как В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов и др. большую часть фундамента осадочного чехла ЗСП относят к уралидам (Бочкарев, Брехунцов, 2008; Бочкарев, Чувашов, 2014а; 2014б). Дополнительную путаницу вносят в данный вопрос высказывания об ограничении Урала западной частью ВУМЗ (Дьяконова и др., 2011). Предположение сделано на основании интерпретации МТЗ в районе Свердловского пересечения, где была зарегистрирована аномалия повышенной электропроводности. В наших работах подобная аномалия объяснялась присутствием широтноориентированной зоны микротрещиноватости земной коры, расположенной в пределах глубинной дислокации и *не имеющей отношения к восточной границе Урала* (Дружинин и др., 2014а; 2015б). Аналогичная ситуация наблюдается в полярных широтах. На востоке Полярно-Уральского трансекта была обнаружена по данным МТЗ крупная аномалия повышенной электропроводимости в земной коре, которая имеет выходы в верхнюю часть фундамента. Бурение глубокой параметрической Янги-Юганской скважины глубиной свыше 4 км, расположенной в 70 км восток-юго-восточнее г. Салехарда, аномального объекта не обнаружило, вскрыты типичные для Восточно-Уральского поднятия геосинклинальные отложения (Бочкарев и др., 2013; Бочкарев, Чувашов, 2014а; 2014б). Следует отметить, что ПУТ расположен также в районе крупной субширотной дислокации. Если наше предположение о природе аномалии МТЗ правильно, то появляется весомый критерий выделения таких важных элементов тектоники земной коры как субширотные дислокации.

2. Установлена сложная модель кристаллической коры, которая характеризуется в частности *отсутствием упорядоченности* в расположении структур первого и второго порядка. Например, количество зон, входящих в состав ВУМЗ, изменяется в меридиональном направлении от 1 до 4. Такая пестрая картина сопровождается многочисленными смещениями контуров структур на значительные расстояния до 100 км в южной части и до 250 км в полярных широтах. Такого рода нелинейность наиболее характерна для пограничного шва и уменьшается на запад в сторону открытого Урала. Основной причиной создания подобного образа, вероятно, являются субширотноориентированные тектонические воздействия в пермо-триасе на сформировавшуюся в предыдущие этапы структуру *собственно уралид*. В определенной степени правы авторы монографии (Костюченко и др., 2012), отмечая *нерасчлененность* на данной территории фундамента Западно-Сибирской плиты. Полученная нами информация конкретизирует эту общую оценку: причина сложного строения, нелинейности расположения основных подразделений определяется действием противоположно направленных деформаций с запада и востока, к которым в приполярных и полярных широтах добавляется северная составляющая поля геодинамических напряжений. В этом заключается важность выполненных исследований: полученная информация совместно с имеющимися данными по низам осадочного чехла и верхней части домезозойского основания может стать основой для составления тектонической карты фундамента Приуральской области, необходимой для повышения уровня регионального и регионально-зонального прогнозирования поисков и разведки месторождений УВ.

3. Меридиональный трансект М-65.

Сейсмогеоплотностной разрез по М-65 представлен в виде разломно-блоковой модели на рис. 4 (цветная вкладка). Разделение на блоки произведено по сейсмическим данным и по результатам плотностного моделирования. Размеры блоков земной коры изменяются в пределах 50–100 км. Частая перемежаемость блоков отражает нелинейность расположения основных глубинных структур. Параметры земной коры более выдержаны в южной части до широты 59º с.ш. по сравнению с северными широтами. Кроме того, приполярная часть, начиная с 64º с.ш., выделяется уве-

личенными значениями мощности земной коры. Рельеф поверхности древнего кристаллического фундамента (K_{01}) меняется в интервале глубин 8–15 км, а поверхность основного сейсмогеологического раздела *M* – в пределах 43–55 км. Установлена пространственная расслоенность земной коры на сейсмогеологические этажи мегакомплексы, которая существенно меняется по меридиану 65º в.д. (см. рис. 4, цветная вкладка) в зависимости от типа пересекаемого подразделения. Тем самым подчеркнута региональная выдержанность основных параметров строения мегазон Уральской складчатой системы. Локальные изменения наблюдаются в зонах субширотных дислокаций и пограничных структур (ПШ) по восточной окраине УСС. Нелинейность структур, проявленная в частности по М-65, вызвана наличием значительного количества субширотных дислокаций, сопровождающих смещения контуров на существенные расстояния без значительного изменения основных параметров строения подразделений земной коры. В ранее опубликованной статье (Дружинин и др., 2015б) указано, что к таким зонам приурочены процессы сдвиговой тектоники, образование триасовых грабенов, локальных рифтовых структур с излияниями базальтовых магм. Основная часть крупных дислокаций совпадает с субширотными трансрегиональными, намеченными в работе (там же).

4. Сопоставление тектоники осадочного чехла и кристаллической коры.

Сравнение тектонической карты мезокайнозойского чехла и схемы тектонического районирования земной коры подчеркивает их сходство в региональном плане, несмотря на их сложный характер, причины которого рассмотрены выше.

Это проявлено в следующем.

Деление Приуральской области на три крупных сегмента, разделенных зонами глубинных субширотных дислокаций в районе широт 58–59º с.ш. и 63–64º с.ш. В состав Центрального сектора входят две части, разделенные дислокацией на широтах 61–62º с.ш. Это проявлено в положении суперрегиональной границы, указанной в условных обозначениях к карте под номером 1 (рис. 5, 6). Она в основном совпадает с пограничным швом в модели земной коры. Имеющиеся отклонения нуждаются в корректировке, как это сделано, к примеру, на Казым-Полуйской площади (см. рис. 6). Очевидно, что при выделении и определении региональных структур осадочного чехла, учитывая сложное строение геологической среды Приуральской области и их зависимость от тектоники фундамента, необходимо принимать во внимание специфику глубинного строения, что и сделано для исследуемой площади.

Второе важное замечание.

Глубинные субширотные дислокации находят отображение в положении выделенных тектонических границ осадочного чехла и расположении структур меньшего порядка (см. рис. 6). В ранее опубликованной статье подчеркивалась их роль в гранитизации и образованием локальных грабен-рифтовых нижнемеловых структур (Дружинин и др., 2015б). При рассмотрении этого вопроса учитывалась схема расположения подобных элементов, приведенная в работе (Бочкарев и др., 2010). Таким образом, для Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы может быть сделан вывод о тесной связи поверхностных и глубинных структур и о необходимости рассмотрения их как *единого целого*. Необходим более тщательный и сопоставительный анализ представленной информации, которая требуется для составления тектонической карты домезозойского основания и регионально-зонального прогнозирования, особенно при поисках месторождений УВ в глубокопогруженных отложениях.

При рассмотрении соотношения приповерхностных и глубинных структур следует подчеркнуть, что западный пояс впадин ЗСГС с увеличенной мощностью осадочного слоя, выделенного в интервале 61–67º с.ш. (см. рис. 6), находится в восточной части Тагильского прогиба Центрально-Уральской мегазоны земной коры, обладающего ограниченным нефтегазовым

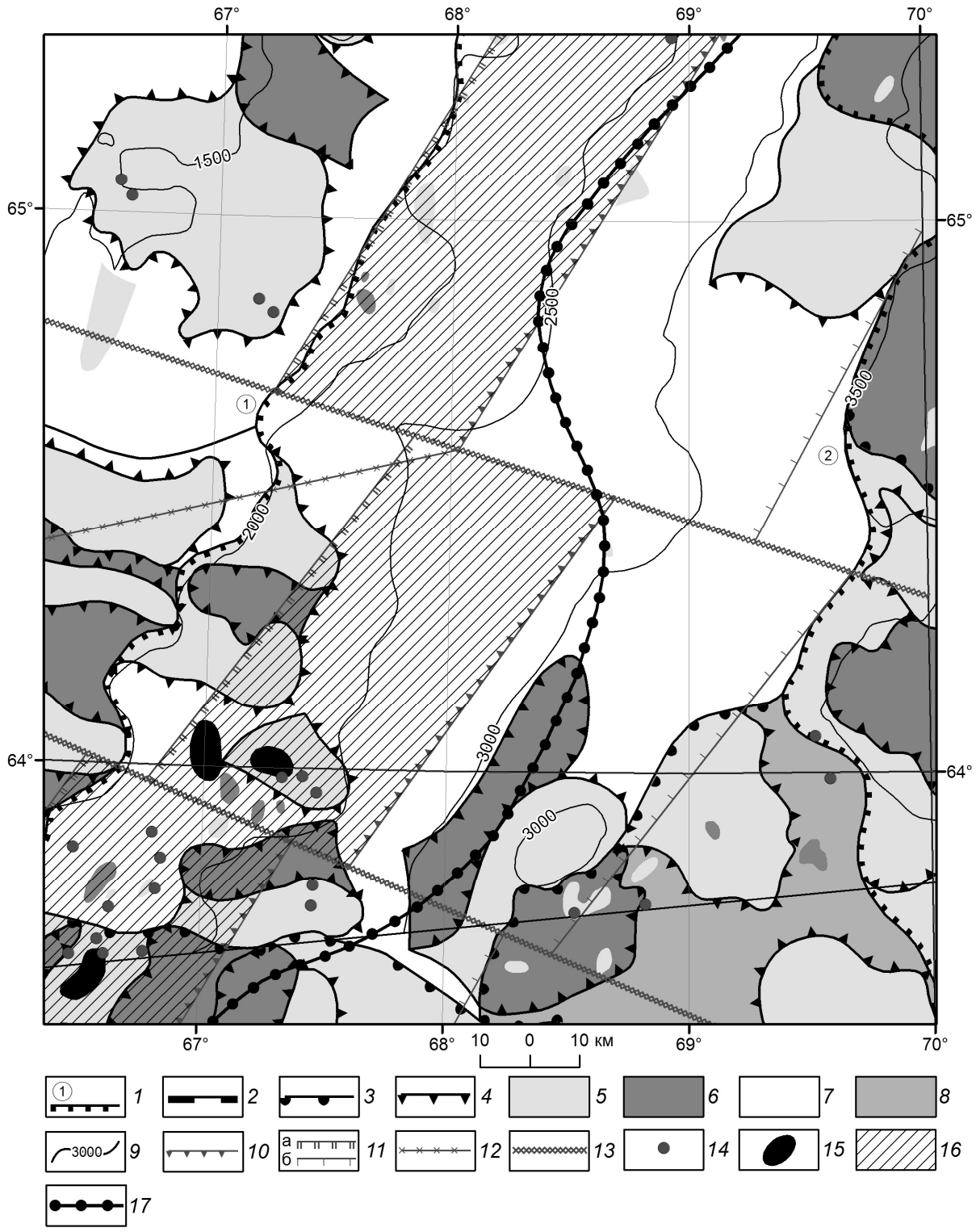


Рис. 6. Фрагменты тектонической карты мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы (Тиктоническая … , 2011) и тектонической схемы кристаллической коры, Казым-Полуйская площадь

Границы структур (*1–7*): *1* – субрегиональных, *2* – надпорядковых, *3* – крупных I порядка, *4* – крупных II порядка, *5* – положительные структуры; *6* – отрицательные структуры; *7* – однокрылые структуры; *8* – мезоседловины; *9* – изогипсы рельефа отражающего горизонта *А*, в метрах; *10* – контуры структур I порядка; *11* – контуры мегаблоков (а), блоков (б); *12* – предполагаемые глубинные разломы; *13* – субширотные дислокации согласно тектонической схеме (см. рис. 5, цветная вкладка); *14* – скважины, вскрывшие фундамент; *15* – месторождения углеводородов; *16* – пограничный шов между УСС и ЗСГБ; *17* – возможное положение западной границы Ханты-Мансийско-Надымского мегаблока в осадочном чехле

потенциалом. Это заключение сделано ранее (Дружинин и др., 2009) по району Ляпинского мегапрогиба, входящего в южную часть системы рассматриваемых впадин.

На рис. 6 показано возможное положение субрегиональной границы осадочного чехла, соответствующей восточному борту Приуральской области ЗСГС. Тем самым подчеркнуто, что, несмотря на сложную палитру структур осадочного чехла, существование пограничного шва между собственно уралидами и Западно-Сибирской древней платформой отразилось на тектонике отложений MZ-KZ. Не исключено, что показанная граница является *надрегиональной* при рассмотрении тектоники осадочного чехла в принятой авторами классификации (см. рис. 6).

Выводы и рекомендации

1. Основание мезо-кайнозойского чехла Приуральской области соответствует коре континентального типа и относится в основном к Восточно-Уральской мегазоне УСС. В приполярных и полярных широтах западная часть бассейна приходится на Тагильский прогиб Центрально-Уральской мегазоны. На востоке при переходе к структурам западной окраины Западно-Сибирской древней платформы находится пограничный шов, активизированный, повидимому, в верхнем силуре-девоне.

2. Геологические и геофизические данные свидетельствуют о разделении домезозойского основания на мегазоны и зоны, в состав которых входят комплексы с петрофизическими и возрастными характеристиками типичными для открытых структур Урала. Оно (основание) характеризуется наличием глубинных субширотных зон, осложняемых глубинными сдвигами, в результате чего структурно-тектонический план палеозойских пород имеет неупорядоченный план, обусловленный нелинейным характером развития, что четко фиксируется в тектонической картине строения осадочного чехла. Отмечен дискретный характер проявления активности с образованием изолированных грабен-рифтовых структур, приуроченных к субширотным зонам глубинных дислокаций.

3. Выполненный анализ свидетельствует о необходимости и возможности составления *тектонической модели* домезозойского основания для всей Приуральской области ЗСГС, с использование объемной информации о строении земной коры и осадочного чехла, что обеспечивает более высокий уровень регионального и регионально-зонального прогнозирования с учетом имеющегося опыта разведочно-поисковых работ на данной территории.

4. Основная часть месторождений УВ в Приуральской области приходится на ее восточную часть и приурочена к зонам субширотных дислокаций. Не исключена возможность обнаружения месторождений в западных районах ВУМЗ, например, Ереминская и Чернореченская площади.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН, проект № 15-18-5-33.

Литература

Аплонов С.В. Палеообский «океан» и его роль в нефтегазоносности Западной Сибири // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Недра, 1993. С. 85–90.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Генеральные тектонические модели Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2008. № 3. С. 6–23.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.А., Лукомская К.Г. Типизация пермско-триасовых вулканотектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 5. С. 6–32.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Горбачев В.И., Наркисова В.В., Тарханов Г.В. Первые U-Pb датировки по цирконам докембрийских гранитов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4. С. 14–31.

Бочкарев В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014а. № 11. С. 6–26.

Бочкарев В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014б. № 12. С. 6–17.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю, Брехунцов А.М., 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., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014а. 226 с.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43–58.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. Тектонодинамическая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015а. Т. 463. № 2. С. 1–4.

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Тектоническое строение, гранитизация и нефтегазоносность Приуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015б. № 4. С. 7–15.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Недядько В.В. Строение земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 498–505.

Дьяконова А.Г., Сурина О.В., Человечков А.И. Геоэлектрическое строение литосферы Среднего Зауралья по данным комплекса методов индуктивной разведки // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 54–68.

Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Кременицкий А.А. Тимано-Урало-Пайхойская коллизионная область. М.: Геокарт-Геос, 2012. 210 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500 000 // Геология СССР. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. Приложение 2. М.: Недра, 1969.

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

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезокайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 3–15.

Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий М 1:4000000 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Картография, 2007.

Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Тюмень: ОАО СибНАЦ, 2011.

УДК 550.83

ВЫЧИСЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ПОМОЩЬЮ АППРОКСИМАЦИИ ЕГО МОДУЛЯ СИСТЕМОЙ НАМАГНИЧЕННЫХ ОТРЕЗКОВ

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация Представлен метод вычисления вертикальной составляющей аномального магнитного поля по распределению его абсолютного значения. Преобразование основано на аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции набором сингулярных источников и последующим вычислении вертикальной компоненты поля от подобранного распределения. В качестве модельных источников использован набор стержней, однородно намагниченных вдоль своей оси. Проведено исследование применимости различных методов нелинейной оптимизации для решения данной задачи. Алгоритм реализован с помощью технологии параллельных вычислений на графическом процессоре NVidia. Аппроксимация магнитного поля и определение его вертикальной составляющей проведено на примере территории Приполярного и Полярного Урала.

Магнитное поле, аппроксимация, сингулярный источник, нелинейная оптимизация, параллельные вычисления, видеопроцессор, CUDA.

GEOMAGNETIC FIELD VERTICAL COMPONENT CALCULATION BY MAGNETIZATED RODS SYSTEM APPROXIMATION OF ITS ABSOLUTE VALUE

Byzov D.D., Muraviev L.A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. We present an anomalous magnetic field vertical component calculation method from its absolute value distribution. Conversion is basing on the magnetic induction module anomalies approximation by singular sources set and magnetic field vertical component calculation due to its optimized distribution. Set of rods, uniformly magnetized along its axis, are used as singular sources. Different methods of nonlinear optimization applicability was analyzed. The algorithm is implemented with parallel computing technologies on the GPU NVidia. Approximation of the magnetic field and calculation of its vertical component held by the example of the Circumpolar and Polar Urals.

The magnetic field, singular sources approximation, nonlinear optimization, parallel computing, video processor, CUDA, Polar Urals.

Введение

При изучении глубинного строения земной коры часто используются модели горизонтально-слоистой среды. Существует методика определения трехмерных поверхностей намагниченных слоев земной коры на основе данных о вертикальной компоненте магнитной индукции B_z, измеренной на некоторой площади (Мартышко и др., 2014; Федорова и др., 2013). Однако, при выполнении магнитных съемок в основном используется аппаратура, измеряющая абсолютные значения модуля геомагнитного поля T, поэтому аномальное магнитное поле литосферы представлено модульными значениями ΔTa. Поскольку для северных территорий России наклонение вектора индукции геомагнитного поля превышает 70º, поэтому зачастую в практике при моделировании вертикальную составляющую аномалии B_z заменяют на модуль ΔTa, что возможно в рамках допустимых погрешностей. В настоящей статье описан метод вычисления вертикальной составляющей магнитных аномалий для корректного применения методов решения трехмерных обратных задач магнитометрии. Преобразование основано на аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции ΔTa набором сингулярных источников и последующим вычислении вертикальной компоненты поля B_z от подобранного распределения.

Математический аппарат

В трехмерном случае для аппроксимации магнитных аномалий набором сингулярных источников необходимо выбрать оптимальный класс модельных объектов. В работе (Майер и др., 1985) предложено использовать в качестве модельных тел

отрезки с произвольным направлением вектора намагниченности. Каждый отрезок описывается девятью параметрами: координаты концов и составляющие вектора намагниченности. В данной работе мы предлагаем использовать отрезки, однородно намагниченные вдоль своего направления. Тогда количество подбираемых параметров каждого модельного отрезка снижается до семи, что увеличивает устойчивость решения задачи.

Напряженность магнитного поля **H** в точке **p** – (ξ, η, ζ) декартовой прямоугольной системы координат трехмерного пространства от отрезка с координатами концов $\mathbf{r}_1 = (x_1, y_1, z_1)$, $\mathbf{r}_2 = (x_2, y_2, z_2)$ и постоянной линейной намагниченностью $\mathbf{J}=(J_x, J_y, J_z)$ в системе единиц СИ определяется формулой:

$$\mathbf{H}(\mathbf{p}) = -\frac{1}{4\pi}\begin{pmatrix} U_{x,x} & U_{x,y} & U_{x,z} \\ U_{y,x} & U_{y,y} & U_{y,z} \\ U_{z,x} & U_{z,y} & U_{z,z} \end{pmatrix}\mathbf{J} \qquad (1)$$

$$U_{i,j} = \frac{|\mathbf{a}|}{|\mathbf{d}_1||\mathbf{d}_2|q}\left(\left(\frac{1}{|\mathbf{d}_1|}+\frac{1}{|\mathbf{d}_2|}\right)\times\right.$$

$$\times\left(\frac{1}{q}(D_{1i}+D_{2i})(D_{1j}+D_{2j})-\delta_{i,j}\right)+$$

$$\left.+\frac{1}{|\mathbf{d}_1|}D_{1i}D_{1j}+\frac{1}{|\mathbf{d}_2|}D_{2i}D_{2j}\right),$$

где $\mathbf{d}_1 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{p}$, $\mathbf{d}_2 = \mathbf{r}_2 - \mathbf{p}$, $\mathbf{a} = \mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1$,

$$\mathbf{D}_1 = \frac{\mathbf{d}_1}{|\mathbf{d}_1|}, \quad \mathbf{D}_2 = \frac{\mathbf{d}_2}{|\mathbf{d}_2|}, \quad q = 1 + (\mathbf{D}_1, \mathbf{D}_2),$$

$\delta_{i,j}$ – символ Кронекера, i и j заменяют обозначения x, y, z.

Если принять вектор намагниченности направленным вдоль отрезка, т. е. $\mathbf{J} = |\mathbf{J}|\frac{\mathbf{a}}{|\mathbf{a}|}$, то формула существенно упрощается:

$$\mathbf{H}(\mathbf{p}) = \frac{|\mathbf{J}|}{4\pi}\left(\frac{\mathbf{D}_2}{\mathbf{d}_2^2}-\frac{\mathbf{D}_1}{\mathbf{d}_1^2}\right) \qquad (2)$$

Таким образом, прямая задача магнитометрии для отрезка решается относительно просто в элементарных функциях, что напрямую влияет на скорость вычислений.

Пусть на некотором множестве $\{\mathbf{p}_j\}_{j=0}^{M-1}$ M точек заданы измеренные значения аномалий модуля магнитной индукции ΔT и вектор нормального поля $\mathbf{B}_n$:

$$\{\Delta T(\mathbf{p}_j), \mathbf{B}_n(\mathbf{p}_j)\}_{j=0}^{M-1}$$

Множество из N отрезков, поле которых на фоне нормального аппроксимировало бы заданные аномалии модуля, можно получить путем минимизации функционала по параметрам этих отрезков:

$$F\left(\{\mathbf{r}_{1i}, \mathbf{r}_{2i}, \mathbf{J}_i\}_{i=0}^{N-1}\right) = \sum_{j=0}^{M-1}\left(\left|\mathbf{B}_n(\mathbf{p}_j) + \mu_0\sum_{i=0}^{N-1}\mathbf{H}_i(\mathbf{p}_j)\right| - \right.$$

$$\left. - \left|\mathbf{B}_n(\mathbf{p}_j)\right| - \Delta T(\mathbf{p}_j)\right)^2, \qquad (3)$$

где $\mathbf{H}_i(\mathbf{p}_j)$ – поле i-ого отрезка в точке $\mathbf{p}_j$, μ_0 – магнитная постоянная.

Технология оптимизации

При аппроксимации магнитных аномалий и минимизации функционала (3) мы применяли методы, использующие сопряженные направления (Химмельблау, 1975). В общем виде их можно описать следующим образом. Пусть требуется найти минимум функции $f(\mathbf{x})$, $\mathbf{x} \in \mathbf{R}^n$ и на k-ой итерации метода значение аргумента получилось равным $\mathbf{x}^{(k)}$, а направление поиска – $\mathbf{p}^{(k)}$. Новое значение $\mathbf{x}^{(k+1)}$ выбирается поиском минимума f вдоль направления $\mathbf{p}^{(k)}$:

$$\alpha^{(k)} = \arg\min_{\alpha} f\left(\mathbf{x}^{(k)} + \alpha\mathbf{p}^{(k)}\right),$$

$\mathbf{x}^{(k+1)} = \mathbf{x}^{(k)} + \alpha^{(k)}\,\mathbf{p}^{(k)}$. Одномерный поиск можно выполнять произвольным способом, мы же использовали метод золотого сечения. Следующее направление поиска получают так: $\mathbf{p}^{(k+1)} = -\nabla f(\mathbf{x}^{(k+1)}) + \beta^{(k)}\,\mathbf{p}^{(k)}$, где $\beta^{(k)}$ – некоторый коэффициент, выбором которого специфицируют методы сопряженных градиентов:

$$\beta^{(k)} = \frac{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right)\right)}{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)}$$ – метод

Флетчера–Ривса (для квадратичных функций сходится не более чем за n итераций);

$$\beta^{(k)} = \max\left\{\frac{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right) - \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)}{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)}, 0\right\}$$

– метод Поляка–Рибьера;

$$\beta^{(k)} = -\frac{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right) - \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)}{\left(\mathbf{p}^{(k)}, \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right) - \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)} \quad -$$

метод Хестенса–Штифеля;

$$\beta^{(k)} = -\frac{\left(\nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right), \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right)\right)}{\left(\mathbf{p}^{(k)}, \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k+1)}\right) - \nabla f\left(\mathbf{x}^{(k)}\right)\right)} \quad -$$

метод Дай–Юаня.

Для различных функций f тот или иной выбор β будет наилучшим вариантом. В нашем случае, как показала практика, метод Поляка–Рибьера сходился быстрее трех других. При любом выборе β начальное значение $\mathbf{p}^{(0)}$ принимается равным $-\nabla f(\mathbf{x}^{(0)})$; кроме того, после каждых n итераций, либо в случае возрастания f вдоль направления $\mathbf{p}^{(k)}$, нужно произвести «обновление» метода: положить $\mathbf{x}^{(k+1)} = \mathbf{x}^{(k)}$, $\mathbf{p}^{(k+1)} = -\nabla f(\mathbf{x}^{(k+1)})$. Условиями остановки итерационного процесса мы выбрали: достижение требуемой точности подбора $f(\mathbf{x}^{(k)}) < \varepsilon_1$, т. к. в нашем случае $F\left(\{\mathbf{r}_{1i}, \mathbf{r}_{2i}, \mathbf{J}_i\}_{i=0}^{N-1}\right)$ должно стремиться к 0; длина шага метода два раза подряд была меньше заданного значения $|\mathbf{x}^{(k+1)} - \mathbf{x}^{(k)}| < \varepsilon_2$, в такой ситуации метод «топчется на месте»; норма градиента два раза подряд меньше априори заданной погрешности $|\nabla f\ (\mathbf{x}^{(k)})| < \varepsilon_3$, т. к. в этом случае метод «находится» около критической точки и в последующих итерациях длина шага будет сопоставима с ε_3.

Для устойчивой сходимости метода и сохранения некоторого физического смысла (например, отрезки не могут располагаться выше поверхности точек измерения поля) решение искалось на выпуклом компактном множестве в рамках заданных постоянных ограничений на параметры $\mathbf{x} \in \Omega \subset \mathbf{R}^n$. Применялся метод проекций (Химмельблау, 1975): на каждой итерации перед выбором длины шага вместо направления $\mathbf{p}^{(k)}$ берется его проекция на множество допустимых значений $\mathbf{p}_\Omega^{(k)}$, затем $\alpha^{(k)}$ выбирается при дополнительном условии $\mathbf{x}^{(k+1)} \in \Omega$:

$$\alpha^{(k)} = \min\left\{\arg\min_{\alpha} f\left(\mathbf{x}^{(k)} + \alpha \mathbf{p}_\Omega^{(k)}\right), \max\left\{\alpha \middle| \mathbf{x}^{(k)} + \alpha \mathbf{p}_\Omega^{(k)} \in \Omega\right\}\right\}.$$

Приведенный выше метод был реализован в многопоточной программе на языке Си, которая использует вычислительные возможности современных графических процессоров (GPU) NVidia, опираясь на библиотеку CUDA и ее расширение cuBLAS.

Вычислительный пример

Для управления процессом вычисления на GPU создана программная оболочка «подбор стержнями» (рис 1, цветная вкладка), основная цель которой – генерация начального распределения модели стержней, возможность редактирования ее пользователем с тем, чтобы обеспечить хорошую сходимость процесса подбора.

Тестирование комплекса разработанных программ показало его пригодность для аппроксимации магнитных аномалий в трехмерном варианте полями однородно намагниченных отрезков.

Исследования проведены на примере приарктической части Уральского региона, участок заключен между 48–72° в.д. и 60–68° с.ш. Имеющаяся база данных аномального магнитного поля на данную территорию пересчитана в проекцию Гаусса–Крюгера, зона 11 центральный меридиан 63°. Исходное геомагнитное поле показано на рис. 2а (цветная вкладка), данные заданы на сетке размерностью 969×1335 ячеек с шагом 1 км. Величины поля за пределами участка заменены на пустые значения, таким образом, сетка содержит 1048333 непустых значений. Также в качестве исходных данных использованы компоненты нормального геомагнитного поля, вычисленные по модели IGRF (Thébault et al., 2015), и данные рельефа земной поверхности по базе SRTM PLUS (Becker et al., 2009; Муравьев, 2015). Все данные пересчитаны в ту же зону проекции Гаусса-Крюгера (Бызов, Муравьев, 2015) и подготовлены в виде сеток одинаковой размерности. Для предварительного тестирования был подготовлен также набор разрежен-

Таблица 1 Характеристики интенсивности магнитных аномалий

Поле (нТл)	Минимальное	Максимальное	Среднее	СКО	Стандартное отклонение
Исходное ΔTa	-881,10	2837,00	75,68	215,52	201,80
Подобранное ΔTa	-703,67	2559,18	75,95	215,71	201,90
Разность	-581,53	535,01	0,27	12,71	12,71
Восстановленное B_x	-1496,70	3000,74	7,68	195,82	195,67
Восстановленное B_y	-2118,47	2372,92	7,490	151,14	150,96
Восстановленное B_z	-729,66	2738,29	76,86	218,44	204,47

ных сеток с шагом 2, 5 и 10 км.

