

УДК.550.382.4 + 550.341.5

Генерализованная магнитная модель центральной части Урала и её динамические аспекты

П.С. Мартышко, 267-88-66, факс. 267-88-72, pmart3@mail.ru

В.А. Пьянков, тел./факс 267-88-72, v_pyankov@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это состояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных решений может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами может стать изучение физических характеристик горных пород, отражающих их исторически обусловленное структурное состояние. Одним из методов, позволяющим получать такие характеристики является изучение магнитоакустической эмиссии (эффект Баркгаузена), возникающей в процессе перемагничивания образцов горных пород. Поскольку носителями ферромагнетизма являются специфические мезоэлементы – магнитные домены, то считаем целесообразным при решении обратных задач магнетизма опираться на основные парадигмы мезомеханики. Объектом настоящих исследований является дунит-пироксенит-габббровый массивы: Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д. (Северный Урал). Для изучения его глубинного строения решается обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю строится объемное распределение магнитных свойств горных пород. Нами предпринята попытка использовать методику факторного анализа для разделения магнитного поля, созданного системой крутопадающих аномальных объектов, расположенных друг под другом. В настоящей работе для построения магнитной модели земной коры используется решение прямой задачи магниторазведки с учетом размагничивания [1]. Теория и методы интерпретации данных магниторазведки без учета размагничивания достаточно хорошо разработаны [2], однако неучет размагничивания может привести к существенному искажению величин аномального магнитного поля, а, следовательно, и к значительным ошибкам в определении магнитной восприимчивости. Решение обратной задачи магниторазведки (даже в случае простого перебора вариантов прямой задачи) сводится к нахождению магнитной восприимчивости χ в заданном объеме по известному аномальному полю из операторного уравнения первого рода:

$$B(M) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \text{grad}_m \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_m \frac{1}{r} \right) dv \quad (1),$$

где r – расстояние от точки Q до точки M , B – индукция аномального магнитного поля во внешней по отношению к телу точке M , $\vec{I}(Q)$ – намагниченность в текущей точке тела Q ,

которая в общем случае определяется из решения соответствующего уравнения Фредгольма второго рода:

$$\vec{I}(Q) = \chi(Q) \left[\vec{H}_0(Q) + \frac{1}{4\pi} \text{grad}_q \int_V \left(\vec{I}(A) \text{grad}_q \frac{1}{r} \right) dv \right] \dots \dots \dots (2),$$

где \vec{H}_0 - первичное намагничивающее поле, r – расстояние между точками тела Q и A .
 Алгоритм решения уравнения. Так как уравнение (2) является слабо сингулярным, то оно преобразовано способом, предложенным в работе [3]. Способ заключается в аппроксимации объема V совокупностью непересекающихся изометричных элементов, например, кубов, которые заполняют пространство без промежутков. Изометричность их формы позволяет проводить вычисления поля от них по формулам для равновеликих шаров, которые считаем намагниченными однородно. Выделяется малый шар V_A с центром в точке A и, в соответствии с формулой для однородного шара:

$$\frac{1}{4\pi} \text{grad}_A \int_{V_A} \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_A \frac{1}{r} \right) dv = \frac{1}{3} \vec{I}(A) \quad (3)$$

интегральное уравнение (2) приводится к виду [3]:

$$\vec{I}(A) = \frac{3\chi(A)}{3 + \chi(A)} \left[\vec{H}_0(A) + \frac{1}{4\pi} \text{grad}_A \int_{V - V_A} \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_A \frac{1}{r} \right) dv \right] \quad (4),$$

где D – матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат центров i -ого и k -ого объемов. Уравнение (1) приобретает вид:

$$\vec{B}(M) = \frac{\mu_0^v}{4\pi} \sum_{i=1}^n D_i \vec{I}_i, \quad (5),$$

где n – количество элементарных объемов, \vec{I} - вектор намагниченности i -ого объема, D – известная матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат точки наблюдения M и координат центров объемов. Перебирая параметры модели при известном из результатов факторного анализа наблюдаемого поля нулевом приближении, находим наиболее приемлемое решение. Рассмотрим особенности предложенного решения на примере дунит-пироксенит-габббрового массива Денежкин Камень (Северный Урал, 60° с.ш.). Для изучения его глубинного строения решена обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю построено объемное распределение магнитных свойств горных пород. Наиболее информативные результаты получены при разделении магнитного поля. Показано, что суммарное поле представляет собой комбинацию магнитных полей наклонных блоков земной коры. Среди этих блоков наибольший интерес представляет блок дунитов, обладающий наименьшей магнитной восприимчивостью χ и наибольшей остаточной намагниченностью I_n . Пространственное распределение магнитного поля блока дунитов приведено на рис.1. После интерпретации магнитного поля дунитов получено, что направление их намагниченности изменяется от субгоризонтального в верхней части разреза до современного в низах разреза. Это позволяет предположить, что западная пачка пород была деформирована из субгоризонтального положения в вертикальное после формирования остаточной намагниченности. С востока дуниты оторочены прослойкой пироксенитов, переходящих в габбро (рис.2).

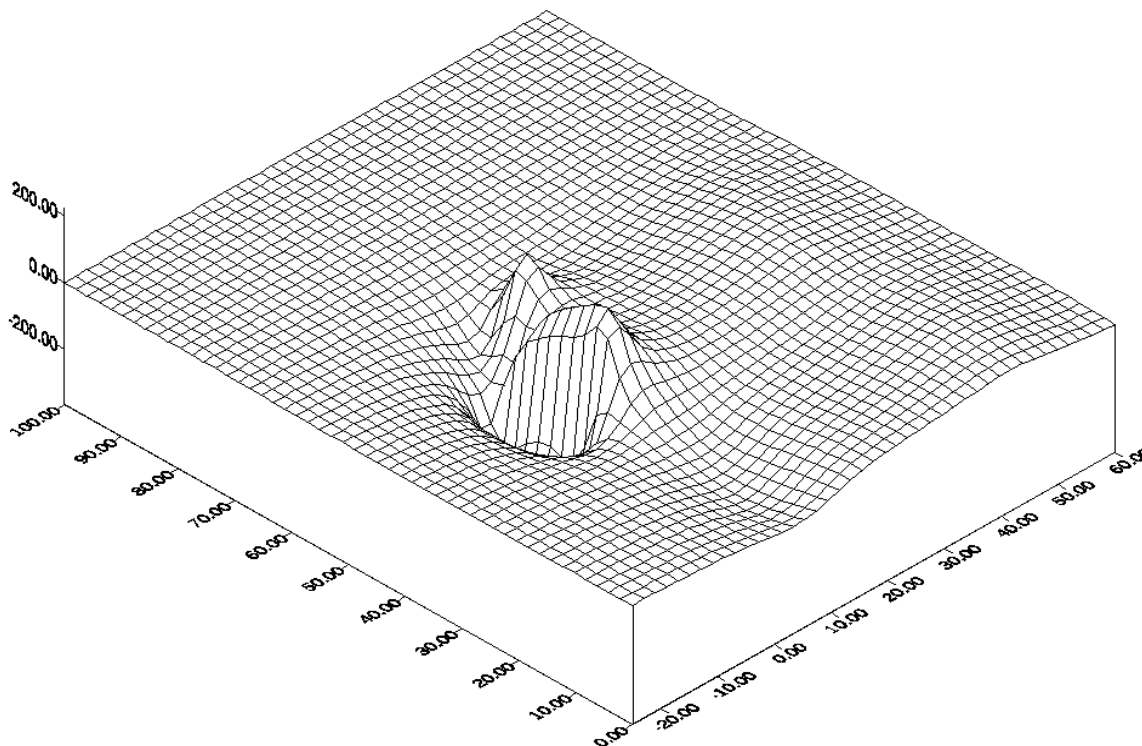


Рис. 1 Магнитное поле дунитового пласта

Наиболее интересной с точки зрения тектоники является зона контакта пироксенитов и габбро, так называемый «горячий шов». Объектом настоящего изучения являются образцы горных пород полосы в несколько километров, включающей в себя «горячий шов». Предполагается, что породы деформировались в твердопластическом состоянии. При деформировании пачки пород дунит-пироксенит-габбро (с математической точки зрения – два полупространства с пироксенитовым тонким слоем между ними) на контакте пироксенит-габбро, например, возникает уединенная волна (солитон гофрировки). Фронт этого солитона многократно перемещается вдоль границы пироксенит-габбро, т.е. в зоне современного «горячего шва». В этом случае развивается достаточно широкий участок пластического течения. Для протекания пластической деформации необходимо движение дислокаций. Рассмотрим процессы, приводящие к торможению дислокаций, а, следовательно, и к упрочению