Ввиду значительной размерности задачи, вначале было решено разбить исходные данные на набор фрагментов в виде квадратных сеток размерностью 97×103 точек (130 фрагментов) и выполнять подбор для каждой из них. Для уменьшения краевых эффектов сетка каждого фрагмента дополнялась со всех сторон одним рядом ячеек, значения поля в которых устанавливались нулевыми. Для каждого квадрата генерировалась модель из 255 стержней, центры которых равномерно распределены на заданной пользователем глубине, например 9 км. Исходная длина всех стержней была одинаковая и также задана пользователем (8 км). Ориентировка в пространстве выбирается случайным образом. Намагниченность предполагается направленной вдоль стержня, исходное значение задается пользователем ($100 \cdot 10^6$ А·м).

Таким образом, подбирается $7 \cdot N$ параметров: 6 координат двух концов стрежня и интенсивность линейной намагниченности, N – число стержней модели. Среднее квадратичное отклонение (СКО) поля, вычисленного в результате подбора, от исходных значений ΔTa варьировалось от 3 до 20 нТл для различных фрагментов.

Модели стержней после подбора в пределах каждого фрагмента были объединены в общий файл, который был использован как начальное приближение для решения задачи на сетке полной размерности. После удаления отрезков, выходящих за пределы участка, полный подбор составил задачу размерности 28 199 стержней на сетке из 1 048 333 точек задания магнитного поля. Вычисление данной задачи на видеопроцессоре заняло порядка 8 минут на каждую итерацию на одном GPU NVidia GTX Titan Black. Характеристики результатов расчета приведены в табл. 1. Параметры подобранной системы стержней приведены в табл. 2.

На рис. 2 приведена карта подобранного модуля аномального магнитного поля исследуемого участка и вычисленная вертикальная компонента от подобранной системы стержней. Поскольку визуально карты почти неотличимы, на рис. 2г приведена разность этих компонент магнитного поля. Разность достигает значений ±400 нТл.

Заключение

Разработанная компьютерная технология может успешно использоваться для восстановления компонент аномального

Таблица 2. Характеристики параметров стержней

Параметр	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Глубина (км)	-15,10	-1,34	9,01	1,25
Намагниченность линейная (10^6 А·м)	98,36	101,29	99,90	1,470
Длина (км)	0,02	16,61	4,10	2,61

геомагнитного поля по известному распределению его абсолютного значения. Параллельная программная реализация показала высокую эффективность на сетках большой размерности. Получено распределение вертикальной составляющей аномального магнитного поля приарктической части Уральского региона в пределах участка заключенного между 48–72° в.д. и 60–68° с.ш. Разработанный алгоритм аппроксимации аномального магнитного поля также может быть использован для разделения источников аномалий.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №14-27-00059.

Авторы благодарны д.ф.-м.н. Н.В. Федоровой за постановку задачи, помощь в подготовке работы и ценные консультации.

Литература

Майер В.И., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Численная оптимизация при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Физика Земли. 1985. № 5. С. 46–57.

Мартышко П.С., Рублев А.Л., Федорова Н.В. Метод нахождения поверхностей намагниченных слоев земной коры // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 61–66.

Муравьев Л.А. Применение общеземных высотных данных в геофизических исследованиях // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects. Kyev 2015. [Access mode: http: // www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=80254].

Муравьев Л.А., Бызов Д.Д. Вычисление нормального магнитного поля в системе координат, связанной с проекцией Гаусса-Крюгера // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects. Kyev 2015. [Access mode: http: // www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=80232].

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Рублев А.Л., Цидаев А.Г. Магнитная модель северо-восточной части Европы // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 2. С. 25–37.

Химмельблау Д. Прикладное нелинейное программирование. М.: Мир, 1975. 536 с.

Becker, J.J., D.T. Sandwell, W.H.F. Smith et al. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, Marine Geodesy, 32:4. 355–371. 2009.

Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth Planets and Space. 2015. 05. PP. 67–79.

УДК 550.361:551.583

НОВЫЙ ПОДХОД К ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ТЕРМОМЕТРИИ 2,3 КМ СКВАЖИНЫ HUNT WELL (ПРОВИНЦИЯ АЛЬБЕРТА, КАНАДА)

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия
Майорович Я. – Университет Альберты, Эдмонтон, Канада
Шафанда Я. – Институт геофизики Чешской академии наук, Прага, Чехия

Аннотация. На основе ранее опубликованных данных термометрии 2363 м скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада) и результатов ранее проведенной интерпретации получены новые реконструкции температурной истории земной поверхности и изменений теплового потока через поверхность за последние 40 тыс. лет. Обсуждаются два варианта построения временно́й шкалы геотермических реконструкций: традиционный, основанный на априорных данных о температуропроводности пород, и альтернативный, базирующийся на синхронизации изменений теплового потока с колебаниями инсоляции, обусловленными вариациями параметров земной орбиты. Показано, что второй вариант обеспечивает лучшее согласование геотермических реконструкций с косвенными свидетельствами хронологии дегляциации исследуемого района.

Геотермия, реконструкция палеоклимата, температура земной поверхности, тепловой поток через земную поверхность, Висконсинское оледенение, дегляциация, Лаврентийский ледниковый щит.

NEW APPROACH TO PALEOCLIMATIC INTERPRETATION OF THE 2.3 KM DEEP HUNT WELL TEMPERATURE LOG (PROVINCE OF ALBERTA, CANADA)

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg, Russia
Majorowicz, J. – University of Alberta, Edmonton, Canada
Šafanda, J. – Geophysical Institute, AS CR, Prague, Czech Republic

Abstract. Using previously published results of' temperature log of the 2363 meter-deep borehole Hunt well (Alberta, Canada) and the results of its previous interpretation, the new reconstructions of ground surface temperature (GST) and surface heat flux (SHF) histories for the last 40 kyr have been obtained. Two ways of the timescale adjustment of geothermal reconstructions are discussed, namely the traditional method based on the a priori data on thermal diffusivity value, and the alternative one including the orbital tuning of the surface heat flux and Earth's insolation changes. It is shown that the second approach provides better agreement between geothermal reconstructions and proxy evidence of deglaciation chronology in the studied region.

Geothermics, paleoclimate reconstruction, ground surface temperature, surface heat flux, Wisconsin glaciation, deglaciation, Laurentide ice sheet.

Введение

Реконструкции климатических изменений прошлого, основанные на анализе данных скважинной термометрии, играют все более важную роль в палеоклиматических исследованиях. До недавнего времени основное внимание уделялось восстановлению температурной истории земной поверхности (GSTH – ground surface temperature history – см. (Čermak, 1971; Lachenbruch, Marshall, 1986; Harris, Chapman, 1995; Dahl-Jensen et al., 1998; Pollack et al., 1998; Демежко, 2001)). В последние годы геотермические данные все чаще используют для оценки энергетики климатических процессов (Beltrami et al., 2000; 2002; Beltrami, 2001; Demezhko et. al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Энергетическая характеристика климата выражается либо величиной аномального теплового потока через земную поверхность (SHF – surface heat flux) [Вт/м^2], либо изменением теплосодержания литосферы за определенный период [Дж или Дж/м^2].

Особый интерес для понимания климатической истории Земли представляют геотермические реконструкции длительно-

стью в несколько десятков тысяч лет. В этот период (15–10 тыс. л.н.) произошло глобальное климатическое событие – закончилась последняя ледниковая эпоха плейстоцена (Висконсинская – в Северной Америке, Вислинская – в Европе, Валдайская – на территории Восточно-Европейской равнины, Сартанская – в Сибири) и наступило современное межледниковье – голоцен. Для получения длительных геотермических реконструкций необходимо располагать данными термометрии по выстоявшимся скважинам глубиной не менее 1,5 км. При этом важно, чтобы скважины были пробурены в плотных слабопроницаемых, например в кристаллических, породах и не обнаруживали явных признаков конвективного теплопереноса. Понятно, что таких данных немного. Оценкам температурной истории, охватывающей несколько десятков тысяч лет, посвящены работы (Kukkonen, Šafanda, 1996; Rajver et al., 1998; Dahl-Jensen et al., 1998; Mareschal et al., 1999; Demezhko, Shchapov, 2001; Kukkonen, Jõeleht, 2003; Rolandone et al., 2003; Šafanda et. al., 2004; Demezhko et. al., 2007; Majorowicz, Šafanda, 2008; 2014; Chouinard, Mareschal, 2009; Mottaghy et al., 2010; Golovanova et al., 2012; Majorowicz et al., 2012; Демежко и др., 2013). Совсем недавно были впервые получены длительные реконструкции изменений климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность для района Онежского озера в Карелии (Demezhko et. al., 2013) и Среднего Урала (Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Отмечалось, что характер изменений теплового потока и температуры существенно различен. Температурная кривая фиксирует резкий рост в начале голоцена (ок. 12–10 тыс. л.н.) и более теплый климат межледниковья, в то время как рост теплового потока начинается примерно на 2 тыс. лет раньше, достигает максимума в начале голоцена, а затем поток уменьшается. Такие вариации потока близки к изменениям среднегодовой инсоляции земной поверхности Северного полушария (Berger, Loutre, 1991), а при корректировке коэффициента температуропроводности до $(0{,}71–0{,}75)\cdot10^{-6}$ м^2/с корреляция между ними достигает 98–99 %. На этом основании был сделан вывод о том, что изменения инсоляции, обусловленные вариациями параметров земной орбиты, являлись основной причиной климатических изменений того периода.

В настоящей статье на основании данных термометрии, записанных в канадской скважине Hunt Well, и результатов ранее проведенных палеоклиматических исследований (Majorowicz et al., 2012; 2014; Majorowicz, Šafanda, 2014) мы реконструируем изменения климатически обусловленного теплового потока и обсуждаем влияние Лаврентийского ледникового щита на тепловой режим земной поверхности в провинции Альберта (Канада).

Исходные данные и ранее проведенные исследования

Скважина Hunt Well (официальное наименование AOC GRANITE 7-32-89-10W4, координаты: 56,76064° с.ш., 111,55702° з.д.) глубиной 2363 м была пробурена в 2003 г. в пределах северо-западного крыла Западно-Канадского осадочного бассейна в 4 км к востоку от Форта Мак-Мюррей (рис. 1).

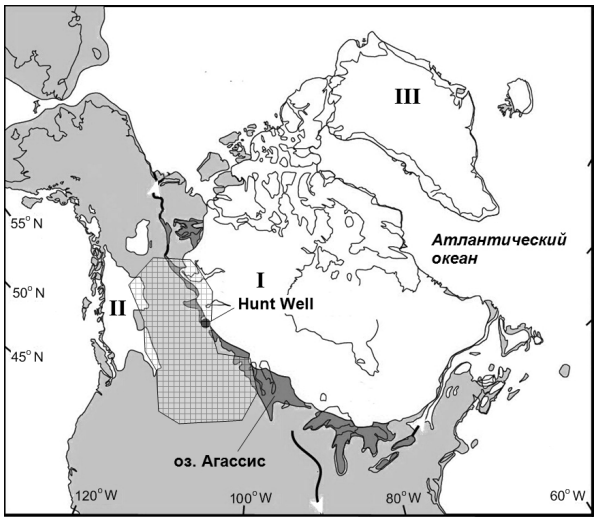


Рис. 1. Расположение скважины Hunt Well в палеогеографической обстановке ~12,7–12,8 тыс. л.н. Цифрами обозначены ледниковые щиты (I – Лаврентийский, II – Кордильерский, III – Гренландский), темно-серым цветом – приледниковые озера (по Murton et al., 2010), заштрихованная область – Западно-Канадский осадочный бассейн

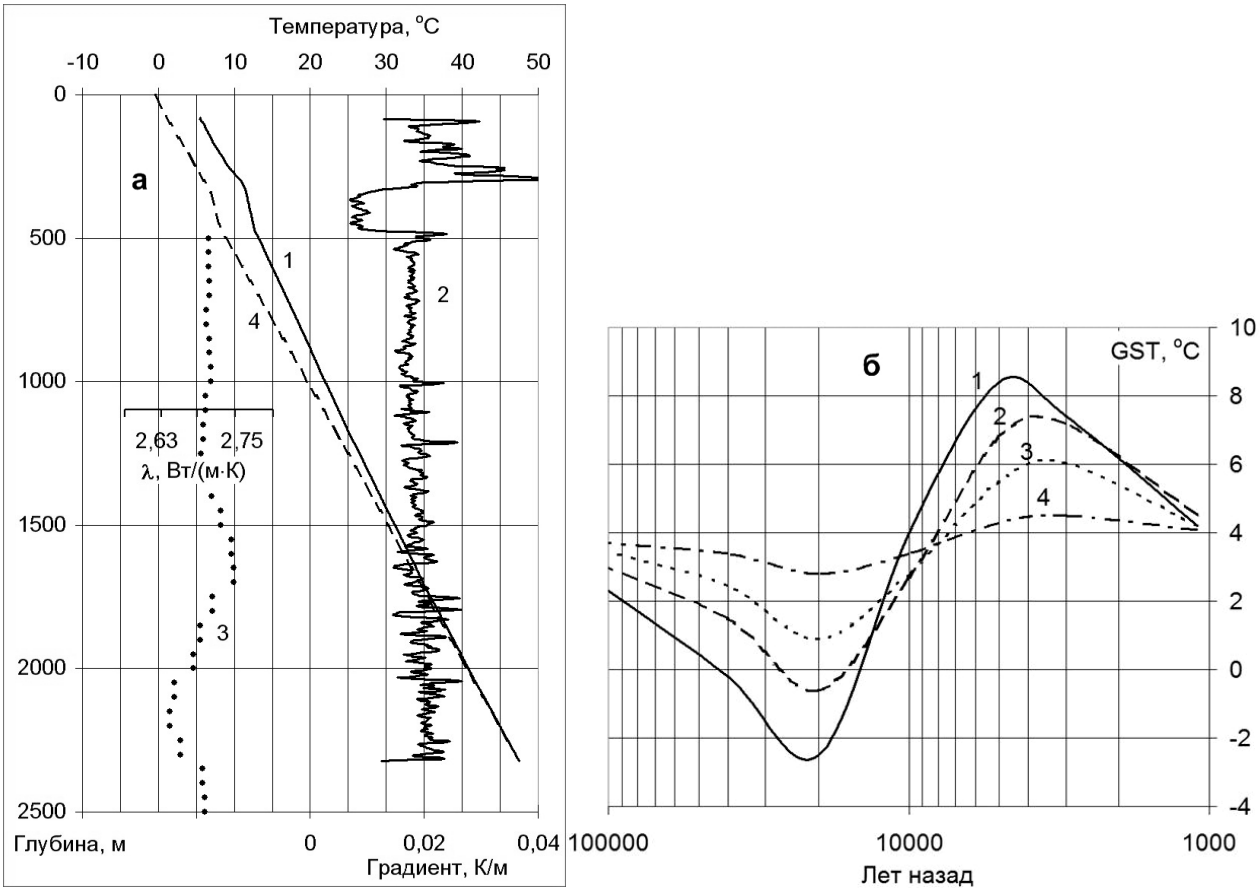


Рис. 2. Исходные данные и реконструкции по скважине Hunt Well (Majorowicz, Šafanda, 2014):
а) 1 – распределение температуры (каротаж – июль 2011); 2 – температурного градиента; 3 – апостериорное (после применения FSI-инверсии с SD = 0,02 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$) распределение теплопроводности; 4 – апостериорная модель стационарного распределения температуры (SD = 0,02 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$); б) реконструкции изменений температуры земной поверхности (GST) с помощью FSI-инверсии при различных значениях стандартного отклонения теплопроводности: SD = 0,02 (1); 0,1 (2); 0,2 (3); 0,5 (4) Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$

Скважина вскрыла 543 м фанерозойских осадочных пород и на 1820 м углубилась в докембрийские граниты кристаллического фундамента (Walsh, 2013; Schneider et al., 2014). Температурный каротаж (июль 2011) показал существенное увеличение температурного градиента в пределах гранитной толщи – от 18 К/км в верхней части до 21 К/км – у забоя (рис. 2), интерпретируемое как следствие влияния послеледникового потепления. Первоначально была реконструирована простейшая температурная история, включавшая лишь один акт потепления (Majorowicz et al., 2012). Она выявила повышение температуры поверхности на 9,6 ±0,3 °С, происшедшее 13,0 ±0,6 тыс. л.н. С учетом современной среднегодовой температуры земной поверхности в районе скважины +5 °С, температура периода оледенения была оценена в -4,4 ±0,3 °С.

Позднее петрофизическая модель разреза была уточнена (Majorowicz et al., 2014). По данным радиоактивного каротажа теплогенерация пород составила: 0,67 мкВт/м^3 для осадочной толщи (0–540 м), 3,52 мкВт/м^3 – для интервала (540–1500 м), 2,25 мкВт/м^3 (>1500 м) – для гранитов. Измеренные при комнатной температуре значения теплопроводности гранитов из скважины (среднее – 2,72 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$) были скорректированы с учетом зависимости от температуры и давления (Chapman, Furlong, 1992). Коэффициент температуропроводности был оценен равным (1,2–1,4)·10^{-6} м^2/с. Для реконструкции температурной истории на этот раз была применена более сложная методика – *инверсия в функцио-*

нальном пространстве (*Functional Space Inversion – FSI* (Shen, Beck, 1991)). Ее особенностью является зависимость результата от уровня априорно заданной погрешности значений теплопроводности (SD). Чем выше погрешность, тем больше у инверсионной программы свободы для «объяснения» температурной аномалии именно вариациями теплопроводности, а не климата (Демежко, 2001). Это приводит к подавлению амплитуды реконструированных температурных изменений. Из рис. 2 видно, что максимальная амплитуда плейстоцен-голоценового потепления 11 °С достигается при минимальном значении SD = 0,02 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Кроме того, в результате применения алгоритма FSI получаются чересчур сглаженные истории. Тем не менее, реконструированная (при SD = 0,02 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$) кривая GST выявила основные климатические события последних 100 тыс. лет: максимум последнего оледенения ок. 20 тыс. л.н. с минимальной температурой -2,7 °С, климатический оптимум голоцена ок. 5 тыс. л.н. с температурой в максимуме +8,4 °С и последующее похолодание до +4 °С – значения, близкого к современной среднегодовой температуре поверхности (см. рис. 2б, кривая 1). Применение методики FSI также позволило уточнить модель стационарного, не возмущенного влиянием палеоклимата, распределения температуры (см. рис. 2а, кривая 4). Именно это распределение мы использовали в качестве исходных данных для дальнейшей интерпретации.

Реконструкция температурной истории

Для более детальной реконструкции температурной истории мы применили алгоритм, разработанный в Институте геофизики УрО РАН (Демежко, 2001; Demezhko, Shchapov, 2001). Температурная история аппроксимируется серией «ступенек» постоянной температуры. Затем решается одномерное нестационарное уравнение теплопроводности с граничным условием на поверхности – температурной историей – и находится вертикальное распределение температур на момент проведения каротажа. Последовательным перебором различных соотношений амплитуды «ступенек» подбирается такая температурная история, которая максимально совпадает с измеренной термограммой (или с температурной аномалией). В отличие от FSI, этот алгоритм не подавляет амплитуду температурной реконструкции, а регуляризация осуществляется путем увеличения ширины «ступенек» по мере удаления в прошлое. Такой принцип регуляризации согласуется с физическим ограничением, накладываемым на временное разрешение палеоклиматических событий в температурном поле.

В качестве исходных данных для оценки GST использовалась климатическая температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (рис. 3а) в интервале распространения гранитов (550–2240 м). Серия температурных историй с различным количеством ступенек, но в равной мере удовлетворяющих измеренной температурной аномалии, образует так называемое семейство эквивалентных температурных историй (рис. 3б). В данном примере для температурных историй, включающих 7–14 скачков температуры, невязка (разность теоретической и измеренной аномалий) не превышала ±0,05 К, а среднеквадратическая погрешность подбора – 0,038 К. На основе семейства температурных историй были рассчитаны осредненная история и интервал неопределенности (см. рис. 3б). Поскольку в качестве исходных данных здесь использовалась температурная аномалия, реконструированная кривая отражает изменения относительно средней температуры T_0 за предшествующий период (>30 тыс. л.н.). Как и следовало ожидать, амплитуда колебаний температуры поверхности оказалась несколько выше, чем в предыдущей реконструкции (соответственно 13 и 11 К). Кроме того, появился участок (9–7 тыс. л.н.) с пониженной скоростью потепления. Величину T_0 можно оценить, сопоставив новую реконструкцию с результатами, полученными методом FSI. Оптимальное совмещение кривых наблюдается при T_0 = -2 °С.

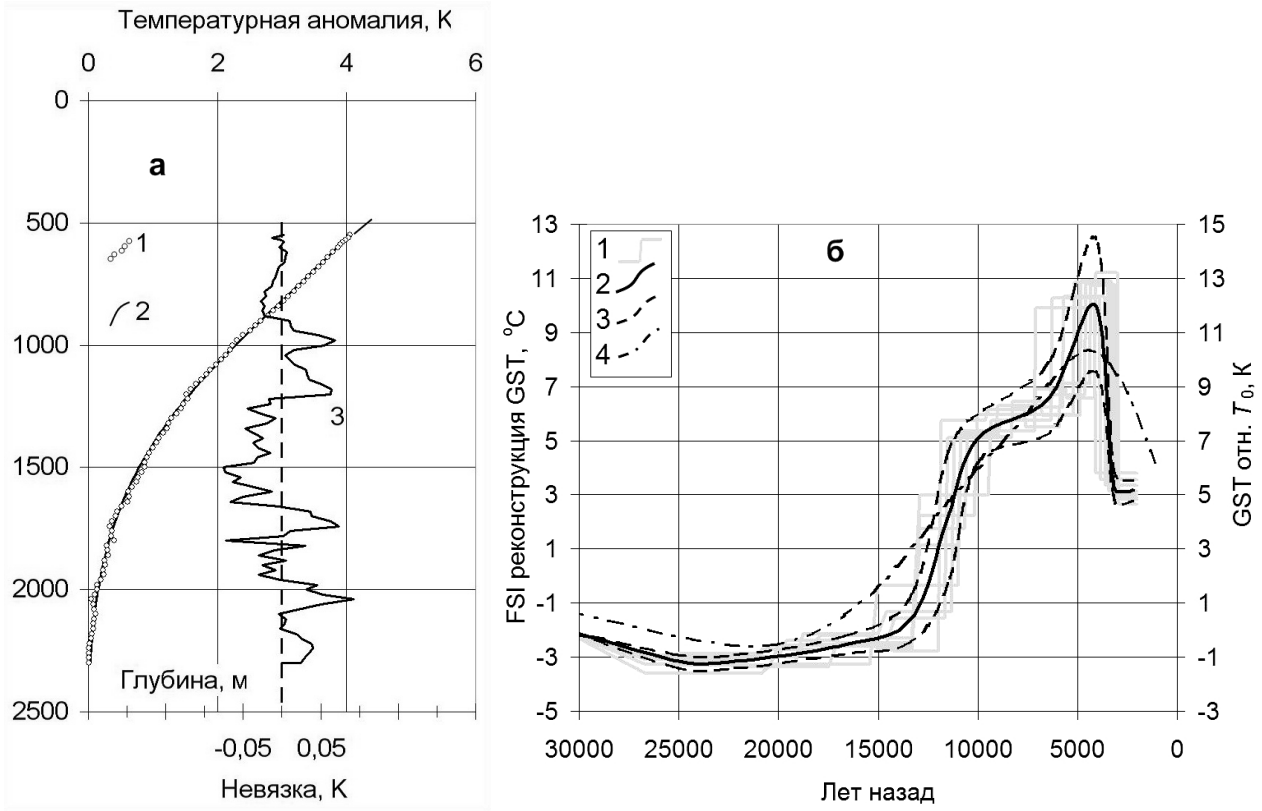


Рис. 3. Новая реконструкция температурной истории по скважине Hunt Well:
а) 1 – температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (кривые 1 и 4 на рис. 2а); 2 – теоретическое распределение температурной аномалии, соответствующее 7–14 ступеням температурной истории; 3 – невязка;
б) реконструкция изменений температуры земной поверхности (GST) с помощью алгоритма ИГФ УрО РАН (коэффициент температуропроводности a = 1,2·10^{-6} м^2/с): 1 – семейство эквивалентных температурных историй; 2 – сглаженная усредненная история; 3 – кривые, ограничивающие полосу ±1 стандартное отклонение; 4 – FSI-реконструкция GST (для SD = 0,02 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$)

Реконструкция тепловой истории

Тепловую историю – историю изменения теплового потока через земную поверхность (SHF) – можно оценить непосредственно по термограмме, применив алгоритм, аналогичный используемому для оценки температурной истории (GST). Необходимо лишь заменить граничное условие на поверхности с температуры на тепловой поток (Beltrami, 2001). Удобнее, однако, рассчитать кривую SHF непосредственно по реконструированной GST. Интегральное соотношение, связывающее изменения поверхностных температуры и теплового потока, было получено в работах (Wang, Bras, 1999; Bennett et al., 2008):

$$q(0,t) = \frac{E}{\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{dT(0,s)}{\sqrt{t-s}}, \qquad (1)$$

где q – тепловой поток; T – температура; t, s – время; E – коэффициент тепловой активности (тепловой инерции) пород, характеризующий интенсивность теплообмена на земной поверхности. Он связан с другими теплофизическими параметрами – теплопроводностью λ, температуропроводностью a и объемной теплоемкостью ρC – соотношениями:

$$E = \sqrt{\lambda \rho C} = \lambda / \sqrt{a} = \rho C \sqrt{a}\ , \text{ Дж·м}^{-2}\text{·К}^{-1}\text{·с}^{-1/2}. \qquad (2)$$

Алгоритмы, реализующие конечно-разностную аппроксимацию выражения (1), были предложены (Beltrami et al., 2002; Bennett et al., 2008) и, более точный, – авторами настоящей работы (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015). В последнем случае исходная температурная

история представляется суммой степенных функций

$$T_i = T_0 + \sum_{j=1}^{i} D_j (i - j + 1)^{\frac{n}{2}}, \quad (3)$$

где n = 0, 1, 2, 3; i, j – положительные целые числа, определяющие временную шкалу $t = i \cdot \Delta t$, $t = j \cdot \Delta t$; Δt – интервал дискретизации. Алгоритм реализуется следующим образом.

1. По температурной кривой GST для заданных значений n и Δt находят D_i с помощью рекуррентного соотношения

$$D_1 = T_1 - T_0,$$
$$D_i = (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i - j + 1)^{\frac{n}{2}}, i > 1. \quad (4)$$

2. С помощью соотношения

$$q_i = k_n \frac{E}{\sqrt{\Delta t}} \sum_{j=1}^{i} D_j (i - j + 1)^{\frac{n-1}{2}} \quad (5)$$

рассчитывают «мгновенные» значения потока в узлах дискретизации. Коэффициент k_n в соотношении (5) определяется через гамма-функцию: $k_n = \Gamma(0{,}5n + 1)/\Gamma(0{,}5n + 0{,}5)$.

3. Результат можно уточнить, если «мгновенные» значения потока заменить средними значениями на интервале дискретизации, приписав их середине интервала:

$$\overline{q_{i-0.5}} = q_{i-1} + \frac{2}{n+1}(q_i - q_{i-1}). \quad (6)$$

Тестирование алгоритма GST-SHF трансформации на функции вида $T = \sin(\omega t)$, для которой известно точное аналитическое решение, показало, что наиболее точное восстановление истории теплового потока (<1 % относительной погрешности) достигается при n = 2, 3 и не менее 10 интервалах дискретизации на период (Горностаева, 2014).

На рис. 4а приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, рассчитанные для исходных значений теплофизических параметров гранитов (λ = 2,72 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$; a = 1,2·10^{-6} м^2/с; $E = \lambda a^{-1/2}$ = 2480·м$^{-2}$·К$^{-1}$·с$^{-1/2}$). Кривые GST и SHF существенно отличаются по форме и хронологии. Как и следовало ожидать, изменения потока примерно на 500–1000 лет опережают изменения температуры. Амплитуда колебаний теплового потока не превышает 0,08 Вт/м^2. Кривая SHF имеет положительную аномалию в интервале 14–4 тыс. л.н., осложненную локальным минимумом 9–6 тыс. л.н. Этот минимум соответствует участку замедленного роста температуры.

Несмотря на то, что реконструированные истории (в первую очередь, температурная) выявили хорошо известное климатическое событие – послеледниковое потепление, достоверность хронологии изменений температуры и потока оставляет сомнения. Так, например, непонятно почему рост температур прекратился после отступления ледника, а максимальных значений потепление достигло лишь 4 тыс. л.н.?

Известно, что временная шкала геотермических реконструкций определяется скоростью распространения тепловых волн в геологической среде. Скорость распространения, в свою очередь, зависит от коэффициента температуропроводности пород. В реальной среде эта скорость может отличаться от той, что рассчитана с помощью коэффициента температуропроводности, измеренного в лаборатории. Это связано с присутствием ряда некондуктивных факторов теплопереноса, таких как замерзание и оттаивание поровой влаги, фильтрация подземных вод. Полагая, что суммарное влияние всех факторов можно охарактеризовать коэффициентом эффективной температуропроводности и зная некоторые реперные события климатической истории, мы вправе скорректировать исходное значение этого коэффициента и, соответственно, временную шкалу.

В наших предыдущих публикациях, посвященных геотермическим реконструкциям в Карелии и на Среднем Урале (Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015), мы предложили рассматривать в качестве репера среднегодовую инсоляционную кривую для Северного полушария, рассчитанную по данным об изменениях элементов земной орбиты (Berger, Loutre,

1991). Такой способ широко применяется для орбитальной подгонки (orbital tuning) температурных реконструкций, полученных путем анализа косвенных (proxy) свидетельств палеоклимата (Martinson et al., 1987; Dreyfus et al., 2007). В перечисленных работах мы впервые предложили синхронизировать не температурную, а тепловую историю. При этом, естественно, меняется и хронология температурной реконструкции, а также вносится необходимый сдвиг между внешним тепловым воздействием и температурной реакцией на него.

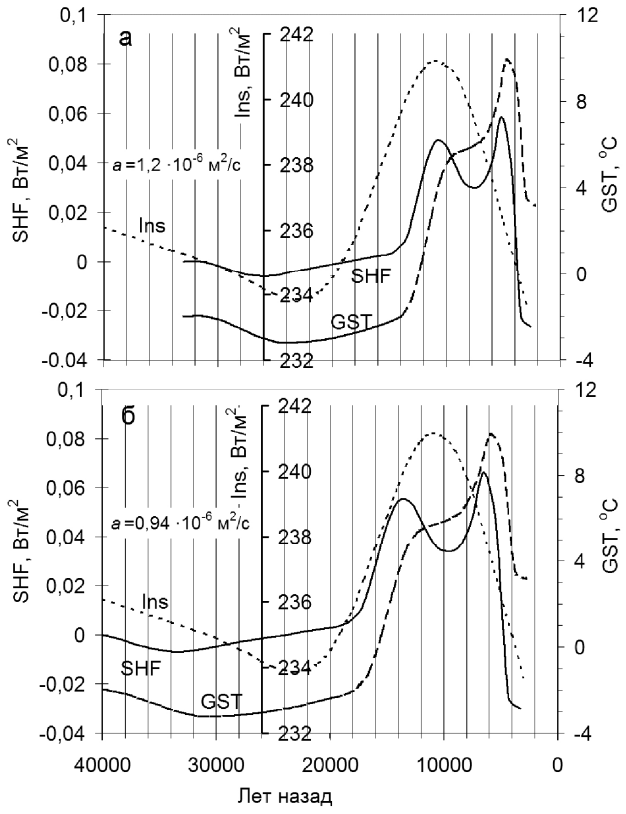


Рис. 4. Две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры (GST) и потока (SHF) в сравнении с изменениями среднегодовой инсоляции (Ins) на 60° с.ш.:
а) геотермическая хронология-I, соответствующая исходному значению коэффициента температуропроводности $a = 1{,}2 \cdot 10^{-6}$ м^2/с;
б) геотермическая хронология-II, соответствующая коэффициенту эффективной температуропроводности $a = 0{,}94 \cdot 10^{6}$м^2/с, определенному по максимуму взаимной корреляции межу изменениями SHF и инсоляции

На рис. 4б приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, построенные на временной шкале, соответствующей коэффициенту эффективной температуропроводности $a = 0{,}94 \cdot 10^{-6}$ м^2/с. Такое значение обеспечивает синхронизацию потока с изменениями среднегодовой инсоляции (Ins) на 60° с.ш. Заметим, что поскольку теплопроводность при этом сохранила свое исходное значение, коэффициент тепловой активности согласно (2) увеличился в $(1{,}2/0{,}94)^{1/2} = 1{,}13$ раза; во столько же выросла и амплитуда теплового потока.

Обсуждение результатов

Итак, имеется две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры и теплового потока: первая (хронология-I), основанная на измеренном значении коэффициента температуропроводности ($a = 1{,}2 \cdot 10^{-6}$ м^2/с, см. рис. 4а), и вторая (хронология-II), полученная путем синхронизации вариаций теплового потока с изменениями инсоляции ($a = 0{,}94 \cdot 10^{-6}$ м^2/с, см. рис. 4б). Методика орбитальной синхронизации теплового потока предполагает линейную зависимость между изменениями внешней радиации (инсоляции) и поглощенного Землей теплового потока. Такое предположение не вызывало возражений при исследовании климата Среднего Урала (Demezhko, Gornostaeva, 2015), где, как известно (Velichko et al., 1997; Svendsen et al., 2004), не существовало позднеплейстоценовых ледниковых покровов. Намного сложнее оправдать применение орбитальной синхронизации для регионов, длительное время покрытых ледниками. Так, Скандинавский ледниковый щит в Карелии просуществовал около 10 тыс. лет (Lunkka et al., 2001; Saarnisto, Saarinen, 2001). Район скважины Hunt Well, вероятно, был покрыт Лаврентийским ледником большую часть висконсинской эпохи (65–12 тыс. л.н. (Stokes et al., 2012)). В этих условиях достоверность хронологии-II может быть подтверждена независимыми свидетельствами температурного режима и динамики дегляциации.

Температурный режим в основании Лаврентийского ледникового щита за последние 50 тыс. лет исследовался в рамках 3D термомеханической модели MUN-GSM (Memorial University of Newfoundland gla-

cial systems model) (Tarasov, Peltier, 1999; Beltrami et al., 2014). Согласно (Beltrami et al., 2014) температура земной поверхности в точке, расположенной в 640 км к юго-западу от Hunt Well (54,71° с.ш., 102,0° з.д.), в максимуме оледенения 21 тыс. л.н. не опускалась ниже -2 °С. В нашей GST-реконструкции она лишь немного ниже этой оценки (-3 °С).

Хронологии дегляциации Лаврентийского ледникового щита посвящено большое число исследований, основанных на различных свидетельствах. Согласно (Dyke, 2004), дегляциация района Форта Мак-Мюррей началась 11–10,5 ^{14}C тыс. л.н. (12,9–12,5 тыс. л.н.). По другим данным (Fisher et al., 2009) это произошло не ранее 9850–9660 ^{14}C тыс. л.н. (~11,3 тыс. л.н.). При таянии ледника образовывались приледниковые озера, самое большое из которых, озеро Агассис (Lake Agassiz) простиралось более чем на 1000 км на юго-восток от исследуемого района (см. рис. 1). Непосредственно в исследуемом районе Мак-Мюррей образовалось приледниковое озеро Мак-Мюррей. Сброс пресных вод из оз. Агассис через долину р. Св. Лаврентия в северную Атлантику 11–10 тыс. л.н. спровоцировал прекращение Атлантической меридиональной циркуляции (АМОК), что привело к резкому похолоданию климата – позднему дриасу (Younger Drias) (Broecker et al., 1989). Сброс по «юго-восточному» пути, естественно, не затронул изучаемого района. Однако последние исследования (Murton et al., 2010) показали, что существовал и другой, «северный», путь сброса, проходящий через район скважины – по рекам Клируотер, Атабаска, Маккензи (Clearwater, Athabasca и Mackenzie). Разгрузка оз. Агассис по этому направлению произошла ок. 13 тыс. л.н. Рассмотрим, как соотносится с этими данными каждая из двух хронологий геотермических реконструкций.

Геотермическая хронология-I (см. рис. 4а). Начало потепления ок. 13 тыс. л.н. практически совпало с началом дегляциации, что является веским свидетельством в пользу этой версии геотермической хронологии. Примерно 12 тыс. л.н. температура земной поверхности достигла положительных значений. Резкий рост прекратился примерно 9 тыс. л.н., сменившись участком почти постоянной температуры +6 °С, продолжившимся до 7 тыс. л.н. Этому участку соответствует и локальный минимум теплового потока. Так как все значимые события дегляциации в это время уже закончились, объяснить подобную стабилизацию достаточно сложно. Температурный максимум +10 °С достигается ок. 4,5 тыс. л.н., уже после климатического оптимума голоцена, датируемого периодом 9–5 тыс. л.н.

Геотермическая хронология-II (см. рис. 4б). Согласно этой версии геотермической хронологии, потепление земной поверхности началось задолго до дегляциации – ок. 17 тыс. л.н. Примерно 16 тыс. л.н. температура достигла положительных значений, а начало участка стабильных температур ок. 12 тыс. л.н. совпало с дегляциацией. Столь раннее начало потепления можно объяснить изменением термомеханических свойств самого ледника. В максимуме оледенения 21 тыс. л.н. его высота в районе Мак-Мюррея по разным оценкам составляла от 2000 м (Licciardi et al., 1998) до 3500–4000 м (Peltier, 2004). Но уже 14 тыс. л.н. она уменьшилась до 1000–2500 м (соответственно по (Licciardi et al., 1998) и (Peltier, 2004)). Вместе с уменьшением высоты ледника, вероятно, упала и скорость вертикального движения льда, ответственного за поддержание низких температур в его основании (Demezhko et al., 2007). Значительно сложнее объяснить длительное существование положительных температур земной поверхности под ледником. Но здесь нужно учитывать сглаженный характер геотермических реконструкций. Вполне вероятно, что температура земной поверхности, достигнув 0 °С, стабилизировалась на этой отметке до полной деградации ледника, однако тепловой след этого климатического события не сохранился до наших дней. После отступления ледника температура поднялась до +6 °С, но дальнейшему повышению температуры препятствовало возникшее приледниковое

озеро Мак-Мюррей. Период стабильных температур продолжался до 9 тыс. л.н. Возможно, что и после дренирования озера по «северному» пути район скважины долгое время оставался заболоченным и осушился лишь в результате изостатического подъема. Температура земной поверхности достигла максимума около 6 тыс. л.н., что хорошо согласуется с климатическим оптимумом голоцена. Достоверность последнего события климатической истории, резкого похолодания до +3,5 °С, невысока, поскольку реконструкция проводилась по урезанной термограмме (начиная с 550 м).

Хотя каждая из версий геотермических хронологий имеет свои слабые стороны, по чисто формальному признаку – количеству совпадений с независимыми климатическими свидетельствами – следует отдать предпочтение хронологии-II. Любопытно также сопоставить реконструкцию теплового потока по скв. Hunt Well с тепловыми историями, полученными нами ранее на Урале и в Карелии (рис. 5).

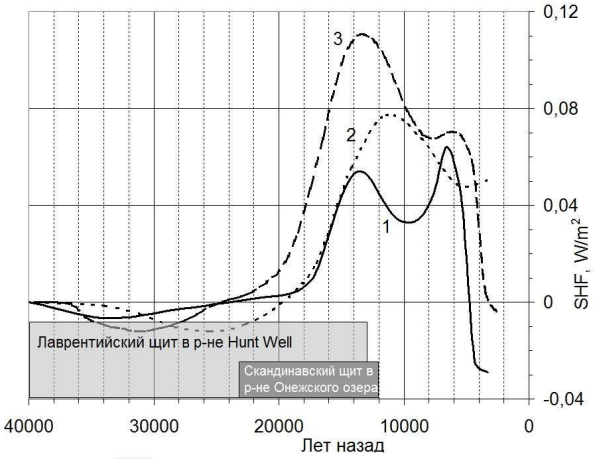


Рис. 5. Сопоставление геотермических реконструкций для трех регионов: 1 – Форт Мак-Мюррей; 2 – Средний Урал (Demezhko, Gornostaeva, 2015); 3 – Карелия (Demezhko et al., 2013)

Канадскую и карельскую реконструкции от уральской отличает наличие локального минимума теплового потока после дегляциации. Возможно, это общий признак тепловых историй, реконструированных в районах древних оледенений, но для доказательства этого предположения требуется значительно большее количество реконструкций.

Заключение

Новая палеоклиматическая интерпретация геотермических данных по скважине Hunt Well показала, что тепловой режим земной поверхности в этом районе в течение последнего цикла ледниковой истории формировался под влиянием целого ряда факторов, включая орбитальные факторы (колебания инсоляции), изменение термомеханических свойств Лаврентийского ледникового щита, дегляциацию, образование приледниковых озер и их последующее осушение. Но все же главным климатообразующим фактором, вероятно, является инсоляция, которая через сложную систему обратных климатических связей определяет поведение остальных. Лучше понять этот механизм позволяет реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность. Будучи энергетическим выражением климата, реконструируемый тепловой поток может быть непосредственно сопоставлен с другими климатическими характеристиками, имеющими размерность потока энергии, например, с инсоляцией. Процедура синхронизации изменений теплового потока через земную поверхность с изменениями инсоляции дает возможность скорректировать временную шкалу геотермических реконструкций, первоначально определенную лабораторными измерениями коэффициента температуропроводности пород.

Понятно, что палеоклиматические выводы, приведенные в настоящей статье и базирующиеся на анализе единственной скважины, следует рассматривать как предварительные. Главная цель статьи – разработка методики палеоклиматической интерпретации геотермических данных на основе одновременной реконструкции температурной и тепловой историй земной поверхности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 13-05-00724-а и № 14-05-31055 мол_а.

Литература

Горностаева А.А. Алгоритм расчета теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры по-

верхности // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 37–45.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность на Урале по геотермическим и метеоданным // Геофизические процессы и биосфера. 2014а. Т. 13. № 4. С. 21–40.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 12. С. 1841–1846.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Тарханов Г.В., Есипко О.А. Реконструкция температурной истории земной поверхности за последние 30 000 лет по данным термометрии Онежской параметрической скважины // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 2. С. 38–48.

Beltrami H. Surface heat flux histories from inversion of geothermal data: Energy balance at the Earth's surface // J. of Geophys. Res: Solid Earth (1978–2012). 2001. V. 106. № B10. P. 21979–21993.

Beltrami H., Matharoo G.S., Tarasov L., Rath V., and Smerdon J. E. Numerical studies on the Impact of the Last Glacial Cycle on recent borehole temperature profiles: implications for terrestrial energy balance // Clim. Past. 2014. № 10(5). P. 1693–1706.

Beltrami H., Smerdon J.E., Pollack H.N., and Huang S. Continental heat gain in the global climate system // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 8. P. 8-1–8-3.

Beltrami H., Wang J., Bras R.L. Energy balance at the Earth's surface: Heat flux history in eastern Canada // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 20. P. 3385–3388.

Bennett W.B., Wang J., Bras R.L. Estimation of global ground heat flux // Journal of Hydrometeorology. 2008. V. 9(4). P. 744–759.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years // Quaternary Sciences Review. 1991. V. 10. № 4. P. 297–317 (data from http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html).

Broecker W.S., Kennett J.P., Flower B.P., Teller J.T., Trumbore S., Bonani G., and Wolffi W. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode // Nature. 1989. V. 341. P. 318–321.

Čermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium // Palaeogeogr. Paleoecclimatol. Paleoecol. 1971. V.10. P. 1–19.

Chapman D.S., Furlong K.P. Thermal state of the lower continental crust. / In: Fountain D.M., Arculus R., Kay R. (eds.), Continental lower crust. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 179–199.

Chouinard C., Mareschal J.C. Ground surface temperature history in southern Canada: temperatures at the base of the Laurentide ice sheet and during the Holocene // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. № 1. P. 280–289.

Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., and Balling N. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // Science. 1998. V. 282. P. 268–271.

Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. Late Pleistocene-Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // Clim. Past. 2015. V. 11. № 4. P. 647–652.

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V., and Esipko O.A. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // Bulletin of Geography. Physical Geography Series, Versita Publishing. 2013. № 6. P. 7–25.

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D., and Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Clim. Past. 2007. V. 3. P. 559–568.

Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred

from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // Global and Planetary Change. 2001. V. 29 (1–2). P. 219–230.

Dreyfus G.B., Parrenin F., Lemieux-Dudon B., Durand G., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Barnola J.-M., Panno L., Spahni R., Tisser-and A., Siegenthaler U., and Leuenberger M. Anomalous flow below 2700m in the EPICA Dome C ice core detected using ^{18}O of atmospheric oxygen measurements // Clim. Past. 2007. V. 3. P. 341–353.

Dyke A.S. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada // Quaternary glaciations: extent and chronology. 2004. V. 2. P. 373–424.

Fisher T.G., Waterson N., Lowell T.V., and Hajdas I. Deglaciation ages and meltwater routing in the Fort McMurray region, northeastern Alberta and northwestern Saskatchewan, Canada // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28(17). P. 1608–1624.

Golovanova I.V., Sal'manova R.Y., Demezhko D.Y. Climate reconstruction in the Urals from geothermal data // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53(12). P. 1366–1373.

Harris R.N., Chapman D.S. Climate change on the Colorado Plateau of the eastern Utah inferred from borehole temperatures // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B4. P. 6367–6381.

Kukkonen I.T., Šafanda J. Palaeoclimate and structure: the most important factors controlling subsurface temperatures in crystalline rocks. A case history from Outokumpu, eastern Finland // Geophysical Journal International. 1996. V. 126. № 1. P. 101–112.

Kukkonen I.T., Jõeleht A. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data // J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012). 2003. V. 108. № B3. P. 2163. doi:10.1029/2001JB001579.

Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic // Science. 1986. V. 234. P. 689–696.

Licciardi J.M., Clark P.U., Jenson J.W., and Macayeal D.R. Deglaciation of a soft-bedded Laurentide ice sheet // Quaternary Sci. Rev. 1998. V. 17. P. 427–448. doi:10.1016/S0277-3791(97)00044-9.

Lunkka J.P., Saarnisto M., Gey V.P., Demidov I., and Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheets // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 407–426.

Majorowicz J., Chan J., Crowell J., Gosnold W., Heaman L.M., Kück J., Nieuwenhuis G., Schmitt D.R., Unsworth M., Walsh N., and Weides S. The first deep heat flow determination in crystalline basement rocks beneath the Western Canadian Sedimentary Basin // Geophysical Journal International. 2014. V. 197(2). P. 731–747.

Majorowicz J., Gosnold W., Gray A., Safanda J., Klenner R., and Unsworth M. Implications of post-glacial warming for northern Alberta heat flow-correcting for the underestimate of the geothermal potential // GRC Transactions. 2012. V. 36 (GRC1030303).

Majorowicz J., Šafanda J. Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1 // International Journal of Earth Sciences. 2008. V. 97. № 2. P. 307–315.

Majorowicz J., Šafanda J. Effect of post-glacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta // International Journal of Earth Sciences. 2014. P. 1–9.

Mareschal J.C., Rolandone F., Bienfait G. Heat flow variations in a deep borehole near Sept-Iles, Québec, Canada: Paleoclimatic interpretation and implications for regional heat flow estimates // Geophysical research letters. 1999. V. 26. № 14. P. 2049–2052.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., and Shackleton N.J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300 000 years chronostratigraphy // Quat. Res. 1987. V. 27. P. 1–30.

Mottaghy D., Majorowicz J., Rath V. Ground surface temperature histories reconstructed from boreholes in Poland: implications for spatial variability / In: Przybylak R., Majorowicz J., Brazdil R., Kejna M. (eds.), The Polish Climate in the European Context, An

Historical Overview, Chapter 27, Springer, Berlin. 2010. P. 375–389.

Murton J.B., Bateman M.D., Dallimore S.R., Teller J.T., and Yang Z. Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean // Nature. 2010. V. 464(7289). P. 740–743.

Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2004. V. 32. P. 111–149. doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.

Pollack H.N., Huang S., Shen P.Yu. Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective // Science. 1998. V. 282. P. 279–281.

Rajver D., Safanda J., Shen P.Y. The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // Tectonophysics. 1998. V. 291. P. 263–276.

Rolandone F., Mareschal J.C., Jaupart C. Temperatures at the base of the Laurentide Ice Sheet inferred from borehole temperature data // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 18. P. 1–4.

Saarnisto M., Saarinen, T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 387–405.

Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J. Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 7. L07211. doi: 10.1029/2004GL019547.

Schneider C.L., Mei S., Haug K., and Grobe M. The sub-Cretaceous unconformity and the Devonian subcrop in the Athabasca Oil Sands Area, townships 87–99, ranges 1–13, west of the Fourth Meridian. Alberta Energy Regulator, AER/AGS Open File Report 2014-07. 2014. 32 pp.

Shen P.Y., Beck A.E. Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № B12. P. 19,965–19,979.

Stokes C.R., Tarasov L., Dyke A.S. Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 50. P. 86–104.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., and Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. № 11. P. 1229–1271.

Tarasov L., Peltier W.R. Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 9517–9545.

Velichko A.A., Kononov Yu.M., Faustova M.A. The last glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets // Quaternary International. 1997. V. 41. P. 43–51.

Walsh N.J. Geochemistry and geochronology of the Precambrian Basement Domains in the Vicinity of Fort McMurray, Alberta. A Geothermal Perspective, M.Sc. Thesis, University of Alberta. 2013. 194 pp.

Wang J., Bras R.L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature // J. Hydrology. 1999. V. 216. № 3–4. P. 214–226.

УДК 550.838

МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ТАЛЬТИЙСКОЕ-2 ПО ДАННЫМ СКВАЖИННОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Кусонский О.А., Русинова В.В. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
Чурсин А.В. – ОАО Уральская геофизическая экспедиция, г. Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты моделирования аномального магнитного поля, зарегистрированного по скважинам и дневной поверхности на рудопроявлении магнетитовых руд Тальтийское-2 (Северный Урал). Изучены на образцах магнитные свойства руд и пород участка работ, определены значения намагниченности руд в естественном залегании. Дана оценка прогнозных ресурсов рудопроявления. Показано, что на рудопроявлении целесообразно продолжение поисково-оценочных работ.

Рудопроявление Тальтийское-2, аномальное магнитное поле, моделирование по скважинам и дневной поверхности, магнитные свойства образцов, прогнозные ресурсы.

MODELING LEVO MAGNETITE ORE TALTIYSKOE-2 ON THE BORE HOLE MAGNETIC SURVEY

Kusonsky O.A., Rusinova V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Chursin A.V. – JSC Ural Geophysical Expedition, Yekaterinburg

Abstract. The results of the modeling of the anomalous magnetic field recorded on wells and ground surface on the mineralization of magnetite ore Taltiyskoe-2 (Northern Urals). Samples studied the magnetic properties of ores and rocks of the job site, the values of magnetization ores in-situ. The estimation forecast resources ore. It is shown that the mineralization on the desirability of continuing the survey and assessment work.

Levo Taltiyskoe-2, anomalous magnetic field simulation of the wells and the ground surface, the magnetic properties of the samples, inferred resources.

Введение

При проведении поисковых работ и оценке прогнозных ресурсов магнетитовых руд, так же как и других полезных ископаемых, важным фактором была и остается достоверность интерпретации полученных геолого-геофизических данных. Особенно это касается поисковых работ на небольшие по запасам месторождения, которые легко могут быть отнесены к непромышленному типу в силу ограниченности объема геологических данных. Для более достоверной локализации и оценки прогнозных ресурсов магнетитовых руд по геофизическим данным используются методики моделирования аномального магнитного поля рудопроявлений. В настоящее время применяется количественная интерпретация только наземного магнитного аномального поля даже при наличии данных скважинной магниторазведки. Последние принимаются во внимание только в порядке качественной интерпретации. Количественная интерпретация данных скважинной магниторазведки выполняется по специально разработанным методикам (Бахвалов, 1981; Бахвалов, Кусонский, 1993). Эти методики, «забытые» в настоящее время, широко применились при поисках и разведке месторождений магнетитовых руд на Урале, в Северном Казахстане в 1970–1980 годы (Бахвалов, Кусонский, 1984; 1987). Их применение позволяло значительно повышать достоверность опоискования рудных полей и оконтуривания рудных тел, что подтверждено бурением.

Цель настоящей работы – показать эффективность использования при моделировании данных скважинной магниторазведки на Восточно-Тальтийском участке (рудопроявление магнетитовых руд Тальтийское-2), построение новой геолого-геофизической поисковой модели при оценке прогнозных ресурсов в геологических условиях Южно-Помурской площади (Свердловская область).

Краткие сведения о геологическом строении района и участка расположения рудопроявления

Южно-Помурская площадь сложена геологическими комплексами палеозойского структурного этажа, который представлен силурийско-девонским структурно-вещественным комплексом, сформировавшимся в пределах Тагильской палеоостроводужной системы. Этот комплекс относится к Тагильской мегазоне (Западно-Тагильская структурно-формационная зона). Тагильская мегазона состоит из серий вулканогенно-осадочных свит и толщ ордовикско-девонского возраста, а разрез в целом имеет моноклинальное падение на восток. Толщи прорываются интрузивными массивами и разбиты сетью ортогональных малоамплитудных разломов. Породы, как правило, не несут следов крупных тектонических деформаций.

Слабая тектоническая нарушенность разрезов обусловила сохранение реликтов крупной вулкано-тектонической депрессии в западной части изучаемой территории – Тарньерско-Шемурской вулкано-тектонической структуры, приуроченной к промежуткам между крупными ультрамафит-габбровыми массивами Платиноносной ассоциации. Депрессия располагается между Помурским массивом и массивом Денежкин Камень, северный ее фрагмент отделен от основной части Южно-Помурским гранодиоритовым массивом и выделяется некоторыми авторами в качестве самостоятельной Помской вулкано-тектонической структуры (Геологический … , 2012).

Южно-Помурский массив находится в бассейне р. Тальтия. Массив слагается породами трех интрузивных комплексов – габброноритами тагило-кытлымского комплекса (юго-западная часть массива), диоритами и гранодиоритами третьей фазы помурского комплекса, слагающими округлый шток в западной части массива и клиновидное меридионально вытянутое тело северорудничного комплекса – в восточной. С последними магматитами связаны рудопроявления и месторождения медно-железо-скарновых руд.

Рудопроявление Тальтийское-2 было выявлено в 2009 г. (Чурсин и др., 2009). Локализуется в восточной экзоконтактовой зоне Южно-Помурского диорит-гранодиоритового массива с базальт-андезит-дацитовой вулканогенной формацией (яхтельинская свита) силура. Рудопроявление расположено в 24 км к западу от г. Ивдель, в 7,5 км к югу от Шестой залежи 3-го Северного месторождения. Рудопроявление Тальтийское-2 может представлять интерес для проведения дальнейших геологоразведочных с целью возможного открытия здесь месторождения железных руд. В районе силами производственных экспедиций выполнен большой комплекс геолого-геофизических работ. Это наземная магнитная съемка вертикальной компоненты ΔZ, гравиметровая съемка. ОАО Уральской геофизической экспедицией (УГЭ) выполнена аэромагнитная съемка на высотах 50, 300 м. На участке проведено картировочное бурение скважин глубиной до 35 м. На рудопроявлении пройдены шурфы, три глубокие поисковые скважины. По скважинам 12, 114, 19 выполнены геофизические исследования и комплекс каротажа, включающий методы электрокаротаж КС-ПС, гамма-каротаж ГК, инклинометрия, метод электродных потенциалов МЭП, скважинная магниторазведка (КМВ, Z_a, H_x, H_y), гамма-гамма-плотностной каротаж ГГКП, кавернометрия, метод электрической корреляции МЭК-ОС и МЭК-МС (Геологический … , 2012; Чурсин и др., 2007; 2009).

Рудопроявление образует на дневной поверхности аномалию магнитного поля. Величина $(T)_a$ в экстремуме по данным аэросъемки на высоте 50 м составляет 1670 нТл (рис. 1), по наземной съемке она достигает 5600 нТл (см. рис. 1). Эпицентр аномалии пересечен геолого-геофизическим профилем II, на котором пройдены скважины 12 (глубина 180,2 м), 114 (глубина 100 м), 19 (глубина 129 м) (рис 1, 2). По скважине 12 выполнена векторная скважинная магнитометрия с помощью магнитометра, разработанного в Институте геофизики УрО РАН (Астраханцев, Белогла-

зова, 2012). По скважине 114 в интервале глубин 44,8–81,8 м выделены массивные магнетитовые руды со средним содержанием железа 47,3 %. Скважиной 12, пройденной в 50 м западнее скважины 114, вскрыт аналогичный разрез, но на большую глубину, вплоть до подстилающих диоритов. Среди брекчий андезитобазальтов на глубинах 53,3–60,8; 82,5–85,9; 93,6–96,1 м встречены три разобщенных рудных интервала, верхний из которых мощностью 7,5 м является наиболее крупным (см. рис. 2). Они представлены чередованием массивных руд, магнетитовых брекчий, густой магнетитовой вкрапленности и безрудных прослоев андезитобазальтов мощностью от 0,6 до 1,1 м. Массивные магнетитовые руды залегают среди магнетитовых брекчий, для которых характерно развитие рудного минерала по цементу и наличие более поздних выделений кальцита и пирита. Среднее и нижнее рудные тела имеют мощность соответственно 3,4 и 2,6 м, представлены рудными брекчиями с развитием мелкозернистого (до сажистого) магнетита по цементу, также в свою очередь подробленного и замещенного хлорит-кальцит-пиритовым агрегатом. На глубине 172,1 м скважина 12 вошла в интрузию плагиогранитов, слагающую ядро вулкано-плутонической структуры (см. рис. 2).

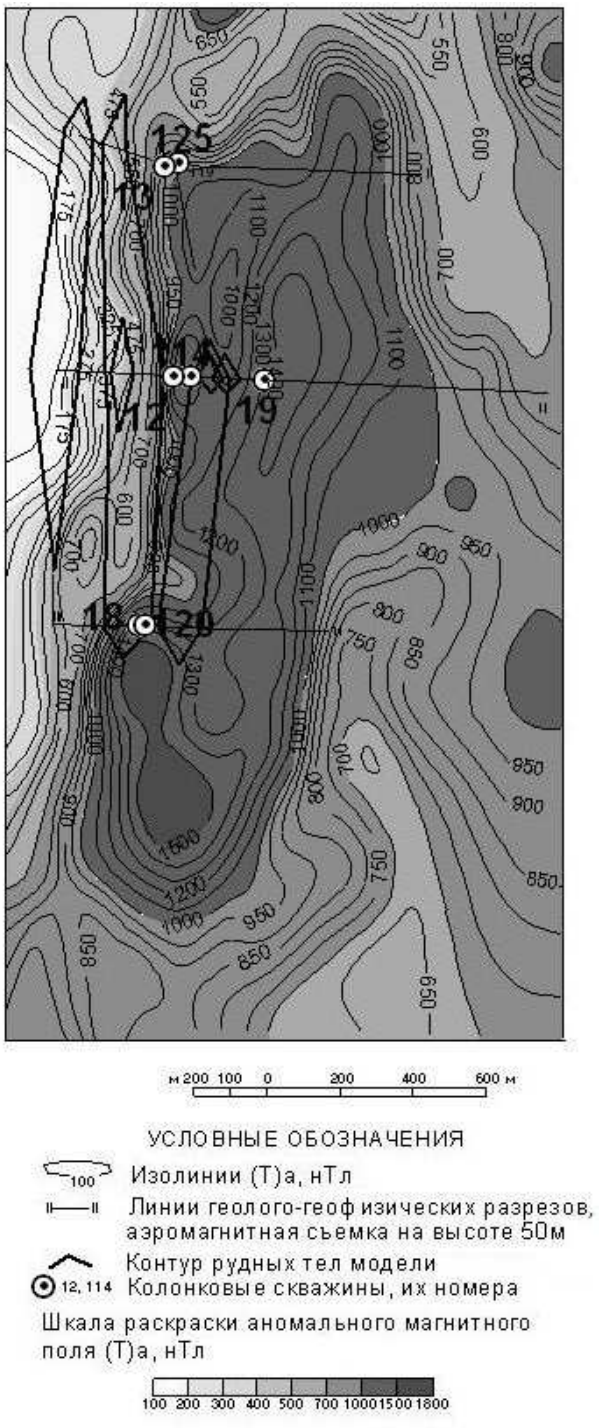


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля $(T)_a$ рудопроявления Тальтийское-2 по данным аэромагнитосъемки

Вмещающие породы (туфопесчаники, туфоконгломераты) интенсивно метасоматически изменены и пронизаны небольшими интрузивными телами. Оруденение развивается по прослоям агломератовых туфов андезитобазальтов, реже по прослоям известняков. Это обусловило пластообразную морфологию рудных зон и их параллельное расположение между собой. Массивные магнетитовые руды залегают в виде плоских линз, иногда довольно резко выклинивающихся, окруженные богатыми, бедными рудами и оруденелыми скарнами, которые обычно занимают остальной объем рудной зоны. Магнетитовые руды выходят на поверхность и полого погружаются в восточном направлении. В целом месторождение представляет собой очень сложное сочетание рудных тел, имеющих залегание близкое к горизонтальному.

Методика моделирования

Методика разработана с целью моделирования железорудных месторождений и рудопроявлений для разных стадий геологоразведочных работ (от общих поисков до детальной и эксплуатационной разведки) и максимально учитывает геологиче-

ские требования, применяющиеся при подсчете запасов. Ее основу составляет программа расчета внешнего и внутреннего магнитного поля трехмерных тел произвольной формы, имеющих однородную или неоднородную намагниченностью (Бахвалов, 1981; Магниторазведка, 1990; Бахвалов, Кусонский, 1993).

Методика моделирования включает в себя несколько этапов. Построение модели выполняется на основе геологических разрезов, используемых в геологоразведочных работах. К имеющимся геологическим данным на разрезы дополнительно выносятся по осям скважин данные скважинной магниторазведки Z_a, проекции векторов T_a, а на линию дневной поверхности ΔZ и аномальную величину модуля поля $(T)_a$. В разрезе, опираясь на рудные пересечения по скважинам, отстраиваются контуры руд-

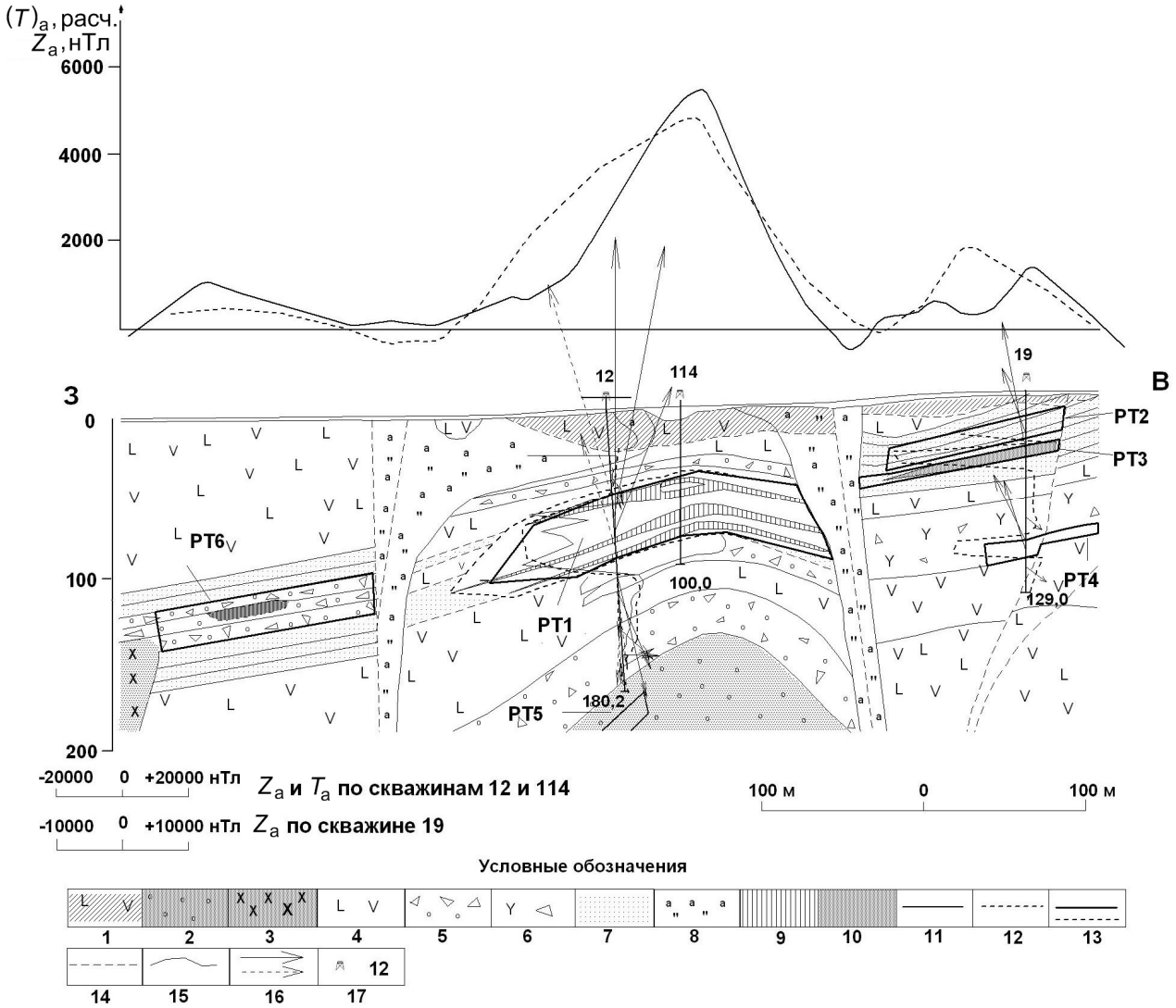


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии II рудопроявления Тальтийское-2:
1 – кора выветривания; 2 – Тальтийский комплекс: плагиограниты; 3 – Помурский комплекс: диориты, кварцевые диориты; 4 – Яхтельинская свита: вулканиты среднего и основного состава нерасчлененные; 5 – Яхтельинская свита: туфобрекчии, конгломератобрекчии, туфоконгломераты; 6 – Яхтельинская свита: лавовые брекчии дацитов; 7 – Яхтельинская свита: туфопесчаники, туфоалевролиты; 8 – Яхтельинская свита: кварц-альбитовые метосаматиты; 9–10 – магнетитовое оруденение; 11 – график измеренных значений модуля вектора $(T)_a$ аномального магнитного поля на поверхности; 12 – график $Z_a^{расч}$ рассчитанный от модели на поверхности и по скважине; 13 – контур (сплошная линия) рудных тел модели (РТ1–РТ6), контур (пунктирная линия) рудных тел модели Уральской геофизической экспедиции; 14 – разрывные нарушения; 15 – контакты горных пород; 16 – сплошная линия – измеренный вектор $(T)_a$, пунктирная линия – рассчитанный вектор $(T)_a$ по скважинам; 17 – колонковые скважины, их номера

ных тел в виде многоугольников, которые качественно удовлетворяют характеру кривых Z_a. Многоугольные сечения рудных тел увязываются между соседними разрезами. Таким образом, рудные тела представляются в пространстве в виде объемных геометрических моделей помещенных в определенную систему координат.

На втором этапе моделирования производится наделение модели рудных тел значениями намагниченности. Для определения намагниченности руд и сильномагнитных горных пород используются данные измерений магнитных свойств на образцах керна и, если возможно, то в естественном залегании по данным скважинной магниторазведки (Магниторазведка, 1990; Бахвалов, Иголкина, 1987).

На третьем этапе в разрезах и на плане определяются координаты точек, в которых будут рассчитываться теоретические величины магнитного поля от модели тел и сравниваться с измеренными значениями в этих точках. Расчетные точки могут быть выбраны на линии дневной поверхности, на осях скважин как во внешнем пространстве рудных тел, так и внутри рудных тел.

На четвертом этапе в расчетных точках выполняется расчет 3-х компонент внешнего и внутреннего для рудных тел аномального магнитного поля $Z_a^{расч.}$, $H_{ax}^{расч.}$, $H_{ay}^{расч}$ (Бахвалов, Кусонский, 1987). Расчетные значения компонент сравниваются с измеренными данными и в случае их значительного расхождения корректируются контуры рудных тел до получения удовлетворительного совпадения, возможна корректировка величины и направления намагниченности, при необходимости отрисовываются прогнозные рудные тела, не подсеченные скважинами. В модели намагниченность источника поля будет определена однозначно достоверно, если получено совпадение расчетного и измененного внутреннего поля (по рудному пересечению). Достоверность формы рудных определяется совпадением полей как во внешнем пространстве по отношению к источнику, так и внутри его одновременно.

Для определения намагниченности руд и пород было отобрано 16 образцов керна и изучены их магнитные свойства в лабораторных условиях (таблица). Для измерения магнитных свойств образцов применялся астатический магнитометр МА-21; погрешность наблюдений величины намагниченности и магнитной восприимчивости по повторным контрольным измерениям не более 20 %, погрешность измерения наклонения не более 3º.

В данной модели намагниченность источника поля (рудное тело 1 пересеченное скважиной 12) оценена также и по данным скважинной магниторазведки в естественном залегании по методике, изложенной в работах (Магниторазведка, 1990; Бахвалов, Иголкина, 1987). Для этого сделано допущение для определения ΔZ и ΔH, что вскрытая скважиной рудная зона сложенная богатыми магнетитовыми рудами на глубинах 53,3–96,1 м для точек измерения поля вблизи верхнего контакта может считаться горизонтальным магнитным полупространством. Где ΔZ и ΔH разности между максимальным аномальным значением компонент поля Z_a и H_a соответственно над рудной зоной на контакте руд и вмещающих пород и минимальным внутри рудной зоны также вблизи контакта. Вертикальная I_Z и горизонтальная I_H компоненты намагниченности определяются по формулам: $I_Z = \Delta Z / 4\pi$ и $I_H = \Delta H / 4\pi$.

Аномальные значения компонент магнитного поля, зарегистрированного по скважинам, вычислялись по формулам $Z_a = Z - Z_0$ и $H_a = H - H_0$, где Z_0 и H_0 – нормальные значения вертикальной и горизонтальной компонент поля соответственно, которые вычисляются по глобальной модели геомагнитного поля IGRF, а Z и H – измеренные по скважинам абсолютные значения компонент. Следует отметить, что в модели IGRF используются данные мониторинговых наблюдений геомагнитного поля, получаемые в геофизической обсерватории Арти. Это значительно повышает достоверность модели для всего Уральского региона. Для места нахождения рудопроявления и для эпохи 2010 г. значения компо-

нент геомагнитного поля, полученных по модели IGRF, составили Z_0 = 52877,1 нТл (изменение в течение года 37,2 нТл), H_0 = 13318,1 нТл, изменение в течение года составляет –27,6 нТл (расчет проводится с использованием интернет-ресурса http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html).

Описание модели и геологические результаты моделирования

Окончательная теоретическая модель рудопроявления, которая удовлетворительно объясняет измеренное аномальное магнитное поле на поверхности и в скважинах, включает шесть источников магнитно-

Таблица. Магнитные свойства руд и пород рудопроявления Тальтийское-2

№ образца	Наименование руд и пород	J_n, А/м	I, град.	J_i, А/м	Q, отн. ед.	æ, СИ	æ, (по УГЭ), СИ
12/55.9	Массивная магнетитовая руда	629,9	-2,221	58,99	10,68	1,40	1,14
12/56.9	Рудная магнетитовая брекчия	437,73	1,247	69,72	6,28	1,65	1,13
12/85.6	Рудная магнетитовая брекчия	1078,37	42,512	56,909	18,95	1,35	1,89
12/94.0	Массивная магнетитовая руда	222,49	73,162	106,9	2,08	2,53	>2
12/94.7	Контакт магнетитовой брекчии с андезитобазальтом	2618,78	60,001	193,28	13,55	4,58	1,74
13/19.1	Рудная магнетитовая брекчия	11,99	18,937	73,48	0,16	1,74	0,98
13/32.3	Массивная магнетитовая руда	189,55	83,643	66,68	2,84	1,58	1,55
16/62.6	Оруденелый магнетитом туфогравелит	115,54	22,549	56,45	2,05	1,34	1,03
17/95.0	Метасоматит (скарноид) по гравелитистому туфопесчанику (надрудный)	1,97	81,198	7,63	0,26	0,18	0,22
17/98.2	Оруденелый магнетитом туфоконгломерат	40,276	74,354	44,37	0,91	1,05	1,07
17/101.0	Брекчированный скарноид по туфопесчанику (подрудный)	1,14	86,742	3,29	0,35	0,08	0,151
18/34.7	Оруденелый магнетитом туфокогломерат	294,72	60,249	32,29	9,13	0,76	0,52
19/30.9	Полосчатый туфопесчаник (надрудный)	0,46	80,403	1,6	0,29	0,04	0,046
19/40.9	Оруденелый магнетитом туфоконгломерат	27,87	75,653	34,43	0,81	0,82	0,29
19/44.0 (1)	Туфокогломерат (подрудный)	4,8	38,203	5,7	0,85	0,13	0,123
19/44.0 (2)	Туфокогломерат (подрудный), содержащий вкрапленность магнетита	54,72	12,020	13,45	4,07	0,32	0,123

го поля (рудных тел), представляющих собой пластообразные зоны, сложенные массивными, богатыми магнетитовыми рудами, магнетитовыми брекчиями, содержащие безрудные прослои. Из них четыре рудных тела вскрыты скважинами (тела 1–4) и наличие двух (тела 5–6) прогнозируется в околоскважинном пространстве. Модель построена по геологическим разрезам I, II и III. Расчеты теоретических значений $T_a^{расч.}$ и $Z_a^{расч.}$ выполнены по линии профиля разреза II и по оси скважин 12, 114, где

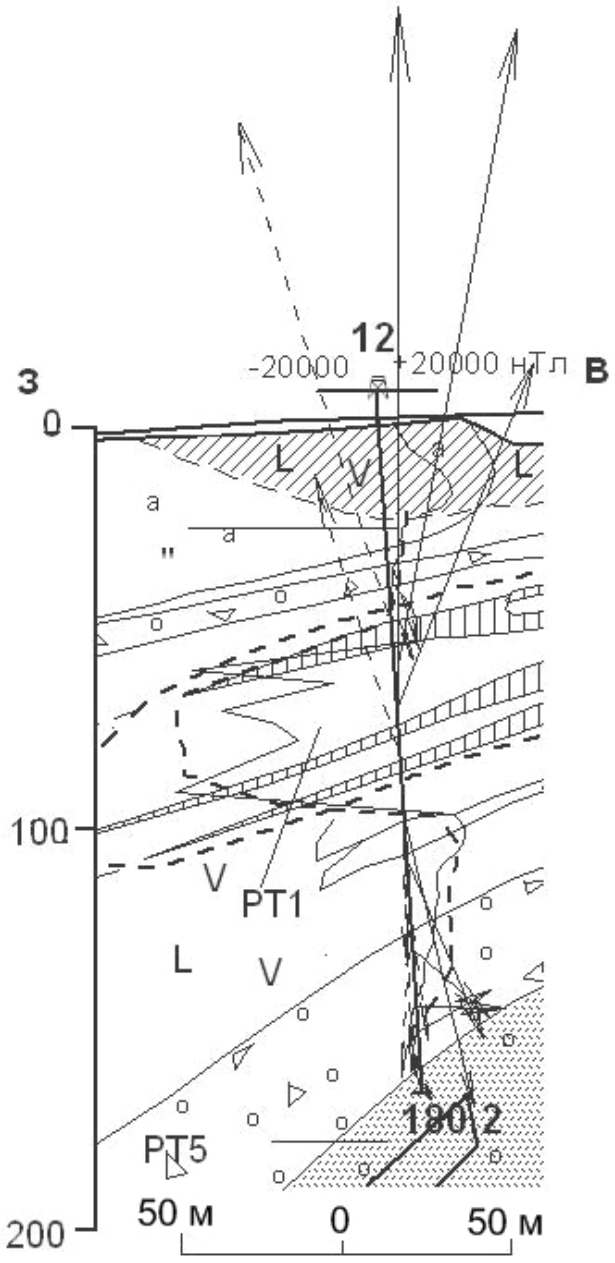


Рис. 3. Результаты моделирования магнитного поля по скважине 12
(условные обозначения см. рис. 2)

имеются данные скважинной магнитометрии (см. рис. 2). Для иллюстрации модели в статье приводятся данные только по разрезу II (там же).

Магнетитовое тело 1 вскрыто скважинами 12, 114 в разрезе II (там же). Скважина 12 пересекла тело в интервале глубин 53,3–96,1 м. Методом электрической корреляции установлено, что подсеченная рудная зона восстает в северо-восточном направлении и электрически связана с рудными телами, подсеченными скважиной 114 в интервале 44,8–81,8 м. Протяженность зоны в восточном и северо-восточном направлениях не менее 100 м (Геологический … , 2012).

По оценке намагниченности руд в естественном залегании по данным скважинной магниторазведки по скважине 12 получены значения I_Z = 30,6 А/м, I_H = 60,4 А/м, I = 67,7 А/м, наклонение вектора намагниченности J = 27°. Измерения на образцах руд, отобранных из скважины 12, показали значения индуктивной намагниченности близкие к данным определения в естественном залегании – от 56 до 106 А/м, а один образец, взятый с контакта, показал величину 193 А/м (см. таблицу). Учитывая, что рудное тело включает большое количество нерудных пропластков, общая намагниченность рудной зоны будет меньше, чем непосредственно у массивной магнетитовой руды. По моделированию внутреннего поля Z_i в рудном пересечении намагниченного тела по скважине 12 получено, что значение его намагниченности близко к 40 А/м. По рудопересечению аномальное измеренное Z_{ai} изменяется от -26000 до –38000 нТл, а полученная при моделировании теоретическая величина от –20000 до –39000 нТл (рис. 3). Намагниченность принята вертикальной. Образцы руд обладают большими значениями остаточной намагниченности от 437 до 2618 А/м, во много раз превышающих величину индуктивной компоненты намагниченности и величины, принятой при моделировании (см. таблицу). У образцов величина Q = 2–18, где $Q = J_n/J_i$. Вмещающие породы имеют невысокие значения индуктивной и остаточной

намагниченности. Так индуктивная намагниченность составляет от 1,6 (туфопесчаник надрудный) до 5,7 А/м (туфоконгломерат подрудный). Причем индуктивная составляющая намагниченности превышает остаточную компоненту. Соответственно их Q = 0,29–0,85 (см. таблицу). Вероятнее всего, намагниченность руд в естественном залегании в большей степени обусловлена их остаточной намагниченностью. Аномально высокая остаточная намагниченность образцов руд, которую мы наблюдаем при измерениях, может образоваться в результате динамического или другого воздействия на керн в процессе бурения скважины или при отборе образцов, в процессе их хранения. Для выяснения происхождения остаточной намагниченности руд необходимо исследовать её свойства и магнитную вязкость магнетита образцов. Невысокие величины намагниченности вмещающих пород являются благоприятным фактором для проведения на рудопроявлении скважинной магнитометрии и количественной интерпретации.

По скважине 12 измеренная кривая Z_a при приближении к рудной зоне растет по величине от значения 3088 нТл на глубине 40 м до 6246 нТл на глубине 50 м и вблизи контакта на глубине 55 м наблюдается небольшое снижение до 5818 нТл (см. рис. 3). Понижение величины объясняется влиянием верхней поверхности рудной зоны, которая имеет наклон. При пересечении верхнего контакта рудной зоны компонента Z_a скачкообразно уменьшилась до значения –32173 нТл на глубине 60 м. Внутри рудной зоны Z_a изменяется в пределах от -9349 до -38060 нТл. При выходе из рудной зоны составляющая скачкообразно достигла величины 11126 нТл. К призабойной части ниже рудных подсечений её величина плавно уменьшается и достигает отрицательных значений от –528 до –2427 нТл в интервале глубин 155–170 м. Непосредственно у забоя в интервале глубин 175–180 м вновь наблюдается увеличение значений поля с 1490 до 1852 нТл (Геологический … , 2012). Величина и характер изменений Z_a по скважине удовлетворительно совпадает с расчетными значениями $Z_a^{расч}$ в случае предположения, что ниже забоя скважины имеется дополнительное рудное тело. Наличие этого тела может обусловить увеличение значений вертикальной компоненты поля в интервале 175–180 м.

Второе тело вскрыто поисковой скважиной 19 (глубина до забоя 129,0 м) в интервале 10,2–30,7 м (см. рис. 1, 2). Это интервал непромышленной магнетитовой вкрапленности в полосчатых вулканомиктовых конгломератах, окаймляемый сверху и особенно снизу метасоматитами скарноидного типа (Геологический отчет, 2012). Его горизонтальные размеры в разрезе около 128 м, намагниченность составляет 20 А/м. Скважина пройдена в восточном борту вулкано-купольной структуры.

Третье тело вскрыто скважиной 19 в интервале 38,1–41,7 м. Это сульфидно-магнетитовая минерализация с магнитной восприимчивостью до $78\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (Геологический … , 2012). Посечена головная часть наклонного рудного объекта, основная рудная масса которого расположена западнее ствола скважины (см. рис. 2). Его горизонтальные размеры в разрезе составляют около 90 м, значение намагниченности 40 А/м.

Четвертое тело (его северная оконечность) находится вблизи скважины 19 в интервале глубин 96–107 м (там же). Его горизонтальные размеры в разрезе составляют около 86 м, намагниченность 20 А/м.

Пятое рудное тело прогнозируется ниже забоя скважины 12 на глубинах, примерно, 190–213 м на контакте интрузии плагиогранитов, слагающей ядро вулкано-купольной структуры (там же). Его горизонтальные размеры в плоскости разреза около 70 м, величина намагниченности составляет 30 А/м.

На расстоянии около 160 м к западу от скважины 12, примерно в интервале глубин 110–140 м, прогнозируется нахождение невскрытого шестого рудного тела, горизонтальные размеры которого составляют около 140 м, намагниченность 30 А/м (там же).

По профилю II на дневной поверхности измеренные T_a и расчетные кривые $Z_a^{расч.}$ от предложенной модели близки между собой и составляют в максимуме около 5000 нТл, наблюдаемым над основными рудными массами (там же).

В рамках данной модели прогнозные запасы магнетитовых руд рудопроявления Тальтийское-2 по категории P_1 могут быть оценены в размере 40 млн тонн, что превышает запасы, полученные в работе (Геологический … , 2012). Поэтому для Восточно-Тальтийского участка, по-видимому, будет правомерно отнесение магнитных аномалий, расположенных в благоприятной геологической обстановке, в разряд перспективных на обнаружение скарново-магнетитовое оруденения.

Заключение

Использование данных скважинной магниторазведки на Восточно-Тальтийском участке (рудопроявление магнетитовых руд Тальтийское-2) позволило построить новую геолого-геофизическую поисковую модель и по-новому сделать оценку прогнозных ресурсов в геологических условиях Южно-Помурской площади (Свердловская область). Здесь прогнозируется наличие магнетитовых руд на глубинах свыше 200 м, которые могут представлять промышленный интерес. Прогнозные запасы магнетитовых руд в рамках новой модели рудопроявления Тальтийское-2 по категории P_1 могут быть оценены в 40 млн тонн, что значительно больше оценки в 3 млн тонн, приведенной в отчете (Геологический … , 2012). Поисково-оценочные работы здесь необходимо продолжить.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследований сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 119 с.

Геологический отчет по объекту 1-02/10. Поисковые работы на железные руды Южно-Помурской площади. Кн. 1 / Отв. исполнитель А.В. Чурсин. ОАО Уральская геофизическая экспедиция. Екатеринбург, 2012.

Бахвалов А.Н. Математическое моделирование магнитного поля трехмерных тел при однородной и не однородной намагниченности // Прикладная геофизика. 1981. № 101. С. 164–173.

Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Опыт применения математического моделирования трехмерных тел на примере Качарского месторождения магнетитовых руд // Экспресс-информация ВИЭМС. 1984. С. 15–24.

Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Моделирование магнитного поля железорудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1987. № 6. С. 43–48.

Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Прямая и обратная задачи моделирования магнитного поля трехмерных тел на ЭВМ на примере железорудных месторождений Северного Казахстана // Петрофизические исследования: сб. научных трудов Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. С. 85–93.

Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В. Определение намагниченности неоднородных средств по измерениям внутреннего магнитного поля в скважинах на примере траппов Сибирской платформы. Рукопись деп. В ВИНИТИ 07.06.87. № 3779-84.

Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 470 с.

Чурсин А.В., Гаврилова Н.А., Гриневич С.В. Методика поисков скарново-магнетитовых месторождений Урала методом разновысотной аэромагнитной съемки // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ: Мат-лы Десятой научно-практ. конф. Под ред. В.И. Карасева, А.В. Шпильмана, В.А. Волкова. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 2. С. 260–271.

Чурсин А.В., Гриневич С.В., Прутьян А.М. Геологический отчет по объекту «Геофизические поиски масштаба 1:50000 для локализации новых рудных районов (узлов) и полей в северной части Западно-Тагильской мегазоны». Уральская геофизическая экспедиция. Екатеринбург, 2009. ТФГИ, УрФО № 45505.

УДК 550.838

УРАВНЕНИЯ ТРЕХМЕРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОРАЗВЕДКИ И АЛГОРИТМ ИХ РЕШЕНИЯ В КЛАССЕ ЗВЕЗДНЫХ ТЕЛ

Мартышко П.С., Мартышко М.П. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Выведены новые векторные уравнения трёхмерной обратной задачи магниторазведки с учётом размагничивания (для внутреннего и внешнего полей) в классе звездных тел. Выбор компактного параметрического класса позволяет использовать устойчивые алгоритмы решения этих уравнений. Появляется возможность использовать измерения в скважинах для автоматизированного решения обратной задачи. Совместное решение уравнений позволяет определить границу области и значение магнитной восприимчивости.

Обратная задача магниторазведки, методы регуляризации.

THREE DIMENSIONAL MAGNETIC INVERSE PROBLEMS EQUATIONS AND SOLVING ALGORITHM FOR STELLAR BODIES

Martyshko P.S., Martyshko M.P. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The new 3D magnetic inverse problem equations for stellar bodies have been derived (of interior and outside fields). We take into account demagnetization factor. Due to choice of special parametric set we have suggested stable algorithm for equations solving. Based on these equations it is possible to use method which does not require trial-and-error forward modeling and allows us to construct inverse problem solutions. Using borehole data we can determine the only solution.

Magnitometry, inverse problem methods of regularization.

Постановка задачи

Пусть D – односвязная область из евклидова пространства R^3 заполнена веществом с постоянной магнитной проницаемостью μ_2 и находится в среде с магнитной проницаемостью μ_1. Пусть W – магнитный потенциал индуцирующего поля (источники которого находятся вне D), V_1 – внешний, V_2 – внутренний потенциалы области D, наведённые в поле W.

Потенциалы V_1, V_2, W – гармонические функции, т. е.

$$\Delta V_1 = 0 \text{ в } D^-, \ \Delta V_2 = 0 \text{ и } \Delta W = 0 \text{ в } D. \quad (1)$$

Кроме того, на границе D – поверхности S – выполняются следующие соотношения

$$V_1 = V_2. \quad (2)$$

$$\mu_2 \frac{\partial V_2}{\partial n} - \mu_1 \frac{\partial V_1}{\partial n} = (\mu_1 - \mu_2)\frac{\partial W}{\partial n}. \quad (3)$$

Решение прямой задачи магниторазведки (для магнитного поля) сводится к нахождению потенциалов V_1 и V_2 из условий (1)–(3). Обратная задача может быть сформулирована следующим образом: по заданной функции V_1, удовлетворяющей на границе искомой области условиям (1)–(3), найти эту область. В общем случае обратная задача сводится к операторному уравнению первого рода с неявно заданным оператором. Однако для теоретической обратной задачи, когда по заданному в явном виде аномальному полю требуется найти эквивалентное семейство тел с различной магнитной проницаемостью, создающих вне их общей части это поле, такие уравнения были получены (Мартышко, 1986; Мартышко П., Мартышко М., 2014). Аналогичные задачи (с заменой магнитной проницаемости на электропроводность и магнитных потенциалов на электрические) возникают при интерпретации данных электроразведки.

Уравнения теоретической обратной задачи (ТОЗ) магниторазведки

Напомним, что обратную задачу будем называть теоретической, если функция, описывающая поле, задана в явном виде (ситуация, возникающая, например, после подбора наблюденных данных потенциалами сингулярных источников) (Мартышко, 1994а, б; Петров, Федоров, 1989).

Для функций V_1, V_2, справедливы представления (Сретенский, 1946):

$$\frac{1}{4\pi}\int_S\left[V_1(P)\frac{\partial\frac{1}{r}}{\partial n}-\frac{\partial V_1}{\partial n}\frac{1}{r}\right]dS=\begin{cases}V_1(P_0), P_0\in R^3\setminus\overline{D},\\ 0, P_0\in D;\end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{1}{4\pi}\int_S\left[\frac{\partial V_2}{\partial n}\frac{1}{r}-V_2(P)\frac{\partial\frac{1}{r}}{\partial n}\right]dS=\begin{cases}V_2(P_0), P_0\in D,\\ 0, P_0\in CD;\end{cases} \quad (5)$$

где n – внешняя единичная нормаль к S;

$$P(x,y,z)\in S; P_0(x_0,y_0,z_0)=P_0;$$

$$r=\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2}.$$

В работе (Мартышко П., Мартышко М., 2014) на основе представлений (4), (5) и граничных условий (2), (3) получены уравнения для напряжённости магнитного поля $\vec{H}$:

$$\vec{H}_1(P_0)=\operatorname{grad}V_1(P_0)=$$

$$=\frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\frac{\partial W}{\partial n}+\frac{\partial V_1}{\partial n}\right)\operatorname{grad}\frac{1}{r}ds \text{ , т. е.}$$

$$\vec{H}_1(P_0)=\frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1\right)(P)\cdot\vec{n}\Big)\operatorname{grad}\frac{1}{r}ds,$$

$$P_0\in R^3\setminus\overline{D}, \quad (6)$$

$$\vec{\vec{H}}_2(P_0)=\operatorname{grad}V_2(P_0)=$$

$$=\frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\frac{\partial W}{\partial n}+\frac{\partial V_1}{\partial n}\right)\operatorname{grad}\frac{1}{r}ds \text{ , т. е.}$$

$$\vec{H}_2(P_0)=\frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1\right)(P)\cdot\vec{n}\Big)\operatorname{grad}\frac{1}{r}ds \text{ ,}$$

$$P_0\in D, \quad (7)$$

векторные интегральные уравнения обратной задачи магниторазведки (для внешнего и внутреннего полей соответственно).

При заданных значениях $\mu_1 = 1$ (предположим, что вмещающая среда немагнитна) и $\mu_2 = 1 + 4\pi\kappa$ (каппа – магнитная восприимчивость) с использованием уравнений (6) или (7) можно построить эквивалентное семейство решений обратной задачи магниторазведки. Совместное решение этих уравнений позволяет определить единственное решение обратной задачи. Заметим также, что в скважинах выполняются измерения как внутреннего поля, так и магнитной восприимчивости. Это позволяет определить границу S из уравнения (7).

Перепишем уравнение (7) в виде

$$\vec{H}_2(P_0)=\frac{\kappa}{1+4\pi\kappa}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1\right)\cdot\vec{n}\Big)\operatorname{grad}_p\frac{1}{r}ds. \quad (8)$$

Связь между намагниченностью и напряжённостью определяется равенством $\vec{J}=\kappa\vec{H}$, с учётом этого получаем

$$\vec{J}_2(P_0)=\frac{\kappa^2}{1+4\pi\kappa}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1\right)(P)\cdot\vec{n}\Big)\operatorname{grad}_p\frac{1}{r}ds. \quad (9)$$

Соотношения (8) и (9) позволяют по граничным значениям внешнего поля вычислять намагниченность области D, либо использовать значения намагниченности и внешнего поля для определения границы S (решения обратной задачи).

Для внутреннего поля также было получено уравнение обратной задачи

$$\vec{H}_2(P_0)=\kappa\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_2\right)(P)\cdot\vec{n}\Big)\operatorname{grad}_p\frac{1}{r}ds \text{ , } \quad (10)$$

Из (10) следует формула вычисления внутреннего поля через намагниченность

$$\vec{H}_2(P_0)=\int_S\left(\vec{J}_2(P)\cdot\vec{n}\right)\operatorname{grad}_p\frac{1}{r}ds$$

и формула вычисления намагниченности через её поверхностные значения

$$\vec{J}_2(P_0)=\kappa\int_S\left(\vec{J}_2(P)\cdot\vec{n}\right)\operatorname{grad}_p\frac{1}{r}ds.$$

Алгоритм решения уравнений ТОЗ в классе звездных тел

Для реализации алгоритма решения уравнений (6–10) нужно выбрать параметрический класс областей, в котором будем решаться обратная задача, и параметризацию границы области. В работах (Мартышко, 1983; 1986; 1994а, б; Martyshko, 1999) рассмотрен класс тел, звездных относительно некоторой внутренней точки O. Этот класс является компактом, следовательно, на нем можно построить устойчивые алгоритмы решения обратной задачи.

Построим сферическую систему координат с началом в точке «звездности». Пусть теперь $\vec{r}=\vec{r}(\theta,\phi)$ – уравнение грани-

цы S в сферических координатах, при этом θ – угол между вектором $\vec{r}$ и осью z, ϕ – угол между проекцией $\vec{r}$ на плоскость xOy и осью x. Вектор-функция $\vec{r}(\theta,\phi)$ определяется тремя скалярными функциями $x(\theta, \phi)$, $y(\theta, \phi)$, $z(\theta, \phi)$:

$$\vec{r} = \{x, y, z\} \qquad (11)$$

где

$$\begin{cases} x(\theta,\phi) = r\sin\theta\cos\phi, \\ y(\theta,\phi) = r\sin\theta\sin\phi, \\ z(\theta,\phi) = r\cos\theta, \end{cases} \qquad (12)$$

а производные $\vec{r}_\theta$, $\vec{r}_\phi$ – производными этой тройки функций x_θ, y_θ, z_θ и x_ϕ, y_ϕ, z_ϕ, соответственно, которые имеют вид:

$$\begin{cases} x_\theta(\theta,\phi) = r_\theta \sin\theta\cos\phi + r\cos\theta\cos\phi, \\ y_\theta(\theta,\phi) = r_\theta \sin\theta\sin\phi + r\cos\theta\sin\phi, \\ z_\theta(\theta,\phi) = r_\theta \cos\theta - r\sin\theta; \end{cases} \qquad (13)$$

$$\begin{cases} x_\phi(\theta,\phi) = r_\phi \sin\theta\cos\phi - r\sin\theta\sin\phi, \\ y_\phi(\theta,\phi) = r_\phi \sin\theta\sin\phi + r\sin\theta\cos\phi, \\ z_\phi(\theta,\phi) = r_\phi \cos\theta. \end{cases} \qquad (14)$$

По определению векторного произведения

$$[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi] = \left\{ \begin{vmatrix} y_\theta & z_\theta \\ y_\phi & z_\phi \end{vmatrix}, \begin{vmatrix} z_\theta & x_\theta \\ z_\phi & x_\phi \end{vmatrix}, \begin{vmatrix} x_\theta & y_\theta \\ x_\phi & y_\phi \end{vmatrix} \right\}, \qquad (15)$$

откуда с учетом формул (13), (14) получаем (Мартышко, 1982; Martyshko, 1999):

$$\begin{aligned} [\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi] = \{ & r \cdot r_\phi \sin\phi + r^2 \sin^2\theta \cdot \cos\phi - \\ & - r \cdot r_\phi \cos\phi \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta, \\ & - r_\phi \cdot r \cos\phi + r^2 \sin\phi \cdot \sin^2\theta + \\ & + r \cdot r_\theta \sin\theta \cdot \sin\phi \cdot \cos\theta, \\ & r^2 \sin\theta \cdot \cos\theta + r \cdot r_\theta \sin^2\theta \} \end{aligned} \qquad (16)$$

$$\left|[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi]\right| = \sqrt{\left[r^2(\theta,\phi) + r_\theta^2(\theta,\phi)\right]\sin^2\theta + r_\theta^2(\theta,\phi)}\, r(\theta,\phi). \qquad (17)$$

Ортонормальный вектор

$$\vec{n} = \frac{[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi]}{\left|[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi]\right|},$$

$$dS = r(\theta,\phi) \times \sqrt{\left[r^2(\theta,\phi) + r_\theta^2(\theta,\phi)\right]\sin^2\theta + r_\theta^2(\theta,\phi)}\, d\theta d\phi. \qquad (18)$$

Формулы (12)–(18) позволяют привести уравнения (6–10) к виду, удобному для реализации численного алгоритма решения обратной задачи. Так, уравнение (10) после подстановки под интеграл сферической замены переменных принимает вид

$$\vec{H}_2(O) = -\kappa \int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} \frac{(\vec{H}_0 + \vec{H}_2, \vec{N})\vec{r}}{\left|\vec{r}\right|^3} d\theta d\phi, \qquad (10a)$$

где $P = O$, $\vec{r} - \vec{r}^{\,0} = \vec{r}$, $\vec{N} = \vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi$.

Соотношение (10а) – уравнение 1-го рода относительно $r(\theta, \phi)$. Функцию $r(\theta, \phi)$ можно выбирать в виде отрезка двойного ряда Фурье или ряда по сферическим функциям.

В первом случае имеем:

$$r_{n,m}(\theta,\phi) = \sum_{k=-n}^{n}\sum_{j=-m}^{m} a_{kj} \exp(i(k\theta + j\phi)).$$

Коэффициенты ряда a_{kj} можно было бы определить, минимизируя следующий функционал:

$$f(\vec{a}) = \sum_i^M \left[V_1(x_i, y_i, z_i) - V_1^{nm}(x_i, y_i, z_i)\right]^2,$$

где точки $\{x_i, y_i, z_i\}$ принадлежат носителю информации (множеству точек, на котором задано поле), $\vec{a}$ – вектор коэффициентов функции $r_{n,m}(\theta, \phi)$, по которым осуществляется минимизация, V_1^{nm} – правая часть уравнения (10а) с заменой r на $r_{n,m}$. Однако необходимо учесть, что функция $r(\theta, \phi)$, задающая границу односвязной трехмерной области, должна обладать следующим свойством (Мартышко, 1983):

$r(0, \phi) = \text{cons}\,t$, $r(\pi, \phi) = \text{const}$.

Из этих условий следуют соотношения для коэффициентов a_{kj}:

$$\sum_k a_{kj} = 0, \qquad \sum_{k_1} a_{k_1 j} = 0,$$

$$j \in [-m, m],\ k, k_1 \in [-n, n],\ k = \pm1, \pm3, \ldots;$$
$$k_1 = \pm2, \pm4, \ldots$$

Таким образом, необходимо искать минимум функционала f при ограничениях типа равенств. Поэтому к функционалу f добавлялся функционал

$$f_1 = \sum_k P_j \left(\left| \sum_k a_{kj} \right|^2 + \left| \sum_{k_1} a_{k_1 j} \right|^2 \right),$$

где P_j – штрафные коэффициенты. Регуляризация при решении уравнения (10а) осуществляется с помощью аналога сглаживающего тихоновского регуляризатора 1-го порядка

$$\Theta(r) = \int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} \left(|r_\theta|^2 + |r_\phi|^2 \right) d\theta d\phi = $$

$$= 2\pi^2 \sum_{k=-n}^{n} \sum_{j=-m}^{m} (k^2 + j^2) |a_{kj}|^2 .$$

Таким образом, при решении уравнения (10а) минимизируется функционал

$$F = f + f_1 + \alpha\Theta,$$

где α – параметр регуляризации.

Аналогично, преобразуя поверхностный интеграл в повторный, можно переписать уравнения (6–9) и реализовать приведенный выше алгоритм решения обратной задачи в классе звездных тел для этих уравнений.

Заключение

Получены представления гармонических функций, описывающих магнитное поле (внутреннее и внешнее) намагниченного тела через граничные значения. На основе этих представлений выведены уравнения обратных задач магниторазведки с явно заданным оператором. Предложен устойчивый алгоритм решения этих уравнений в классе звездных тел. Подчеркнём, что рассматривается полная задача с учётом размагничивания, математически эквивалентная задачам электроразведки постоянным током и термометрии.

Указанное обстоятельство существенно расширяет область приложений проведённых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект 14-27-00059.

Литература

Мартышко П.С. Некоторые вопросы теории и алгоритмы решения задач метода искусственного подмагничивания. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. 32 с.

Мартышко П.С. О решении прямой и обратной трехмерных задач МИП в параметрических классах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 3. С. 52–58.

Мартышко П.С. О решении обратной задачи электроразведки на постоянном токе для произвольных классов потенциалов // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1986. № 1. С. 87–92.

Мартышко П.С. О двухэтапных методах интерпретации данных электроразведки на постоянном токе // Физика Земли. 1994а. № 9. С. 91–93.

Мартышко П.С. Определение поверхности локального трехмерного проводника // Геофизический журнал. 1994б. Т. 16. № 5. С. 27–30.

Мартышко П.С., Мартышко М.П. Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки (электроразведки на постоянном токе) // Уральский геофизический вестник. 2014. № 2. С. 60–62.

Петров А.А., Федоров А.Н. Интерпретация данных электроразведки постоянным током в условиях неровного рельефа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 12. С. 84–88.

Сретенский Л.Н. Теория ньютоновского потенциала. М.; Л.: Гостехиздат, 1946. 318 с.

Martyshko P.S. Inverse Problems of Electromagnetic Geophysical Fields. The Netherlands: VSP, 1999. 117 pp.

УДК. 550.312

НОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРА РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л., Гемайдинов Д.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург.

Аннотация. Мы исследовали на разных высотах морфологию отрицательной региональной аномалии силы тяжести с максимальным значением около 300 мГал (батолит Сьерра-Невада). Эта гравитационная аномалия пространственно совпадает со структурами разломов Сан-Андреас и Калаверас (20–55^0 ю.ш. и 90–140^0 з.д.). Использованы геолого-геофизические данные, на которых основаны общепринятые представления о структуре трансформной разломной системы Сан-Андреас, на которой релаксируют относительные сдвиговые перемещения Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит, и тонкой структуре разлома Сан-Андреас, который является главным разломом системы, аккомодирующим более половины сдвиговой активности в системе. В этой статье мы применяем технику фильтрации длинно- и короткопериодных волновых компонентов амплитудного спектра аномалий с помощью численных методов пересчета поля на различные высоты. Для создания многослойной гравитационной модели земной коры мы должны знать морфологию поля различных слоев земной коры. Для этого мы исследовали оптимальные параметры регуляризации трансформации гравитационного поля.

Гравитационное поле, параметр регуляризации, пересчет вверх и вниз.

THE NEW METHOD OF FINDING OF OPTIMAL REGULARIZATION PARAMETER FOR POTENTIAL FIELD TRANSFORMATION

Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L., Gemaidinov D.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. We have investigated the morphology of the negative regional gravity anomaly with maximal value near 300 mGal at different altitudes (Sierra Nevada Batholith). This gravity anomaly spatially coincides with the structures of San Andreas and Calaveras faults (20–55 degrees S and 90–140 degrees W). A summary of the geological-geophysical data described the structure near transform fault system San Andreas and a thin structure of the master fault (San Andreas Fault), which accommodated more than a half of the relative shear movements of the Pacific and North American lithospheric plates, are used. In this paper we apply the technique of filtration of the long- and short-wave components of the amplitude spectrum of anomalies, using numerical methods of field simulation at various altitudes. For creation the multilayer gravity model of the Earth crust we need to know the field morphology of different earth layers. For this purpose we have investigated the optimal regularization parameters for gravitational field transformation.

Gravity field, Regularization parameter, Upward and downward continuation.

Introduction

Estimates of lithospheric densities are unreliable when they are based only on modeling the observed gravity field because of the intrinsic non-uniqueness of gravity data inversions. To enhance the accuracy of gravity models, a sufficient quantity of a priori seismic, geophysical, geological, and petrological constraints are needed. Also, stronger lateral density contrasts within both the crust and the mantle, and more pronounced depth undulations of density boundaries yield better conditions for density modeling. These conditions are satisfied in southern California, and we present transformed gravity field near San Andreas Fault, the geophysics of which are already well studied.

The construction of regional geological-geophysical models, their refinement, and petrographic specification are based on the method of gravitational modeling. The central problem of the method is the choice of maximally stable geologically informative solutions of the inverse gravity problem from the set of possible equivalents. It is known with certainty that the inverse gravity problem is

incorrect, i.e., its solution is nonunique and critically dependent on the initial data. In this paper we attempt to construct three-dimensional geological-geophysical models of practical interest with the help of the joint interpretation of gravity and seismic data in terms of the adopted conceptions. The solution of the inverse problem is based on the method of local correction described by Martyshko and Prutkin in their paper (Martyshko and Prutkin, 2003). In contrast to other methods (such as the trial-and-error method and the method of the inversion of the forward problem operator), the iteration method of local corrections possesses a greater algorithmic simplicity and ensures a more rapid convergence of the solution. The method of the joint interpretation proposed in the paper makes it possible to narrow the class of possible solutions and makes the algorithm of their construction stable with respect to noise. Our technique uses a new approach for the construction of a few structural boundaries in which components considered as the fields of the boundaries under study are extracted from the observed field. For creation the multilayer gravity model of the Earth crust we need to know the field morphology of different earth layers (Martyshko et al., 2010). The driving force of the tectonic processes is thought to be gravity instability. Whether the density contrasts driving the system are due to or to both permeability and petrological effects beneath southern California has not yet been established. We have studied the single gravity anomaly of Sierra Nevada Batholith (Fig. 1, color tab) to develop a methodology for determining the optimal regularization parameters.

To divide the long- and short-wave components of the amplitude spectrum of anomalies, geophysicists utilize numerical methods of field simulation at various altitudes. In our paper we investigate gravitational field near transaction of San-Andreas and Calaveras Faults (S = 4029×3646 km). The software implementing parallel algorithms of altitude transformations are developed using the MVAPICH2 library in Fortran programming language. The parallel algorithms for recalculation were implemented in the multiprocessor computing machine for 512×512 points of the mesh using 512 cores (processors).

We introduce the rectangular Cartesian coordinates with axis Z pointing downwards and plane XOY coinciding with the surface of the observations. Transformation of the gravity field $U(x,y,z)|_{z=0}$ measured on the Earth's surface area

$$D = \{(x, y) \in R^2 : a \le x \le b, c \le y \le d\}$$

upwards to the level $z = -H$ is made by the Poisson formula:

$$U(x,y,-H) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{-H}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+H^2\right]^{3/2}}\times \quad (1)$$
$$\times U(x',y',0)dx'dy'.$$

For recalculating the gravity field downwards to depth $z = H$ and finding the values $\overline{U}(x,y,-H)$, we solve Fredholm equation of the first kind:

$$Ku \equiv \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty}\frac{2H}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+4H^2\right]^{3/2}}\times \quad (2)$$
$$\times \overline{U}(x',y',H)dx'dy' = U(x,y,-H).$$

After discretization of the integrated equation (2), we obtain a system of linear algebraic equations. Equation (2) belongs to the class of ill-posed problems; therefore, its solution implies regularization by a shift (Lavrent'ev, 1962).

$$(K + \alpha I)u = \overline{U}, \quad (3)$$

where α is the regularization parameter.

To solve equation (3), we used the iteratively regularized method of simple iteration:

$$u^{k+1} = u^k - \frac{1}{\lambda_{\max}}\left[(K+\alpha I)u^k - \overline{U}\right], \quad (4)$$

where λ_{max} is the maximal eigenvalue of matrix $K + \alpha I$ (symmetric case).

The condition of iteration stop is the satisfied inequality

$$\frac{\left\|Ku^k - \overline{U}\right\|}{\left\|\overline{U}\right\|} < \varepsilon \quad (5)$$

with a sufficiently small ε.

Selecting the regularization parameter

In our paper we investigate the optimal regularization parameters for gravitational

field transformation. The downward continuation procedure is an ill-posed problem so the regularization is applied. For selecting the regularization parameter α, we used the results of the transformation of the gravity anomalous field (Sierra Nevada Batholith). The problem of this paper to divide the long- and short-wave components of the amplitude spectrum of anomalies, geophysicists utilize numerical methods of field simulation at various altitudes. For this purpose, we used to calculate a set of gravity field values recalculated to a height of $-H$ and the corresponding field recalculated down on $2H$ and related to the level of the earth's surface. The calculations were made for the altitudes H = 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 100, 150 and 200 km. Recalculation to the Earth's surface is given for the regularization parameters α from 0.01 to 0.86. The difference between the transformations of the gravity field to a depth of 70 km for different regularizes (α equal 0.86 and 0.01) is shown in Fig. 2 (color tab).

Next, for set of regularization parameters α value of the difference of fields recalculated to a height $-H$ and related to the level of the earth's surface was determined. We have found such a value regularizer α, where the differences of squares of deviations of the corresponding field values have reached its minimum. In addition, the correlation coefficients of the difference of fields with the field, converted to a height $-H$ were determined. The optimum values of the regularization parameter α are shown in the graph, and approximated by a polynomial of degree 4 (Fig. 3).

Conclusions

Our investigations have shown:

1. Analysis of the morphology of the regional single negative gravity anomaly Sierra Nevada at different altitudes characterizes general law of the regularization parameter distribution. That is narrow range of its values: 0.07 – 0.2.

2. The small variations of the regularization parameter reduce to big variations of transformed gravity field.

3. The authors suggest using the results of this research for solving the gravity inverse problem for multilayered earth crust on the Arctic Urals.

Acknowledgements

We thank T.V. Romanyuk for providing the actual gravity data. The work was supported by the Russian Science Foundation grant № 14-27-00059 «3D models of Urals

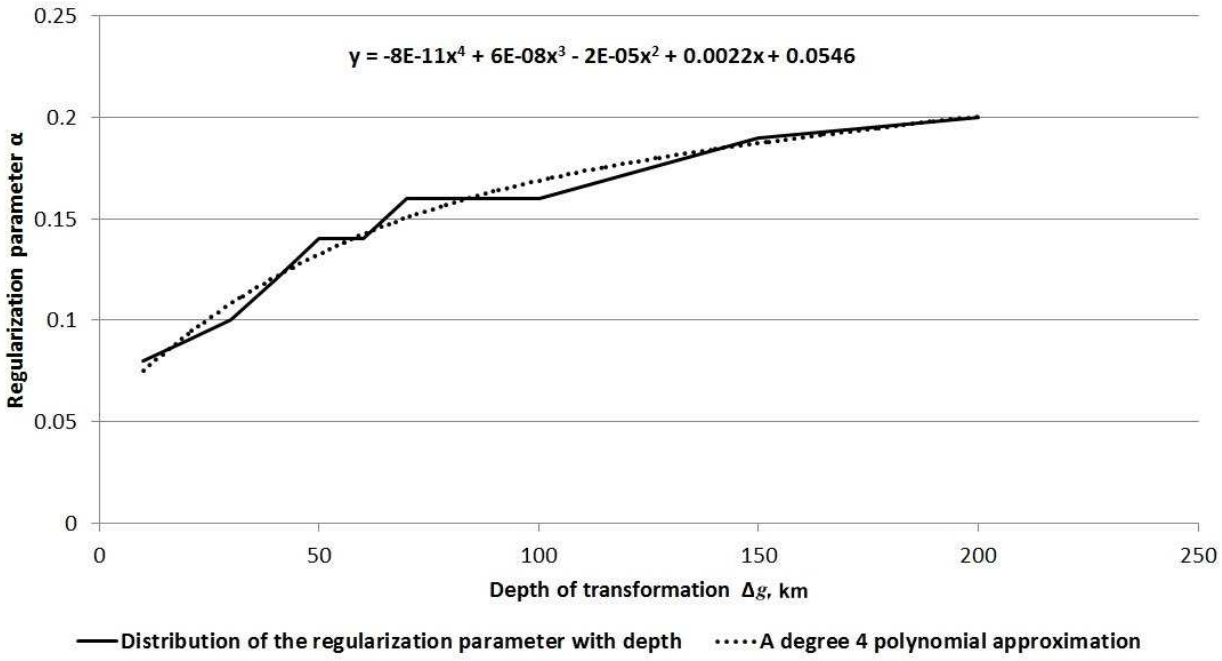


Fig. 3. Distribution of the regularization parameter with depth

region Arctic zone deep structure construction based on new geophysical fields complex interpretation methods and modern computer grid modeling technologies».

References

Martyshko P.S. and Prutkin I.L. Technology for separating the gravity sources by the depth. Geofizicheskiy Zhurnal. 2003. V. 25. № 3. P. 159–168.

Martyshko P.S., Ladovskii I.V. and Tsidaev A.G. Construction of regional geophysical models based on the joint interpretation of gravity and seismic data. Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. V. 46. №11. P. 931–942. DOI: 10.1134/S1069351310110030.

Lavrent'ev M.M. On Some Ill-posed Problems of Mathematical Geophysics. Novosibirsk: SO AN USSR, 1962. 96 p. [in Russian].

УДК.550.838

КОМПЬЮТЕРНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОТ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИИ

Федорова Н.В., Мартышко П.С, Гемайдинов Д.В., Рублев А.Л. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Для северной части Евразии в пределах сектора, заключенного между 48°–72° в.д. и 60°–68° с.ш., для построения карт региональных и локальных магнитных аномалий применена компьютерная технология. В этой работе описывается математический аппарат и алгоритмы параллельных вычислений, которые применены при разработке компьютерной технологии. Методика трансформации полей с помощью пересчетов в верхнее полупространство и затем аналитического продолжения в нижнее полупространство использована для разделения аномального магнитного поля на составляющие. Процедура продолжения вниз является некорректной задачей, для ее решения применялась регуляризация. Для выбора параметра регуляризации мы использовали результаты интерпретации магнитных аномалий вдоль профилей ГСЗ. Карты локальных магнитных аномалий от верхней части литосферы основаны на вычислениях для высот 5 и 20 км. Карта региональной компоненты была получена продолжением магнитного поля вверх на высоту до 40 км, и его последующего пересчета вниз, а затем к нулевому уровню.

Магнитное поле, параллельные алгоритмы, параметр регуляризации, пересчет вверх и вниз.

THE COMPUTER TECHNOLOGY FOR HIGHLIGHTING THE MAGNETIC ANOMALIES OF THE EARTH CRUST LAYERS, AND RESULTS OF ITS USAGE FOR THE SECTOR OF NORTHERN EURASIA

Fedorova N.V., Martyshko P.S., Gemaidinov D.V., Rublev A.L. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The computer technology is used for constructing the maps of the regional and local anomalies the magnetic fields for the Northern Eurasia sector of within an area confined between 48°–72° E and 60°–68° N. In this work, we describe the mathematical apparatus and algorithms of parallel computations that are used for designing the computer technology. The algorithm for separating the anomalies in the different intervals of the wavelengths is based on subsequent upward and downward magnetic data continuation. The downward continuation procedure is an ill-posed problem, the regularization is applied. For selecting the regularization parameter, we used the results of the interpretation of the magnetic anomalies along DSS profiles. We used the computed data on the magnetic field at heights 5 and 20 km for constructing the maps of local anomalies in the upper lithosphere. The map of the regional component was obtained by the upward continuation of the field to a height of 40 km and its subsequent recalculation back to the zero level.

Magnetic field, Parallel algorithms, Regularization parameter, Upward and downward continuation.

Introduction

Ural fold belt is a boundary structure between Europe and Asia. As part of the project of the Russian Science Foundation «3D models of Urals region Nether-Polar zone deep structure construction based on new geophysical fields complex interpretation methods and modern computer grid modeling technologies» we studied the magnetic field of northern Eurasia between 48°–72° E and 60°–68° N. For this current project, we conducted the studies of the structural features of the magnetic anomalies over a part of Northern Eurasia.

From a tectonic view, this area comprises the northeastern part of the East European Platform, the Timan–Pechora Plate, a large part of West-Siberian Plate and the segment of the Ural folded system, which includes Northern, Nether-Polar and Polar Urals

(Fig. 1, color tab).

Study and analysis of the anomalous magnetic field structure have practical values for geological mapping, geological survey, and in the sense of revealing the peculiarities of tectonic structure of the lithosphere and building geomagnetic models of the Earth's crust, also prospecting for mineral resources.

On the Earth's surface formations of the upper layer of crystalline crust create intense anomalies which greatly contribute to the lithosphere's magnetic field. The task of finding the magnetic field anomalies of the deeper layers of Earth's crust is rather difficult. It is known that the intensity of the magnetic induction F of the magnetized source decreases rapidly when distance increases, and at a distance r, exceeding the size of the source, it decreases proportionally to the value of $1/r^3$. Therefore the long-wave or regional anomalies of the magnetic field are associated with the deeper layers of the Earth's crust.

To divide the long and shortwave components of the amplitude spectrum of anomalies, geophysicists utilize numerical methods of field simulation at various altitudes (Magnetic Exploration, 1990). In Northeastern Eurasia the amplitudes of magnetic induction module ΔF_a for the anomalies of the lithosphere do not exceed 3000 nT, therefore, the methods for harmonic functions can be applied (Magnetic Exploration, 1990).

Martyshko and Prutkin (Martyshko and Prutkin, 2003) and Martyshko et al. (Martyshko et al., 2010a) suggested the following procedure of field transformation for separating the sources of gravity along the height. The initial stage involves solving the problem of separating the effects of the sources located between the surface and a certain depth H. The field is continued upwards to level H, due to which the effects of the local near surface sources (up to a depth H) are significantly suppressed if not eliminated altogether.

In order to get rid of the influence of the local sources located in the horizontal layer between the surface and depth H, the field, which was calculated to the height level above the initial surface, is then continued downwards to the depth H. At the final step of the procedure, the field is continued upwards again to the initial surface. The resulting field can be treated as the field of the sources that are located below the H level. Subtraction of this field from the observed one gives the field that is generated by the layer. By repeating this procedure for different heights and depths, we can separate the fields generated by the layers within the corresponding boundaries.

This technique of separating the gravity field was used for constructing the density model of the Earth's crust for the northern and middle segments of Ural region (Martyshko et al., 2010b; 2011) as well as for other regions of the Earth (Prutkin and Saleh, 2009; Prutkin et al., 2011). We used this method of upward and downward data continuation for the magnetic field and for highlighting the anomalies of different layers of the Earth's crust. The downward continuation procedure is an ill-posed problem, the regularization is applied. To select the regularization parameter, we used the results of the interpretation of the magnetic anomalies along the DSS profiles.

The studies of vast territories require handling extensive data, which makes the required calculations on the single-processor machines highly time-consuming. By applying the parallel algorithms for multiprocessor computing systems, the time of the calculations can be significantly reduced (Martyshko et al., 2012; 2014).

In this work we describe the mathematical apparatus and algorithms of parallel computations that were used for to design the computer technology, and present the results of applying this technology for the studies of the structural features in the magnetic field of the lithosphere in the northern sector of Eurasia.

Identification of anomalous magnetic field

In our calculations, we used the numerical models of the magnetic field that are based on the cartographical data (Ovcharenko, 1996). The information basis for the maps was the data of areal aero-geophysical and land based magnetic surveys of large, medium, and small scales performed from 1955 to 1980.

Investigation of large areas using magnetic surveys has that peculiarity the surveying period lasts several decades and the terrestrial magnetic field, obviously, changes during this time. Modern surveys imply measuring the modulus of the induction vector F. In order to distinguish the anomalous magnetic field ΔF_a produced by the sources within the lithosphere, we must exclude the planetary magnetic field, F_N (the so called main or normal field), and the effects from sources in the magnetosphere. The models of normal fields built on the basis of surface survey data contain significant errors of up to ±100 nT; this takes place due to the mentioned non-simultaneous survey over the whole area, due to the presence of many high-intensity anomalies caused by magnetized sources in the upper crust, and due to ignoring secular variations in the magnetic field. Magnetic surveys using satellites have allowed the pattern of the magnetic field distribution to be acquired and the centennial variations of the field to be specified over the whole globe, without «white spots». At present, knowledge about the spatial–temporal peculiarities of the terrestrial magnetic field has been significantly broadened, and the methods of spherical harmonic analysis have been well developed. This has allowed scientists to elaborate the international models of the main magnetic fields (International Geomagnetic Reference Field or briefly IGRF) for every 5 year interval using the unified technique (IAGA Division … , 1995).

In the framework of the Federal Program «Development of prognostic geophysical maps for the principal minerogenic zones of Russia», the territory of the Russian Federation has been being mapped with digital maps in the past decade. The information basis for the maps was the aerial, aero-geophysical and land based magnetic surveys data of large, medium, and small scales made from 1955 to 2004.

The geophysical data were processed using modern computer methods. In order to unify the survey data and unite it, observations on the reference airborne magnetic profiles were made and a Uralian mapping network was organized. The correction values of centennial variations in the geomagnetic field were calculated based on the IGRF. The data on the anomalous magnetic field for the whole territory are set with a spacing of 250 m. Resulting from these works, a digital model of the new map for the anomalous geomagnetic field ΔF in the Middle Uralian Region and its vicinity (East European Plain and West Siberia) was created in the segment bounded by 52°–64° N and 54°–66° E. Six sheets of 1:1 000 000 were produced as the result (P-40, P-41, O-40, O-41, N-40, N-41) with the corrections made based on the errors found on the normal level (Chursin et al., 2008) 54°-66° E 52°-64° N.

This newly obtained data were used to study of the anomalous magnetic field structure in the Middle Ural region. Maps of magnetic anomalies for different ranges of wave lengths, showing the distribution of magnetization in the layers of the Earth's crust of Southern, Middle and part of Northern Urals, were built (Martyshko et al., 2012).

We did not have the opportunity to conduct a modern aeromagnetic survey for the studied area of northern Eurasia to make corrections to the data and bring the level of the maps to the normal field model IGRF. While constructing fields of relativity during the aeromagnetic survey, the property of the circularity of the magnetic field induction lines is applied, therefore the following condition for given area S must be satisfied:

$$\oint \Delta F_a \partial S = 0.$$

Despite the large area of research (~900x1330 km), this condition is not satisfied, the average value of ΔF_a = 88 nT.

Two sheets (N-40, N-41) of the Northern Ural magnetic maps, are included in the data sets for the segment of northern Eurasia, as well as for the new map of the Middle Ural region. The comparison of data sets has showed that the differences are little in the range of 20–40 nT for sheet N-40, but significantly increased to 100–150 nT for sheet N-41. This is why we calculated a new relativity field and made amendments to the dataset of northern Eurasia.

The procedure of constructing such a relativity field has been described by Fedorova and Shapiro (Fedorova and Shapiro, 1998). In brief, it involved constructing a relativity field for region based on a 4th-order polynomial surface fitted to all the airborne survey data. After subtraction of this relativity field, an anomalous field is left which contains only those wavelengths less than about 800–1000 km.

Mathematical apparatus of the transformations

We introduce the rectangular Cartesian coordinates with axis Z pointing downwards and plane XOY coinciding with the surface of the observations. The upward continuation of the field measured on area

$$D = \{(x, y) \hat{\mathrm{I}}\ R^2 : a \le x \le b,\ c \le y \le d\}$$

of the Earth's surface $U(x, y, z)\big|_{z=0}$ to level $z = -H$ is calculated by Poisson formula:

$$U(x, y, -H) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{-H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2\right]^{3/2}} \times$$

$$\times\, U(x', y', 0)\, dx'dy'. \qquad (1)$$

For recalculating the field downwards to depth $z = H$ and finding the values $U(x, y, -H)$, we solve Fredholm equation of the first kind:

$$Ku \equiv \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{2H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + 4H^2\right]^{3/2}} \times$$

$$\times U(x', y', H)\, dx'dy' = U(x, y, -H). \qquad (2)$$

Solving the integral equation of the first kind (2) is an ill-posed problem, which requires application of the regularization methods. The operator of Eq. (2) is positive definite and self-adjoint; therefore we can apply the scheme of M.M. Lavrent'ev (Lavrent'ev, 1962).

After the grid discretization of equation (2) and approximation of the integral operator by the quadrature formulas, the problem is reduced to solving the system of linear algebraic equations (SLAEs) with the symmetric matrix K. In the regularized form, the system is

$$(K = \alpha I)u = U, \qquad (3)$$

where I – is the identity matrix and α is the regularization parameter.

For solving the SLAEs we can apply the gradient type iterative methods, which include the following methods (Vasin and Eremin, 2005):

(1) the iteratively regularized simple iteration method

$$u^{k+1} = u^k - \frac{1}{\lambda_{\max}} \left[(K + \alpha I) u^k - \overline{U} \right], \qquad (4)$$

where $\lambda_{\max}$ is the maximal eigenvalue of matrix $K + \alpha I$ (symmetric case);

(2) the minimal residual method

$$u^{k+1} = u^k - \frac{\left(K\left(Ku^k - \overline{U}\right), Ku^k - \overline{U}\right)}{\left\| K\left(Ku^k - \overline{U}\right) \right\|^2} \left(Ku^k - \overline{U}\right); \qquad (5)$$

(3) the method of minimal error

$$u^{k+1} = u^k - \frac{\left\| Ku^k - \overline{U} \right\|^2}{\left\| K^T\left(Ku^k - \overline{U}\right) \right\|^2} K^T \left(Ku^k - \overline{U}\right); \qquad (6)$$

(4) the method of steepest descent

$$u^{k+1} = u^k - \frac{\left\| K^T\left(Ku^k - \overline{U}\right) \right\|^2}{\left\| KK^T\left(Ku^k - \overline{U}\right) \right\|^2} K^T \left(Ku^k - \overline{U}\right). \qquad (7)$$

We note that for methods (5)–(7) in the regularized form, matrix K is replaced by $K = \alpha I$.

The stopping criterion in the iterative processes (4)–(7) is the fulfillment of the condition

$$\frac{\left\| Ku^k - \overline{U} \right\|}{\left\| \overline{U} \right\|} < \varepsilon$$

with a sufficiently small ε.

For solving the SLAEs these methods are successfully applied on the multiprocessor computing systems of different types for the inversions of the gravity and magnetic field data, which reconstruct the boundaries between the layers and the density in the layer (Martyshko et al., 2010a).

Parallel algorithms

The parallel algorithms of the height transforms based on the gradient type iterative

methods have been designed and numerically implemented on Uran supercomputer at the Institute of Mathematics and Mechanics of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

The Uran supercomputer is a cluster of multiprocessor systems, each computing unit of which is based on two 4-core Intel Quad-Core Xeon processors with a speed of 3 GHz and a 16/32 Gb cache. Overall, 1664 computing cores and 3584 Gb cache memory are available to the user.

Parallelization of the gradient type iterative methods (4)–(7) (the stage of the downward continuation of the field) is based on the partition of matrix K by horizontal or vertical banding into m blocks and partition of the solution vector u and the vector of the right hand side of the SLAEs, into m parts so that $n = m \times L$, where n is the dimension of the system of equations, m is the number of the processors, and L is the number of the rows or columns in the block.

On the current iteration, each of the m processors computes its part of the solution vector. In the case of multiplication of matrix K on vector u, each of the m processors multiplies its part of the rows of matrix K on vector u. The host (leading) processor is responsible for transferring the data; it also computes its part of the solution vector.

At the stage of the upward continuation of the field, the parallel algorithm of matrix multiplication by a vector is applied for computing integral operator (1).

The codes that implement the parallel algorithms of multi-height transformations on the «Uran» super-computer are written in Fortran using the MVAPICH2 (MPI) library.

We note that for solving the problem by the double-precision iterative methods on the Uran supercomputer, significant memory is required for storing matrix K. For the 300x300 grid, the number of the elements of matrix K takes 60.3 Gb, while the code-run system on the Uran cluster normally allocates at most 2 Gb for each separate process of the MPI program.

Therefore, matrix K is preliminarily divided by the vertical bands into blocks and is stored in the memory of each processor by parts. Thus, considering the memory constraints, at least 50 Uran processors are required to solve our problem.

The computational experiments show that for large data volumes, paralleling the algorithms significantly reduces the time of the computations (Martyshko et al., 2014).

Selecting the regularization parameter

The downward continuation procedure is an ill-posed problem so the regularization is applied. For selecting the regularization parameter α, we used the results of the interpretation of the magnetic anomalies by the two-dimensional method (Tsirul'skii et al., 1980). The deep structure of the Ural region was studied along the geotraverses and DSS (deep seismic sounding) profiles (Fedorova, 2001; Martyshko et al., 2010b; Shapiro et al., 1997), part of which fall in the considered territory (Fedorova and Kolmogorova, 2013).

Fig. 2 (color tab) shows the construction of geophysical models based on the fragment of the geotraverse Rubin-1. A model of the magnetization distribution in the Earth's crust was build based on the results of the interpretation of the magnetic field (Fig. 2b, color tab). The velocity distribution of longitudinal waves (Fig. 2c, color tab) was constructed based on the seismic sounding data (Fedorova and Kolmogorova, 2013).

As a result of the approximation of the magnetic fields, we obtained the distribution of the anomalous sources in the crustal layers (Fig. 2b, see color tab). Local anomalies sources are located in the upper crust layer with the depth up to 20 km. Depth of the local anomalies sources exceed 5 km.

Seismic studies results were taken into account during modeling of sources which create long continuous anomalies. On the seismic section it can be seen that in the Eastern part of profile the high-velocity layer (with longitudinal waves velocities above 6.5–6.6 km/s) is located on the depth of 12–15 km, but the same layer is located deeper (20–25 km) in the Western part of profile (Fig. 2c, color tab).

Petro-magnetic research has shown that the formations of upper mantle have low mag-

netic features and lower boundary of magnetized lithosphere rocks can match with the Mohorovicic discontinuity between crust and mantle (Petromagnetic, 1994). On the seismic section of Rubin-1 profile the Mohorovicic discontinuity has a flat relief and is located on the depth of 38–42 km. It seems that the Mohorovicic discontinuity relief does not introduce significant affect into magnetic field. Therefore for the regional magnetic sources the inverse problem was solved for the magnetic layer contact surface boundary in the lower crust. Boundary of this layer was calculated with following parameters: average depth of 20 km, magnetization of 3 A/m (Fig. 2b, see color tab). The bottom of the layer is limited with horizontal plane at 40 km (Fedorova and Kolmogorova, 2013).

This result allowed us to compare the anomalies from the model sources with the computed transformations of the magnetic fields for the set of the values of the regularization parameter and select the value of α for the further computations by the criterion of the best fit of the graphs of the fields.

Due to the depths of the model sources located deeper that 5 km on the section (Fig. 2b, see color tab), such value of height was chosen for the test calculations. According to the proposed field transformation technique for local sources for separation by depth of occurrence, the magnetic field was recalculated upward to the height of 5 km, and then was analytically continued downward to depth of 5 km, and then recalculated up to the Earth surface again.

Graphs of obtained values for the transformed field for parameters $\alpha = 0.01$ and $\alpha = 0.1$ are presented on Fig. 3a (color tab). Graphs for $\alpha = 0.01$ are shown with solid line, and for $\alpha = 0.1$ with dash line. Results show that graphs of anomaly and calculated fields have good match with $\alpha = 0.01$, but have significant differences when $\alpha = 0.1$.

The same calculations were performed for $H = 10$, 20, 30, 40 and 50 km. For the bigger values of $H = 40$ and 50 km graphs have only non-significant differences when $\alpha = 0.01$ and $\alpha = 0.1$. For the height $H = 40$ km calculation results are shown on Fig. 3a (see color tab). Based on the above, we selected regularization parameter $\alpha = 0.01$ for further calculations.

In the bottom part of Fig. 3b (color tab) results are shown for the magnetic field being analytically continued downward to the depth of 50 km. Isolines of the magnetic anomalies are drawn with 50 nT step and values of local maximums are shown with dots. Positions of these maximum values coincide with upper edges of some of the model sources (Fig. 2b, see color tab).

It should be noticed that, generally, analytical continuation downward from the Earth surface level (without additional upward recalculations) can be done only until topmost singular point of the field.

The results of the computations for the sector of Northern Eurasia

The anomalous magnetic field within the northern segment of Eurasia is shown in Fig. 4 (color tab).

This map is superimposed on the tectonic scheme of the region. With the use of the computer technology developed, the maps of the regional and local anomalies of the magnetic field are constructed for this region.

We used the computed data on the magnetic field at $H = 5$ km and $H = 20$ km for constructing the maps of local anomalies in the upper lithosphere. The highest frequency part of the anomalous magnetic field is illustrated in Fig. 5 (color tab). The sources of these anomalies are located in the upper layer of the Earth's crust up to a depth of 5 km. The map (Fig. 6, color tab) shows the magnetic anomalies whose sources are located in the upper layer of the Earth's crust with the depths of 5 to 20 km. These maps are constructed by calculating the difference between the initial anomalous field $\Delta F(0)$ and the transforms $\Delta F(5)$, obtained by the continuation of the field $\Delta F(0)$ to the depths $H = 5$ km and the difference between $\Delta F(5)$ and $\Delta F(20)$, respectively.

In the geophysical practice, the local magnetic anomalies within the unexposed territories are efficiently used for determining the depths of the crystalline basement. By analyzing the distributions of local anomalies

one can reveal the faults in the crust, identify the magmatic intrusions, etc.

Results of a modeling along the DSS profiles show that long-wavelength magnetic anomalies can be created by the lower crust layer terrain changes, the magnetization of which significantly exceeds the magnetization of upper layers (Fedorova and Kolmogorova, 2013).

With recalculation in the upward direction to a given height (of 50–100 km), the intensity of magnetic anomalies from the sources with large horizontal sizes (more than 30 km) decreases significantly slower than from the local sources with small dimensions. Therefore in order to choose the recalculation parameter for the selection of regional anomalies of the lower crust, a comparison was performed for such anomalies obtained during field transformations for different heights, selected with approximation modeling technique along the DSS profiles. In result a height of 40 km was selected.

For the part of Rubin-1geotraverse a profile graph of long-wavelength anomaly created by lower magnetized layer of Earth crust is presented on Fig. 2a (see color tab) and the graph of upward and downward continuation with H = 40 km is shown on Fig. 3a (see color tab).

The Fig. 7 (color tab) presents the map of the regional component obtained by the upward continuation of the field to a height of 40 km and its subsequent recalculation back to the zero level.

Discussion and conclusions

Parallel algorithms are developed for solving the problems of the height transformation of the magnetic field to different levels, which makes it possible to separate the anomalies in the different intervals of the wavelengths. The maps of the regional and local anomalies of the magnetic field are constructed for the northeastern segment of Eurasia.

It can be seen that the maps of local anomalies (Figs. 5, 6, see color tab) most distinctly reflect the belts of ultrabasic and basic intrusions and other signs of magmatic and tectonic activity in the region.

These maps clearly show that upper crust rocks of TPP as well as Western UFB have low magnetic properties, especially in the upper layer till the depth of 5 km.

For the map of the layer located from depth 5 to 20 km in the EEP territory, magnetic anomalies chains extend along the TPP boundary. Some of the anomalies cross the boundary and a part of them is located inside neighboring TPP. This shows that at the depths more than 5 km the EEP boundary moves to the North-East relative to the border shown on the surface formations tectonic map. On the Eastern TPP edge (Fig. 6, see color tab) anomalies continue fairly far to the East from UFB boundary and few of them reach the middle of the Ural Fold. This undoubtedly shows a thrust fault from the Eastern Uralides onto TPP structures. The same conclusions can be drawn based on regional magnetic anomalies distribution. In future these maps will allow refining of the tectonic schemes of region lithosphere at different depths.

Intensity of the regional magnetic anomalies varies from -250 to +250 nT (Fig. 7, see color tab). The most noticeable feature on the regional field map is the big negative anomaly. Transverse dimension of this anomaly reaches 350 km with intensity reach of -250 nT. This anomaly captures almost half of the TPP territory.

In the Southern part of the region, negative Timan-Pechora anomaly merges with the chain of negative anomalies spread across the Urals. Regardless of the fact that within the boundaries of Ural Mountains the crystalline rocks located near Earth surface create intensive positive local anomalies, the low-periodic part of magnetic field consists of negative anomalies.

Urals mountains extend over more than 2300 km and are divided into South, Middle, North, Nether-Polar and Polar sectors. Previously negative regional anomalies were found in the areas of South, Middle and North Urals (Martyshko et al., 2012). In this work regional negative anomalies of the magnetic field of the lithosphere were found in the Nether-Polar and Polar Ural Mountains region.

Positive regional anomalies are observed in the Eastern part of TPP, besides that the most intensive anomaly continues from North to South and partially covers the Western edge of Nether-Polar Urals. Chains of positive anomalies are observed along the edge of EEP and on the territory of WSP.

For the Timan-Pechora regional negative magnetic anomaly an interpretation was made and initial 3D model of lower layer of the Earth crust was constructed for the case of vertical direction of magnetization vector (Fedorova et al., 2013).

In the future, the results of field separation can be used for constructing the volumetric models of the Earth's crust for the northern part of Eurasia.

Acknowledgments

The work was supported by the Russian Scientific Foundation. Study and analysis of the anomalous magnetic field structure of the northern segment of Eurasia were are carried out under project no. 14-27-00059 «3D models of Urals region Nether-Polar zone deep structure construction based on new geophysical fields complex interpretation methods and modern computer grid modeling technologies».

References

Chursin A.V., Prutyan A.M., Fedorova N.V. Digital anomalous magnetic fieldmap of the Northern, Middle, Southern Urals and adjacent territories of the East-European and West-Siberian platforms // Litosfera. 2008. № 6. P. 63–72 [in Russian].

IAGA Division V. Working Group 8, International geomagnetic reference field, 1995 revision // J. Geomagn. Geoelectr. 1995. V. 47. № 12. P. 1257–1261.

Fedorova N.V. Models of magnetization of the earth's crust along the Granit geotravers // Uralskii Geofiz. Vestnik. 2001. № 2. P. 88–93 [in Russian].

Fedorova N.V. and Shapiro V.A. Reference field for the airborne magnetic data // Earth Planets Space. 1998. № 50. P. 397–404. DOI: 10.1186/BF03352126.

Fedorova N.V. and Kolmogorova V.V. Models of distribution of the magnetization and the longitudinal wave velocity of the Earth's crust in Timan-Pechora and Northern Ural regions // Litosfera. 2013. № 5. P. 160–169.

Fedorova N.V., Kolmogorova V.V., Roublev A.L., Tsidaev A.G. The magnetic model of the north-eastern region of Europe // Geofiz. Issledovaniya. 2013. V. 14. № 2. P. 25–37 [in Russian].

Lavrent'ev M.M. On Some Ill-posed Problems of Mathematical Geophysics. Novosibirsk: SO AN USSR, 1962. 96 p. [in Russian].

Magnetic Exploration: Handbook for Geophysicist. M.: Nedra, 1990 [in Russian].

Martyshko P.S. and Prutkin I.L. Technology for separating the gravity sources by the depth // Geofiz. Zh. 2003. V. 25. № 3. P. 159–168 [in Russian].

Martyshko P.S., Ladovskii I.V. and Tsidaev A.G. Construction of regional geophysical models based on the joint interpretation of gravity and seismic data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010a. V. 46. № 11. P. 931–942. DOI: 10.1134/S1069351310110030.

Martyshko P.S., Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu., Fedorova N.V., Ladovskii I.V., Kolmogorova V.V. and Tsidaev A.G. Method and results of constructing the volumetric geological-geophysical model for the upper part of the lithosphere within the northern and middle segments of Ural region // Dynamics of the Physical Fields of the Earth. M.: IFZ RAN, 2011. P. 9–30.

Martyshko P.S., Fedorova N.V., Akimova E.N., Gemaidinov D.V. Studying the Structural Features of the Lithospheric Magnetic and Gravity Fields with the Use of Parallel Algorithms // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2014. V.50. № 4. P. 508–513. DOI: 10.1134/S1069351314040090.

Martyshko P.S., Fedorova N.V., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V. Geophysical models of the earth's crust structure of the Northern Urals // 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC, 2010b. 14–17 June, Barcelona, Spain. P584. 5 p.

Martyshko P.S., Fedorova N.V., Gemaidinov D.V. Study of the anomalous magnetic field structure in the Ural region using parallel algorithms // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 446. № 1. P. 1102–1104. DOI: 10.1134/

S1028334X12090127.
Milanovsky E.E. Tectonic map of northern Eurasia. M.: MSU, 2006.
Ovcharenko A.V. Computer database of the geofields for Urals: informational framework for the new stage in the study of the region, in Deep Structure and Evolution of Urals. Yekaterinburg: Nauka, 1996 [in Russian].
Petromagnetic model of lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 1994. 175 p.
Prutkin I, Saleh A. Gravity and magnetic data inversion for 3D topography of the Moho discontinuity in the northern Red Sea area. Egypt // J. of Geodynamics. 2009. № 47. P. 237–245.
Prutkin I, Vajda P, Tenser R, Baielik M. 3D inversion gravity and magnetic data by separation of the sources and the method of local corrections: Kolarovo gravity high case study // J. of Applied Geophysics. 2011. № 75. P. 472–478.
Shapiro V.A., Fedorova N.V., Nikonova F.I., Chursin A.V., Menshikov Y.P., Kimbell G.S. Preliminary investigation of the crustal structure of the southern Urals by geomagnetic methods // Tectonophysics 1997. № 276. P. 35–47.
Tsirul'skii A.V., Nikonova F.I. and Fedorova N.V. Method for Interpretation of Magnetic and Gravity Anomalies with Constructing Equivalent Families of the Solutions. Sverdlovsk: UNTs AN USSR, 1980 [in Russian].
Vasin V.V. and Eremin I.I. Feyer Type Operators and Iterative Processes: Theory and Applications, Yekaterinburg: UrO RAN, 2005 [in Russian].

УДК 550.34.4

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАДОЖСКОЙ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Шаров Н.В. – Институт геологии Карельского научного центра РАН, Республика Карелия, Петрозаводск

Аннотация. На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации, накопленной за прошедшие тридцать пять лет, даются современные представления о глубинном строении земной коры Ладожско-Ботнической зоны. Построены томографические модели, уточнены представления о расслоенности земной коры, геометрии сейсмических границ, отмечено погружение границы кора–мантия до 64 км. При сопоставлении и комплексной интерпретации временных разрезов ОГТ, многоволновых разрезов ГСЗ, МОВЗ и геологических данных выявлено, что результаты сейсмических методов заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, т. к. они подчеркивают различные особенности среды.

Сейсмические скорости, земная кора, граница М, Ладожско-Ботническая зона, верхняя мантия.

THE RESULTS OF DEEP SEISMIC STUDIES OF THE LADOGA PROTEROZOIC STRUCTURES (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Sharov N.V. – Institute of Geology Karelian Research Centre of RASciences, Petrozavodsk

Abstract. The modern concept of the deep structure of the earth crust of the Ladoga-Bothnian zone, based on analysis and summing-up of all available information obtained in the last 35 years, is presented. Tomographic models were constructed, our concepts of the stratification of the earth crust and the geometry of seismic boundaries were revised and the plunging of the crust–mantle boundary to 64 km was revealed. The comparison and integrated interpretation of CDP sections, multi-wave DSS and ECW sections and geological data show that the results obtained by seismic methods differ markedly. However, data obtained by all methods are essential for geological interpretation, because they emphasize various environmental characteristics.

Seismic velocities, earth crust, M-discontinuity, Ladoga-Bothnian zone, upper mantle.

Введение

Глубинные сейсмозондирования в российской части Балтийского щита начались в 1958 году во время Международного геофизического года по профилю Кемь – Ухта. В начале 60-х годов удалось провести сейсмическую съемку в районе Печенги, и в 1960–1962 годах пройден профиль Баренцево море – Печенга – Ловно. Это была по существу первая сейсморазведка на древних щитах. Результаты ее стали основной для заложения Кольской сверхглубокой скважины. В дальнейшем изменилась методика и техника полевых исследований, способы интерпретации сейсмических материалов. И все же во взглядах сейсморазведчиков на природу регистрируемых волн еще много спорного, а значит, спорны и построенные ими сейсмические границы. Один из путей проверки таких построений – сверхглубокое бурение.

В 80-е годы прошлого века вырос интерес ученых разных стран к исследованию глубинного строения Фенноскандинавского щита, что связано с решением проблем общего геодинамического плана. Это, а также выяснение причин длительного поднятия Фенноскандии, и прогноз землетрясений, более обоснованное ведение поиска месторождений полезных ископаемых было основной целью постановки данных работ. Геологи всех направлений считают щиты древними ядрами формирования первичной континентальной коры и ее верхнего гранитогнейсового слоя, а по эволюции континентальной коры и мантии щитов судят об общей истории континентов от начала их возникновения и до со-

временного состояния. Но здесь возникают сложности иного порядка: как скажем, изучить глубинную структуру Фенноскандинавского щита, если на нем уместились территории Швеции, Финляндии, Республики Карелия и Мурманской области. Выход был в объединение усилий ученых в рамках международных организаций. Вот почему глубинные сейсмические исследования проводятся по международным проектам.

Главенствующую роль в изучении глубинного строения литосферы играют геофизические исследования, до относительно недавнего времени – почти исключительно методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы при глубинных сейсмических исследованиях на Фенноскандинавском щите все шире используется метод общей глубинной точки (ОГТ). Этот метод позволяет получить структурные изображения сейсмических неоднородностей, в том числе полого – или даже крутонаклонных, которые могут быть непосредственно прослежены к поверхности эрозионного среза. Благодаря этому появилась реальная возможность сопоставить структурные образы коры, получаемые ОГТ, с геологическими объектами, доступными для исследований на земной поверхности.

Новая информация о структуре земной коры на профилях ОГТ оказывается принципиально иной по сравнению с данными ГСЗ. Геологическая интерпретация материалов, полученных методами ОГТ, ГСЗ, МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) на одном и том же профиле, позволяет составить наиболее полную и разностороннюю картину глубинного строения кристаллической коры и литосферы в целом, так как эти методы подчеркивают различные особенности среды. Методом ОГТ на глубинах, охватывающих всю мощность коры и верхнюю часть литосферной мантии, регистрируются сейсмические отражения, генерирующиеся на литологических границах и границах, созданных тектоническими нарушениями. По материалам многоволновой сейсмики ГСЗ, МОВЗ получаются сведения о скоростной характеристике отдельных блоков земной коры, прослеживаются глубинные разломы и другие латеральные неоднородности в средней и нижней коре, детально прорисовывается рельеф поверхности М.

Район исследований (60–64° с.ш., 24–36° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 1, цветная вкладка) юго-восточной Финляндии и юго-западной Карелии. Это область соприкосновения наиболее древней части щита – Лапландско-Карельской и более молодой Свекофеннской провинции. Территория особенно благоприятна для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает хорошие возможности для непосредственного исследования и сопоставления глубинных геологических и геофизических данных.

Сейсмические работы, проведенные за последние 35 лет, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам. Однако некоторые результаты этих исследований до сих пор неоднозначны и весьма противоречивы. В предлагаемой статье предпринята попытка систематизации результатов многолетних сейсмических исследований, дополненных новейшими данными. Это позволяет выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез.

Общая характеристика полученных материалов

В конце прошлого века глубинные сейсмические исследования на территории Финляндии и России получили широкое развитие благодаря реализации ряда международных и отечественных профилей ГСЗ (см. рис. 1 и таблицу). Однако отработка проведена с разной деятельностью. В последние годы исследования выполнены по методике ОГТ с вибраторами, максимальной длиной годографа 15 км, записи 18–25 с, что позволило зондировать до глубины 50–60 км.

Профиль *Балтик* (см. рис. 1). Сейсмические наблюдения проведены методом

Таблица. Сейсмическая изученность земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита

Название профиля	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	$V_{ср}$ до М, км/с	$V_г$ по М, км/с	Литературный источник
Приладожский (Лахденпохья-Сегозеро)	300	1980	41–45	6,4	7,8–8,0	Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глубинное ... , 2004
Балтик	450	1982	40–64	6,7	8,0–8,2	Luosto et al., 1990; Шаров, 1993
FIRE 3; 3A (Мёнкё-Оутукумпу – Виниярви-Леппявирта)	158 448	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Kukkonen, 2011
Зеленая Роща–Спасская Губа	390	2000 2001	35–48	–	–	Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004
1-ЕВ участок (Сегежа-Тихви)	600	2001 2003	40–45	6,4–6,6	8,2–8.4	Глубинное … , 2004; Строение … , 2005; Сулейманов и др., 2007

ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 2а). Для каждого блока составлялись индивидуальные модели верхней части разреза. Скорость вблизи дневной поверхности на большей части профиля составляет 6,0–6,2 км/с, на отдельных участках – 6,4–6,5 км/с (рис. 2). Интервальная скорость на глубинах 5–9 км

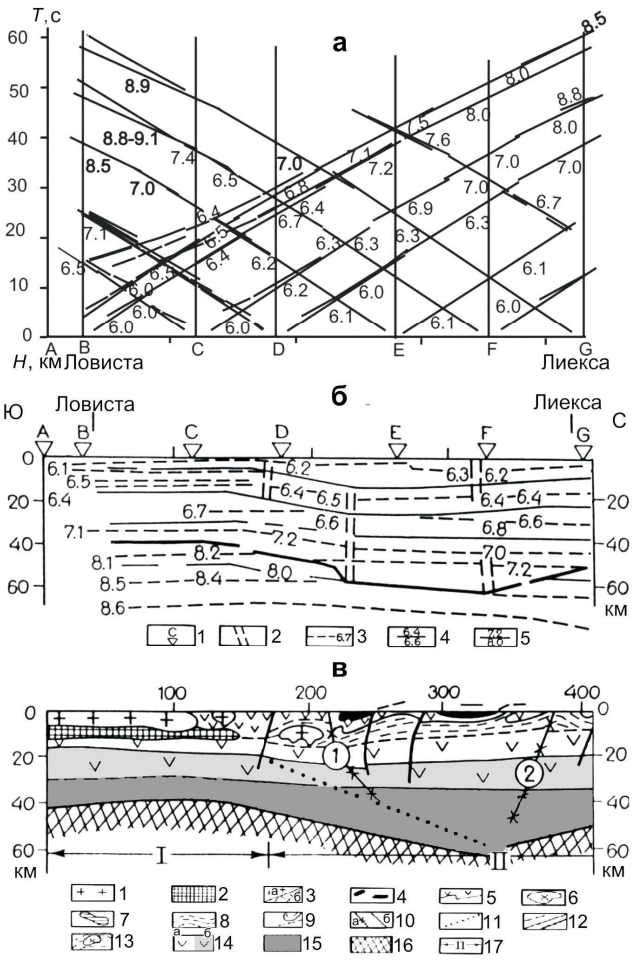


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Балтик (Luosto, Tiira et al., 1990; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998):
а – системы наблюденных годографов; б – сейсмический разрез: 1 – пункты взрыва; 2 – глубинные разломы; 3 – преломляющие границы с граничными скоростями (км/с); 4 – отражающие границы с характеристикой скорости (км/с); 5 – граница М, построенная по отраженным и преломленным волнам с характеристикой скорости (км/с); в – геолого-геофизическая модель: 1 – рапакиви-граниты (1,7–1,6 млрд лет), 2 – габбро-анортозиты, диабазы (1,7–1,6 млрд лет), 3а – граниты и 3б – гранодиориты (1,9–1,8 млрд), 4 – перидотиты, серпентиниты, габброиды и основные вулканиты (2,0–1,9 млрд лет), 5 – вулканогенно-осадочные образования (2,2–1,8 млрд лет), 6 – граниты, гранодиориты (2,8–2,6 млрд лет), 7 – габроиды, габбро-анортозиты (2,6–2,8 млрд лет), 8 – архейские гнейсы и сланцы, 9 – геоэлектрические границы, 10а – главные и 10б –второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках): 1 – Колконярви, 2 – Сувасвяси, 11 – пологие границы, предполагаемые по геологическим данным, 12 – геофизические коровые границы, 13 – верхний слой (верхний этаж) (V = 5,9–6,2 км/с, s = 2,6–2,75 г/см^3); 14 – средний (V = 6,3–6.5 км/с, s = 2,75–2,9 г/см^3) и нижний (V = 6,6–6,8 км/с, s = 2,9–3.0 г/см^3); 15 – коро-мантийный слой (V = 7,0–7.3 км/с, s = 3,0–3.2 г/см^3); 16 – границ М, мантия (V = 8,0–8,2 км/с, s = 3.35 г/см^3); 17 – тектоническое районирование (I – Свекофеннский геоблок, II – Карельская кратон

оценивается в пределах 6,2–6,4 км/с. Эта оценка является, скорее всего, максимальной, что обусловлено известным эффектом квазианизотропии. Средняя скорость для верхних частей коры (до 10 км) не превышает 6,1–6,2 км/с, т. е. оказывается меньшей, чем интервальная. Такое может быть объяснено наличием в рассматриваемой части коры неоднородностей с относительно пониженной скоростью, определение их параметров (скорости и мощности) затруднено. Глубже (10–20 км) интервальная скорость нарастает до 6,6 км/с.

По волнам, доминирующим на монтажах, построены отражающие границы на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км (рис. 2б). Аномальные отклонения экспериментальных годографов относительно расчетных в большинстве случаев наблюдаются в местах пересечения профилем выходящим на дневную поверхность пород, характеризующихся большой скоростью, или вблизи них. В пределах всего разреза коры выявлены наклонные глубинные разломы – границы отдельных блоков, которые претерпели горизонтальные подвижки.

Мощность коры вдоль профиля Балтик изменяется от 40 до 64 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботнические зона. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М – 64 км. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве «коромантийной смеси», обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 2в), что неоднородный скоростной состав коры в пределах профиля коррелируются с особенностями геологического строения. Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающие тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур (Шаров, 1993; 2013; Павленкова, 2006).

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы $К_1$ и $К_2$, которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5,8–6,3 и 3,5–3,8 км/с (верхний этаж), 6,3–6,7 и 3,6–3,9 км/с (средний), 6,8–7,3 и 3,7–4,2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница $К_1$ выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12–20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6,2–6,4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница $К_2$, прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20–35 км со скоростью продольных волн 6,8–7,1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0,2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6,5–6,6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы $К_2$ скорость превышает величину 6,8–7,0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Волны $К_1$ и $К_2$ часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн $К_1$ и $К_2$ с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями: 6,4–6,7 км/с и 6,7–7,0 км/с соответственно.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели (Шаров, 1993; 2013; Павленкова, 2006).

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана четырехслойная модель со скоростями продольных волн 5,9–6,2 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.3–6,5 км/с в среднем, 6,6–6,8 км/с в нижнем и 7,0–7,3 км/с в коро-мантийном (см. рис. 2в). Четвертый высокоскоростной слой присутствует в районах с повышенной мощностью земной коры и часто входит в третий (нижний) слой. Слои разделены отражающими горизонтальными $К_1$ и $К_2$ и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8,0–8,2 км/с. Граница $К_1$ залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Граница $К_2$, скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница $К_1$, чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Профили Мёнкё–Оутокумпу (FIRE 3) и Виниярви-Леппявирта (FIRE 3A). Профиль FIRE 3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где пробурена в 2004 году скважина OD глубиной 2516 м. Скважина Оутокумпу прошла зону контакта пород архей-протерозой на глубине 1310 м. В интервале 1650–2516 м слюдистые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов, пегматитовых гранитов (Kukkonen, 2011).

Профиль FIRE 3A является продолжением FIRE 3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (см. рис. 1). На сводном сейсмическом разрезе (рис. 3а) по данным метода ОГТ пологопадающие отражения видны лучше, чем крутопадающие структуры в силу избиратель-

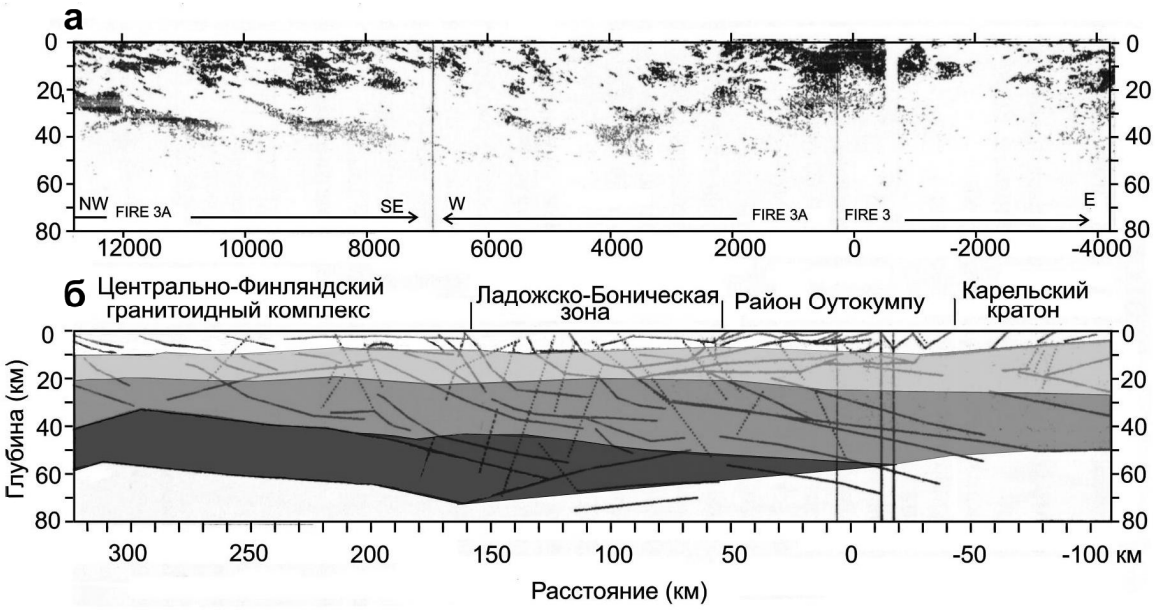


Рис. 3. Профиль FIRE 3 и 3A. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) (Kukkonen, Lahtinen, 2006). Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ (б) (Korja, Heikkinen, 2008) деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям (см. рис. 2в)

ности метода. Слабая отражательная способность обычно указывает на породы либо с небольшими контрастами плотности и скорости (акустической жесткости), либо с отсутствием таковых, например, монотонные интрузии или участки древней коры, в которых внутренняя структура стала однородной в масштабе отражательной способности до деформации. Границы тектонических блоков – это либо надвиги, либо нормальные разломы, либо разломы со смещением по простиранию, которые разделяют блоки, отличающиеся отражательными свойствами (Korja, Heikkinen, 2008).

Ладожско-Ботническая зона (рис. 3б) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (см. рис. 3б) автором проведено условно, т. к. отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

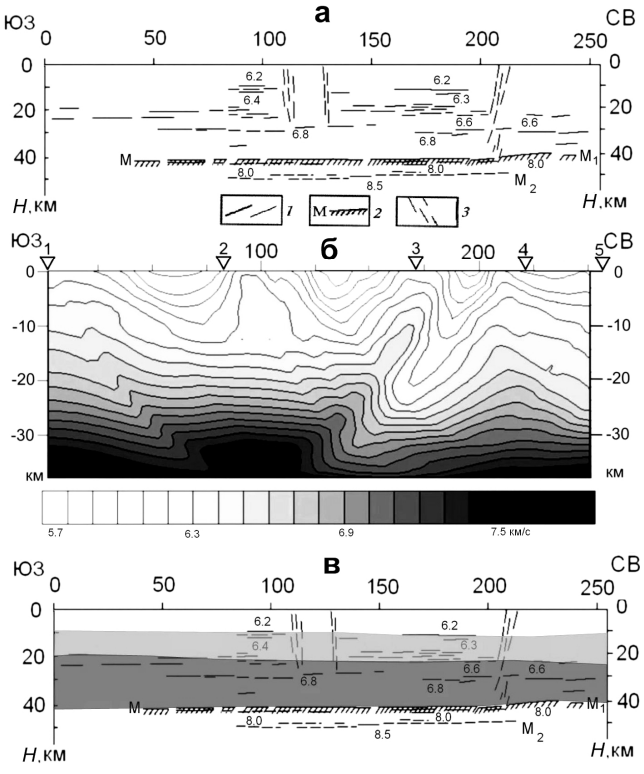


Рис. 4. Профиль ГСЗ Приладожский (Лахденпохъя–Сегозеро). Сейсмический разрез (а) (Литвиненко и др., 1982): 1 – преломляющие и отражающие границы; 2 – раздел М; 3 – глубинные разломы; сейсмотомографический разрез (б); сейсмогеологический разрез (в) деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям (см. рис. 2в)

Профили Лахденпохья-Сегозеро (Приладожский), Выборг-Спасская Губа (см. рис. 1 и таблицу) изучены соответственно методами ГСЗ и МОВЗ, верхние части коры специально не исследовались. Благодаря наличию удлиненного годографа от карьерных взрывов до 300 км в центральной части профиля Лахденпохья-Сегозеро под границей M_1 на глубине около 50 км выделен сейсмический горизонт M_2 со скоростью около 8,5 км/с (рис. 4а). Область перехода от коры к мантии здесь представлена двумя группами волн M_1 и M_2. Таким образом, в низах коры предполагается наличие либо пачки сильно градиентных слоев, либо слоя со скоростью около 7,5 км/с (Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991). В земной коре выделены сейсмические пологие горизонты, которые можно связать с относительно маломощными высокоскоростными слоями, разделяющими более мощные слои с инверсией скорости. Намечены зоны глубинных разломов, разграничивающих отдельные блоки в различных этажах коры.

На сейсмотомографическом разрезе (рис. 4б) неоднородности верхней части разреза носят локальный характер, выделяются три участка с пониженной скоростью, имеющие ширину 20–35 км и глубину до 7 км. Центральная низкоскоростная аномалия меньше по ширине и погружается на юго-запад до глубины 20 км. Средняя и нижняя части земной коры имеют скорость 6,7–7,0 км/с с минимальным горизонтальным градиентом. В юго-западной части профиля в нижней коре (30–38 км) наблюдается высокоскоростная аномалия 7,4–7,5 км/с. Условное деление земной коры проведено на рис. 4в.

Профиль Выборг-Спасская Губа (см. рис. 1) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский

мантийно-коровой свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004). Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки (рис. 5).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS – волн (высокая интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т. е. прослежены 6 границ до M_I. Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода ко-

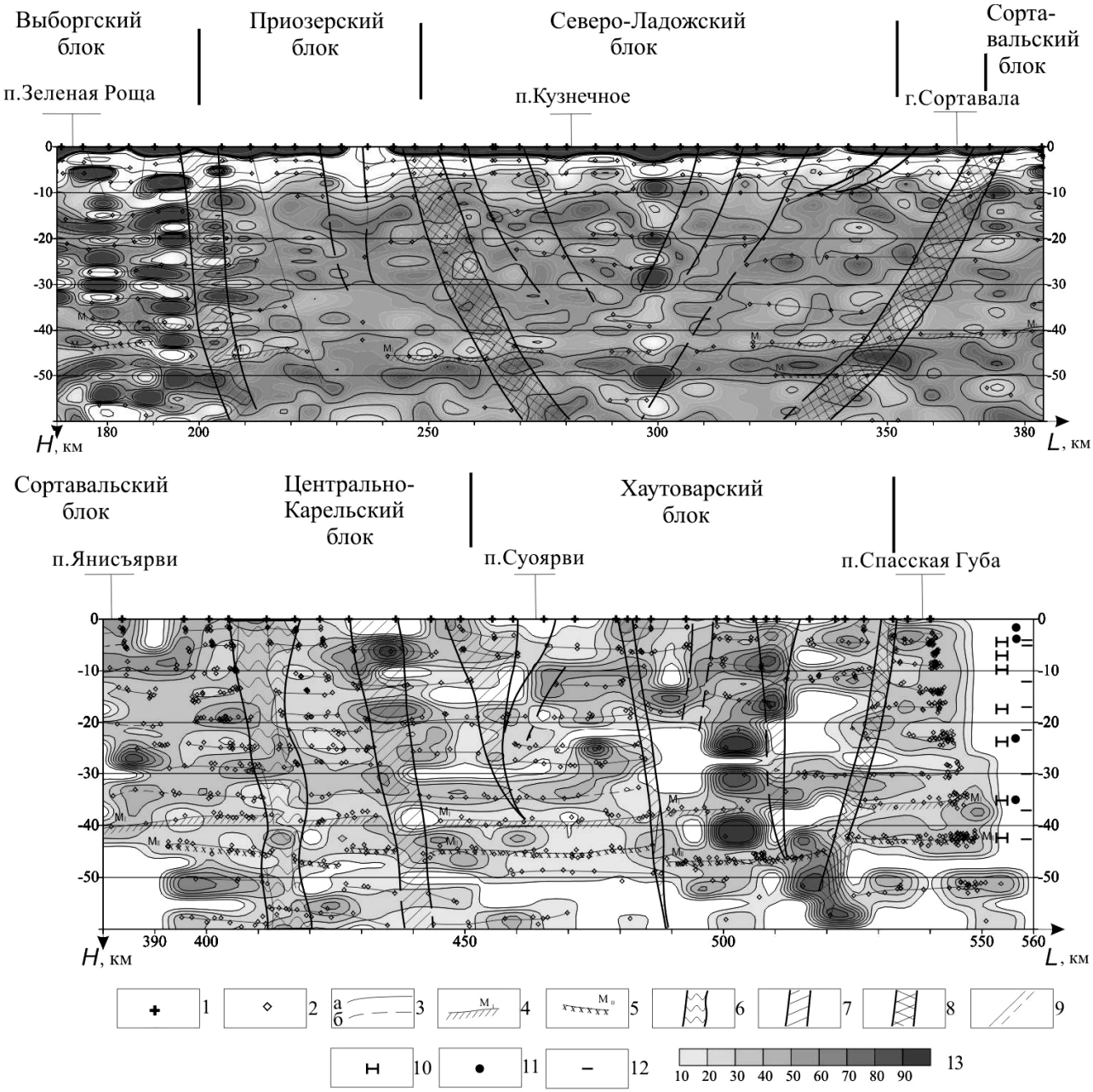


Рис. 5. Глубинный разрез и обменноспособность среды по МОВЗ. Профиль Зеленая Роща–Сортавала (Глубинное ... , 2004):

1 – пункты наблюдений; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора-мантия; 5 – подошва зоны перехода кара-мантия; 6 – Янисъярвинская межблоковая система разломов; 7 – мантийные разломы; 8 – мантийные рифтообразующие зоны разломов; 9 – внутрикоровые разломы; 10 – положение границ на профиле III МОВЗ 1998г.; 11 – положение границ ОГТ на профиле 1-ЕВ; 12 – положение границ ГСЗ на профиле 1-ЕВ; 13 – обменоспособность среды, %

ра–мантия за Сосновоборским блоком до 2 км происходит за счет резкого подъема границы M_{II}. На северо-восток от Вуоксинского разлома, имеющего сложное строение, в Приозерском блоке нижнекоровые границы перестают следится уверенно, отсутствует граница M_{II}.

Далее к северу, за Приозерским рифтообразующим разломом следует собственно Ладожская рифтовая зона, входящая в состав Ладожско-Ботнической рифтогенной системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами 60–40° Приозерским и Рускеальским рифтообразующими разломами. Пространство между ними насыщено внутririфтовыми разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница M_I; она следится фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и, наконец, занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы M_I, по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе M_I. На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной (сдвинутой на север призмы) с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представления о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствует о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 мГал. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как и аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализуются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода множество мелких интрузий основного ультраосновного состава (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствует область сильно расслоенной земной коры и область гомогенезированного состояния. Мощность коры постепенно уменьшается от 45 км в центральной части Северо-Ладожского блока до 40 км в северном контакте Сортавальского блока, где выделяется Янисъярвинская зона нарушения.

Хорошо изученный, и не только геофизическими методами, но на отдельных участках и бурением, Янисъярвинский разлом прекрасно фиксируется МОВЗ. На поверхности он имеет ширину до 15 км и, уходит на глубину, несколько сужаясь и изгибаясь, пересекает все внутрикоровые границы, включая M_I и M_{II}. В литературе принято считать, что этот разлом круто падает на юго-запад, но в данном сечении устанавливается его, практически, вертикальное падение. Электроразведка также

дает возможность выделить его по участкам низкого сопротивления (1 Ом·м). Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара-Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий.

Далее профиль, разворачивается на восток и, практически, вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского мегаблока (см. рис. 1). Зафиксированные в южной части мегаблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутоварский и Онежский. Первые два пересечены изучаемым отрезком профиля полностью, а Онежский – захвачен лишь его крайней западной частью. Общая сейсмологическая картина характерна для древнего кратонного типа коры. Кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_I и M_{II} и характеризуется средним уровнем обменоспособности. На этом «кратонном» фоне выделяются разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Затем по профилю следует Туломозерско-Суоярвинская зона разломов – западная граница следующего Хаутаварского блока. По данным МОВЗ Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности и, сужаясь на глубину, причленяется к границе M_I. В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутоварская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS, Р-волны, микросейсмический фон) Хаутоварская зона разломов. Она весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верха мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы M_I до 38–37 км и опускание M_{II} до 47–48 км. Далее по профилю тип земной коры меняется, она становится расслоенной (семь границ раздела). Мощность коры уменьшатся до 35 км (M_I). В корневой части Западно-Онежского разлома верхи мантии находятся в возбужденном состоянии. По этому разлому подошва зоны перехода кора–мантия (M_{II}) поднимается до 44 км.

Существует определенная корреляция между глубинами до точек обмена волн от землетрясений, выделенных при МОВЗ (см. рис. 5), и положением сейсмических границ по данным ГСЗ (см. рис. 4). Сводный разрез земной коры (см. рис. 4в) получен в результате анализа имеющихся сейсмических данных.

Участок геотраверса 1-ЕВ (Сегежа-Петрозаводск-Тихвин), отработанный УГГП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зона его сочленения с Русской плитой (см. рис. 1). Здесь проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно, сравнить особенности полей разных типов волн (Глубинное … , 2004; Строение … , 2005; Онежская … , 2011).

Система наблюдений ГСЗ состояла из 6 пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км.

Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна Pg) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны Pn) со скоростью 8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волна Pg делятся на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна $К_1$ со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна $К_2$ с кажущиеся скоростью 6,5–6,8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно (Сулейманов и др., 2007). В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны PmP). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны $К_1$, $К_2$) и внутри верхней мантии ($М_1$). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры от 6,0 до 6,7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ (там же). Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н.И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюденными годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюденными и расчетными годографами не превышают 0,1 с (там же).

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ выполнена в системе Firstomo. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник–приемник» с максимальным удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись, начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А волны PmP наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля, положение которой показано на рис. 1. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двумерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников – спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник-приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10. Результаты сейсмотомографического моделирования представлены на рис. 6 (цветная вкладка) в виде скоростного разреза.

Сопоставление разрезов ОГТ и ГСЗ показывает (Строение … , 2005; Онежская … , 2011), что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах ОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешенности метода. Поверхность М в ОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимые отсутствия внутрикоровых границ, также как и их размытость по данным ОГТ в большей мере может быть связана со сложным рельефом границ (наклоном границ, изменением отражающих свойств, поглощения и др.), а также значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при опре-

делении структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Приведенные на рис. 6 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (см. рис. 6а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу (Сулейманов и др., 2007).

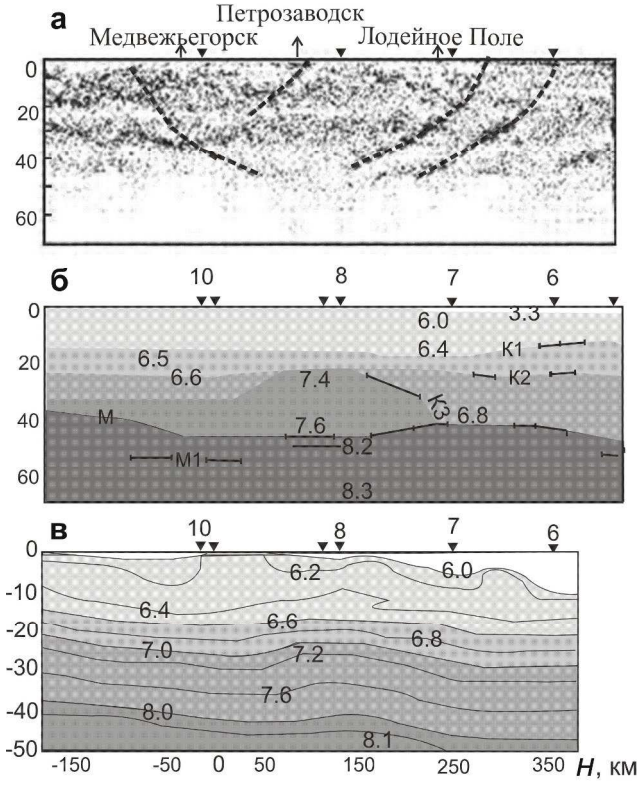


Рис. 6. Сейсмические разрезы по участку Медвежьегорск–Петрозаводск–Лодейное Поле (геотраверса 1-ЕВ), полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томографии (в):
а – пунктирными отмечены глубинные разломы;
б – тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными – отражающие площадки;
в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости V_p, км/с;
▼ – пункты взрыва

Разрез ГСЗ (см. рис. 6б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ (Сулейманов и др., 2007), из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (см. рис. 6в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освящены сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГС).

Характеристика земной коры и верхней мантии региона. Анализ пяти сейсмогеологических разрезов, рассмотренных выше для исследуемого региона, дает возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов архейской Лапландско-Карельской и более молодой Свекофенской провинции.

На всех профилях архейской части щита глубина границы М варьирует в пределах 40–45 км. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью 6,4–6,5 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражающих элемен-

тов, которые можно рассматривать как некие разделяющие зоны между скоростными этажами.

Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свекофенской провинции. Наибольшая информация получена в области Ладожско-Ботнической зоны, которая пересечена тремя профилями: Балтик, Приладожский, Зеленая Роща–Спасская Губа. Скоростные разрезы дают представление о подобии структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скорости распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для архейской части. Менее надежно между этими профилями коррелируются данные о строении верхов мантии. На профиле Балтик создается впечатление о разрыве верхних слоев мантии в области трога, в которой как бы обнажается ее более глубокая часть со скоростью 8,4–8,5 км/с (Шаров, 2013).

На рис. 7 представлена схема рельефа раздела М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Сечение изогипс принято равным 5 км и лишь на востоке сохранена дополнительная горизонталь через 2 км. Подводя итог

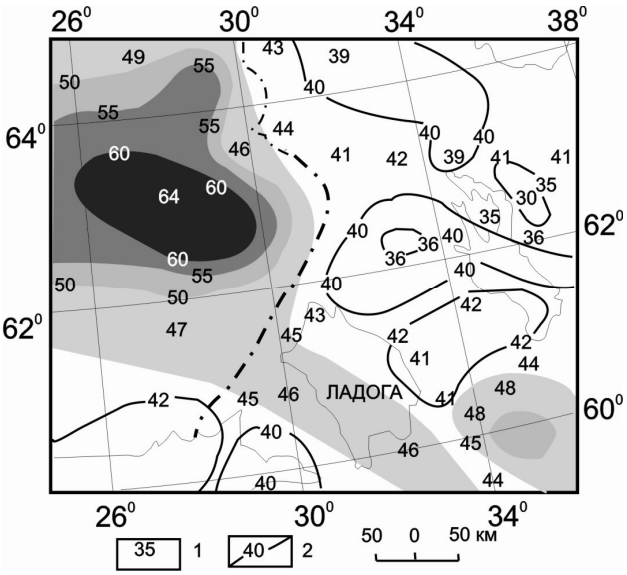


Рис. 7. Структурная схема раздела Мохоровичича юго-восточной части Фенноскандинавского щита:
1 – глубина (км) до раздела М по сейсмическим профилям; 2 – изогипсы раздела М, км

изложенному, следует подчеркнуть, что приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды (Шаров, Митрофанов, 2014). В связи с тем, что плотность систем наблюдений большей частью была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

В пределах региона, хорошо прослежена геолого-геофизическими методами, Ладожско-Ботническая зона (шириной до 100 км) с большой мощностью коры до 64 км. Она представляет собой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне причленения свекофеннского геоблока к архейскому. Нельзя не отметить [Литосфера … , 1987], что строение земной коры Ладожско-Ботнической шовной зоны подобно зоны Тейссейра-Торнквиста. При переходе от древней Восточно-Европейской платформы к молодой платформе Западной Европы, в зоне разломов Тейссейра-Торнквиста, сейсмические скорости в коре в целом уменьшаются, а высокоскоростные породы (7,1–7,2 км/с) исчезают. На отдельных участках зоны Тейссейра-Торнквиста при переходе к мантии выделяется «кора-мантийная» смесь (7,5–7,8 км/с). Глубина до раздела М (скорости 8,1–8,2 км/с) под этой зоной – 50–55 км. Здесь и скорость возрастает до 8,3–8,4 км/с (Литосфера … , 1987; Чекунов и др., 1993).

В центральной части исследуемого района прослеживается положительная скоростная аномалия до 400 км глубины (Senen, 2002). Низкоскоростная аномалия до глубины 100 км, вероятно, связана с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной. Второй важной особенностью строения верхней мантии является вертикальная граница до глубины 400 км, которая отделяет высокоскоростную западную зону от низкоскоростной аномалии на востоке. На скоростных срезах до глубины 150 км существуют другие скорост-

ные аномалии, которые не увязаны с тектоническим строением региона.

Для Фенноскандинавского щита построена трехмерная Р-скоростная модель мантии (Цветкова и др., 2015) до глубины 800 км. До глубины 350 км сохраняется общая высокоскоростная характеристика мантии с постепенным увеличением скорости продольных волн от 8,2 до 8,5 км/с. В зоне сопряжения Карельского и Свекофенского геоблоков начиная с глубины 200 км по скоростным характеристикам происходит разделение исследуемой области на две части юго-западную – низкоскоростную и северо-восточную – высокоскоростную. Такие скоростные характеристики наблюдаются до 350 км включительно. В интервале 350–400 км происходит скоростная инверсия соответствующая переходу от высокоскоростной верхней мантии к ее низкоскоростной переходной зоне. При переходе к зоне раздела 1 между переходной зоной верхней мантии и средней мантией происходит еще одна скоростная инверсия.

Таким образом, по скорости продольных волн не обнаружен мощный волновод в верхней мантии до глубины 350 км юго-восточной части Фенноскандинавского щита, с которым связывают традиционные понятия единой астеносферы, как зоны частичного плавления. Линзовидная модель верхней мантии щита лучше соответствует характеру сложных тектонических движений, наблюдаемых на поверхности, чем модель жесткой литосферы, подстилаемой подвижной астеносферой (Шаров, 1993).

Обсуждение результатов

Ладожско-Ботническая шовная зона является границей структурного сопряжения Карельского и Свекофенского геоблоков. Она отчетливо прослеживается в современной структуре щита на протяжении около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе и фиксируется гравитационной ступенью, высокоградиентным магнитным полем, а также системой разломов, трассируемых геофизическими методами до глубины около 100 км (Земная кора … , 1978).

Этой зоне или отдельным ее звеньям отведено много публикаций (Светов, Свириденко, 1991; Шаров, 1993; Геология … , 2000; Шаров и др., 2004; Свириденко, Светов, 2008; Шаров, 2013; Artemieva, Shulgin, 2015). В рамках мобилистских представлений о развитии Фенноскандинавского щита это сочленение рассматривается как результат субдукции свекофенской океанической коры под континентальную архейскую Карельский кратон (Gaal, Gorbatschev, 1987; Korja, Heikkinen, 2008).

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Однако этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в литосфере, при условии, что новейшие процессы не были очень активными. Границы могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, с активным обменом мантийного и корового вещества, должны быть подвергнуты особо тщательным металлогеническим исследованиям. С этими структурами связаны многие твердые полезные ископаемые.

Из рассмотрения взаимосвязей сейсмических разрезов можно сделать вывод о том, что главный созидательный вклад в формирование земной коры региона вносит нижний слой. Весьма показательно, что на Фенноскандинавском щите максимальная мощность «базальтовой» подушки в основании коры находится между архейским Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской областью. Наращивание коры снизу с одновременным уменьшением доли в ее составе верхнего и среднего этажей дает основание предполагать, что приоритетное значение имели не процессы «скучивания» корового вещества на границах сталкивающихся плит (как это вытекает из субдукционно-обдукционных моделей) (Korja, Heikkinen, 2008), а процессы всплывания в основание коры мантийных базитовых астенолитов (Чекунов и

др., 1993).

Согласно геодинамической модели А.В. Чекунова, в раннем протерозое, в позднесвекокарельское время, архейская континентальная кора Свекофеннской области была реаморфизована, подвергнута кардинальной переработке, деструкции и гранитизации. Основными носителями переработки были магматические диапиры – крупные порции разогретого разуплотненного материала, поднимавшиеся из глубины и внедрившиеся в кору. Эти диапиры были производными от крупного астенолита, охватившего всю Свекофеннскую область.

На первом этапе деструкции в Свекофеннской области происходило опускание с накоплением вулканогенно-осадочного комплекса, впоследствии гранитизированного. Еще сохранившаяся относительно высокая плотность разогретой коры и форма носителей деформации-магматических диапиров-определили хаотический рисунок возникавших складчатых структур без какой-либо выдержанной ориентировки.

В глубоких зонах коры произошло латеральное перемещение материала от центральных частей мантийного асенолита к его периферии, вследствие чего высокоскоростные породы (7,0–7,5 км/с) скопились в Ладожско-Ботнической шовной зоне с соответствующим погружением раздела М. Это напоминает субдукционные явления на контактах сталкивающихся плит. В верхних этажах коры центральной части Свекофеннской области подобные движения в мантии и низах коры создали обстановку растяжения, что и обусловило подъем глубинных магматических диапиров. На флангах же области возникла обстановка сжатия с образованием линейных структур и надвиганием на блоки обрамления. В заключительную стадию при кратонизации Свекофеннской области сформировалась серия крупных посторогенных массивов рапакиви, одним из которых является Выборгский (Чекунов и др., 1993).

Можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью сейсмической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации. Более молодые в структурном отношении (активизированные) части земной коры обладают более сложной сейсмической расслоенностью, чем области древней консолидации.

Приведенные сейсмические материалы и их геологическая интерпретация позволяют рассмотреть особенности связи региональной тектоники и металлогении с глубинным строением земной коры. При этом применяются разные принципы такого анализа. Одни исследователи считают, что имеется непосредственная корреляционная связь между отдельными параметрами земной коры, типами и масштабами эндогенного оруденения. Другие исследователи предпочтение отдают морфологии сейсмических границ и другим элементам. По-видимому, эти принципы должны быть дополнены с учетом того, что земная кора является историко-геологической категорией.

Заключение

Построены сводные разрезы вдоль профилей ГСЗ, отработанных наиболее детально, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-неоднородной средой. В верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими телами. Вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью коры, а также аномально высокой граничной скоростью поверхности М. Следуя исторически сложившейся традиции, обобщенная модель региона может быть представлена тремя скоростными этажами, однако здесь имеются специфические особенности. Выявлены зоны развития четвертого высокоскоростного этажа (7,2–7,4 км/с) в низах консолидированной коры.

Построена карта поверхности Мохоровичича, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Ее анализ позволит наряду с решением теоретических вопросов геологии и сейсмологии по-

ставить и чисто практические задачи – исследовать связи между глубинной структурой земной коры и строением ее верхних горизонтов.

Блоковая сейсмогеологическая модель земной коры региона важна для понимания природы геофизических границ, разработки геодинамических и петрологических моделей и металлогенических оценок.

Литература

Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Изд-во СПб ГУ, 2000. 200 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Платоненкова Л.Н. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Дворецкая Л.М., Кальнин К.А., Платоненкова Л.Н., Романенко Н.Г., Суворова Н.И., Яковлева В.В. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. XCII. С. 3–29.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с+1 вкл.

Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.

Строение литосферы Российской части Баренц региона / ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.

Шаров Н.В., Хазов Р.А., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Шаров Н.В. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.

Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 221–224.

Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С., Кутас Р.И., Оровецкий Ю.П., Пашкевич И.К., Трипольский А.А., Елисеева С.В., Куприенко П.Я., Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Аксаментова Н. В., Гутерх А., Грабовска Т., Колбаньски А., Рыка В., Дадлез Р., Цвойдзински С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В.А., Садов А.С. Геотрансект ЕВРО-3 (EU-3) // Геофизический журнал 1993. Т. 15. № 2. С. 3–32.

ЦветковаТ.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. LAP LAMBERT Academic

Publishing, 2015. 149 p.

Artemieva I.M., Shulgin A. Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 34–42.

Gaal G. Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 15–52.

Korja A., Heikkinen P.J. Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // The Geological Society of America 2008. Special Paper 440. P. 229–248.

Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgulen O., Wennerström M. and Korhonen J. Geological Map of the Fenoscandian Shield, scale 1:2000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Kukkonen I.T., *Lahtinen R.* Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p.

Kukkonen I.T. (et.) Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2010. Geological Survey of Finland, Espoo, 2011. Special Paper 51. 252 p.

Luosto U, Tiira T, Korhonen H. et al. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 89–110.

Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. et al. Crustal Structure of the Baltic Shield Along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse // International Geology Review. 1998. V. 40. № 11. P. 990–997.

Senen S.C. The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by body-wave tomography. Swiss federal Institute of technology Zurich. 2002. 191 p.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

«ВОСЬМЫЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ Ю.П. БУЛАШЕВИЧА
Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей»

С 14 по 18 сентября 2015 года в Институте геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН прошла конференция с международным участием «Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей».

Тематика конференции охватывает широкий спектр геофизических исследований, поэтому не удивляет и обширная география ее участников. Конференция собрала более 80 ученых из Архангельска, Екатеринбурга, Воронежа, Владивостока, Железногорска, Иркутска, Красноярска, Москвы, Миасса, Новосибирска, Обнинска, Перми, Петрозаводска, Хабаровска, Петропавловска-Камчатского, Южно-Сахалинска, а также участников из Египта, Украины, Белоруссии, Киргизии и Узбекистана. Организатором выступил Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ).

На конференции было представлено 69 устных, в том числе 6 пленарных, и 17 стендовых докладов. Традиционно наиболее широко были представлены гравитационные, тепловые, магнитные и электрометрические исследования. В пленарных докладах был отражен современный мировой уровень геофизических исследований.

Открытие конференции началось с доклада председателя оргкомитета П.С. Мартышко «Методика и алгоритмы построения трёхмерных плотностных моделей на основе интерпретации гравитационных и сейсмических данных» (Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.), в котором изложена методика построения плотностных моделей по данным высокоточной гравиметрии и комплексу геофизических данных, основанная на оригинальных методах и алгоритмах интерпретации геофизических данных, разработанных в Институте геофизики УрО РАН. Методика была применена для построения плотностной модели земной коры и верхней мантии территории Тимано-Печерской плиты, интерпретации гравитационных данных на ряде нефтяных месторождений.

В.С. Дружинин в докладе «К вопросу о необходимости учета информации о строении земной коры при региональном геокартировании и для прогноза месторождений углеводородов в Уральском регионе» (Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И.) рассмотрел вопрос о необходимости учета информации о строении земной коры при решении региональных задач геокартирования и минерагении на основе впервые созданной объемной геолого-геофизической модели и схемы тектонического районирования Уральского региона.

В докладе Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаевой, Я. Майорович и Я. Шафанда «Новая палеоклиматическая интерпретация данных термометрии скважины Hunt Well (Канада)» приводятся результаты новых геотермических реконструкции температурной и тепловой историй земной поверхности в провинции Альберта (Канада) за последние 40 тысяч лет, обсуждается влияние Лаврентийского ледникового щита на тепловой режим земной поверхности.

В докладе Хачай Ю.В., Анфилогова В.Н., Антипина А.Н. «Механизмы конвекции в растущем ядре земли и их проявление в остаточной намагниченности земных метеоритов» на основе численного моделирования аккумуляции ядра Земли за счет случайного выпадения тел и частиц получены варианты распределения температуры в растущей планете. По-

казано, что при росте ядра трижды происходит смена механизмов конвекции. Только с образованием внешнего ядра реализуется механизм конвекции, создающий МГД-динамо генерации геомагнитного поля. Получены оценки возраста магнитных включений в метеоритах земного происхождения, которые несут свидетельство о происхождении намагнитившего их поля.

В докладе Блоха Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаля А.С., Новиковой П.Н., Рашидова В.А., Трусова А.А. «Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана Обручева (Курильская островная дуга)» с применением современных интерпретационных технологий для обработки результатов комплексных геолого-геофизических исследований подводного вулкана Обручева в Курильской островной дуге показано, что наиболее намагниченной является привершинная часть вулканической постройки и предполагается наличие на глубинах 3700-4200 м застывшего магматического очага. Вероятнее всего, вулканическая постройка образовалась в неогеновое время.

В докладе В.А. Кочнева «Обратное вращение Венеры и ее холодное ядро – реальность или ошибка интерпретации геофизических данных?» приведена краткая историческая справка о результатах исследования периода и направления вращения Венеры. Изложены результаты анализа аргументов и признаков ретроградности вращения планеты и сделан вывод об их ошибочности. В пользу нормального вращения планеты приводятся результаты моделирования магнитного поля Венеры, установленная слабая сейсмологическая активность (практическое ее отсутствие) и модель формирования вращения планет в теории О.Ю. Шмидта, В.С. Сафонова и других.

Следует отметить широкое представительство молодых ученых, которые являются постоянными участниками Уральской молодежной научной школы по геофизике, ежегодно проводимой Институтом геофизики УрО РАН (г. Екатеринбург) и Горным институтом УрО РАН (г. Пермь). Уровень их докладов заслуживает высокой оценки: «Возможности челночных измерений геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения по результатам скважинных исследований» (Баженова Е.А.); «Электромагнитное излучение как индикатор массивного магнетитового оруденения» (Вдовин А.Г.); «Корректировка временной шкалы геотермических реконструкций палеоклимата на основе орбитальных инсоляционных кривых» (Горностаева А.А., Антипин А.Н.); «Поиск электромагнитных неоднородностей по фазовому параметру» (Сарвартинов А.И., Арзамасцев Е.В.); «Геофизические работы при поисках рудных месторождений золота Магаданской области на примере Тохтинской перспективной площади» (Хасанов И.М., Муравьев Л.А., Терновский В.А., Ткачев А.В.).

Несмотря на очень плотный график работы, участники конференции посетили некоторые местные достопримечательности: мужской монастырь «Ганина яма» и музей военной техники в Верхней Пышме. Также был организован театральный вечер с посещением Свердловского государственного академического театра драмы.

На закрытии конференции были подведены итоги и принято решение о проведении «Девятых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича» в 2017 году.

И.А. Козлова
к.г.-м.н., с.н.с. ИГФ УрО РАН

****

ЮБИЛЯРЫ

Студент физического факультета Уральского государственного факультета им. А.М. Горького **Николай Иванович Начапкин** в 1967 году пришел на преддипломную практику в институт геофизики и задержался. С тех пор прошло 48 лет. Начинал лаборантом, занимаясь исследованиями математических методов интерпретации потенциальных геофизических полей (гравитационных, магнитных), которые легли в основу его кандидатской диссертации «Метод особых точек и его применение для интерпретации стационарных полей», успешно защищенной в 1979 г. Разработанный им метод и пакет прикладных программ для ЭВМ были успешно опробованы на железорудных месторождениях Урала.

В 1980 г. Николай Иванович был назначен на должность ученого секретаря Института. В 2004 г. был избран по конкурсу заведующим лабораторией региональной геофизики. С тех пор Николай Иванович успешно совмещает эти две непростые должности. Круг его научных интересов включает исследования изостазии Урала по профилям глубинного сейсмического зондирования и его современной геодинамики; комплексная интерпретация сейсмических и гравитационных данных, на основе которых построена объёмная трёхмерная слоисто-блоковая модель Среднего Урала.

Николай Иванович – автор более 120 опубликованных научных работ.

Коллеги знают Николая Ивановича как ведущего специалиста в области интерпретации потенциальных геофизических полей. Близкие друзья ценят его как человека широкой эрудиции и разносторонних интересов.

Николай Иванович большой знаток истории нашего края. Он член фонда «Обретение», знаменитого своим вкладом в поиски и идентификацию останков Царской семьи. В 1991 году Николай Иванович принимал участие в раскопках останков вблизи п. Шувакиш (Поросенков Лог). А еще Николай Иванович успешный садовод и активный путешественник. Он объездил почти всю Европу, посещая исторические места.

Друзья и коллеги от всей души поздравляют Николая Ивановича с юбилеем и желают крепкого здоровья и творческих успехов во всех видах его многогранной деятельности.

****

7 ноября 2015 года член-корреспонденту РАН, доктору физико-математических наук, заведующему лабораторией математической геофизики Института геофизики им. Ю.П. Булашевича, главному редактору журнала «Уральский геофизический вестник», профессору **Петру Сергеевичу Мартышко** исполнилось 60 лет.

Вся научная деятельность Петра Сергеевича неразрывно связана с геофизикой. Он известный в Российской Федерации и за рубежом Вся научная деятельность Петра Сергеевича неразрывно связана с геофизикой. Он известный в Российской Федерации и за рубежом специалист в области теории и практики исследования физических полей Земли, внесший большой вклад в познание глубинного строения Урала.

Петр Сергеевич поступил на работу в Институт стажёром-исследователем в августе 1977 г. В 1983 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию, а в 1993 г., после защиты докторской диссертации «Теория и алгоритмы решения прямых и обратных задач электро-

магнитных геофизических полей», стал самым молодым доктором наук в истории Института. В 1992 г. становится заведующим лабораторией математической геофизики, на этой должности он продолжает работать и в настоящее время. В период с 1993 по 2006 гг. сотрудники лаборатории защитили пять докторских и две кандидатские диссертации. Петр Сергеевич обладает научной интуицией и качествами лидера. С 2004 по 2015 гг. год он работал в должности директора Института геофизики УрО РАН.

Основные научные результаты по созданию новых вычислительных методов и уравнений математической физики состоят в следующем: впервые выведены уравнения обратных задач для электромагнитных и тепловых полей с явно заданным оператором, разработаны алгоритмы и впервые построены решения трёхмерных обратных задач электромагнитных геофизических полей, примеры практической интерпретации; разработаны теория, алгоритмы и компьютерные технологии интерпретации потенциальных геофизических полей, применяемые как для решения задач поиска полезных ископаемых, так изучения глубинного строения Земли. На основе комплексной интерпретации сейсмических, гравитационных и магнитных данных построены трёхмерные модели земной коры и верхней мантии Урала и сопредельных регионов. Эти модели позволяют определять участки, перспективные на наличие нефтегазовых месторождений, других полезных ископаемых. Полученные им результаты исследований опубликованы более чем в 200 научных статьях и 5 монографиях.

Петр Сергеевич руководит проектами программ фундаментальных исследований, инициативными проектами РФФИ и РНФ, выиграл три гранта РФФИ на развитие материально-технической базы, с помощью которых лаборатории Института приобрели современные геофизические приборы и аппаратуру. Ведёт большую научно-организационную работу – член Бюро Отделения наук о Земле РАН, член Совета по инновационной деятельности при Президиуме РАН, заместитель Председателя научно-методического совета при министерстве Природных ресурсов РФ, член правления Европейско-Азиатского геофизического общества, главный редактор журнала «Уральский геофизический вестник», входит в состав редколлегий 2-х международных журналов, член международных организаций (EAGE, AGU). Петр Сергеевич хорошо известен научному миру как один из активных организаторов и участников международных научных форумов. Ведет консультационную и экспертную работу в научных фондах РФФИ и РНФ, также аккредитован в Федеральном реестре экспертов научно-технической сферы.

Много своего времени Петр Сергеевич уделяет подготовке научных кадров, преподавательской работе, руководит бакалаврами и аспирантами. Он является председателем Специализированного Совета по защите диссертаций при Институте геофизики и членом Совета по защите диссертаций в Уральском Федеральном Университете.

С 2002 г. Петр Сергеевич заведует в Уральском Федеральном Университете кафедрой Вычислительных методов и уравнений математической физики и является научным руководителем программ по подготовке бакалавров и магистров по направлению «Математическое обеспечение и администрирование информационных систем», а также «Прикладная математика и информатика». В связи с высоким уровнем профессиональной подготовки выпускники кафедры полностью востребованы: преподают в университетах, работают в научно-исследовательских институтах, занимают ответственные посты бизнес-аналитиков, специалистов и технических директоров в ведущих IT-компаниях России и мира.

Петр Сергеевич награждён медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени, медалью В.В. Федынского «За выдающийся вклад в теоретическую и прикладную геофизику», медалью Лейбница Европейской академии естественных наук (Германия), ему трижды присуждалась Государственная научная стипендия. П.С. Мартышко – один из первых лауреатов Фонда поддержки Отечественной науки, созданного по инициативе Президента РФ В.В. Путина.

Петр Сергеевич занимает активную жизненную позицию, 15 лет на общественных началах был председателем Совета профсоюза УрО РАН и одновременно – председателем профсоюзного комитета Института геофизики. Большую роль сыграли активные действия

П.С. Мартышко при сохранении статуса Института как независимого научного учреждения и присвоении Институту имени его основателя – Ю.П. Булашевича. Следует отметить его деятельную помощь ветеранам войны и труда. Петр Сергеевич активно занимается спортом, неоднократно выступал в составе сборных команд института по футболу и баскетболу. Общественная деятельность П.С. Мартышко отмечена Почетной грамотой Президиума РАН и Профсоюза работников РАН, Золотым знаком Профсоюза РАН; ему присвоено звание «Ветеран труда».

Сердечно поздравляем Петра Сергеевича с юбилеем, желаем дальнейших творческих успехов, новых научных достижений, здоровья, счастья и благополучия!

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

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

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц (в формате стилевого файла «Уральского геофизического вестника», см. сайт Института геофизики УрО РАН igeoph.net).

2. Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде в двух отпечатанных экземплярах с обязательным приложением электронного варианта.

3. Текст статьи должен быть набран в стандарте текстового редактора Microsoft Word (*.doc), шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см. Иллюстрированный материал может включаться в рукопись для удобства чтения. Статьи, содержащие рисунки, принимаются к публикации только после согласования с редакцией технических вопросов подготовки рисунков.

4. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации, в которой данное исследование выполнено (печать обязательна); 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.

5. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК); 2) название статьи (должно быть кратким, конкретным и отражать содержание работы), набирается с выравниванием по центру прописными буквами (полужирный шрифт); 3) фамилии и инициалы авторов (без отступа), 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; 4) краткая аннотация. Аннотация начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт; 5) ключевые слова (курсив, отступ 0,75 см, размер шрифта 12 пт); 6) авторский перевод этих данных на английский язык; 7) текст статьи; 8) список литературы.

6. Статья должна быть разбита на разделы, отражающие ее содержание. Рекомендуются следующие стандартные рубрики статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». Также могут быть использованы необходимые автору рубрики.

При использовании в тексте статьи сокращений (кроме стандартных) следует давать им расшифровку при первом упоминании.

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg, *.bmp (черно-белые или цветные) в виде отдельных графических файлов. Они должны быть контрастными и четкими. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений, обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Конечные размеры должны быть 5x23 см для размещения в одной колонке и 17x23 см – в двух колонках (т. е. не меньше 1000x2700 px и 2050x2700 px, соответственно, при разрешении 300 dpi). Количество рисунков не должно превышать шести на авторский лист.

Формулы и символы в строке текста набираются с помощью клавиатуры, либо – вкладки Символ меню Вставка. ***Курсивом набираются только латинские буквы.*** Сложные формулы набираются обязательно в редакторе формул Microsoft Equation 3.0.

Таблицы располагаются в тексте статьи, размер шрифта 11 пт, название таблицы – сверху полужирным шрифтом, выравнивание по левому краю.

Ссылки на литературные источники в тексте приводятся в круглых скобках с указанием только фамилии автора и года. При формальном совпадении ссылок после года ставится буква. Если авторов статьи два, то приводят обе фамилии, если их три и более, то делается ссылка на первого автора статьи, например (Петров и др., 2011). В списке литературы по алфавиту сначала перечисляются русские, потом иностранные издания без нумерации.

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

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 2 (26) 2015

ISSN 1991-0223

Учредитель
Уральское отделение Российской академии наук

Соучредитель
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

Ответственный за выпуск
С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 23.11.2015.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 7,4
Уч. -изд. л. 7,5. Тираж 100
Заказ № 144

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620102, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, д. 83

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 – 2 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»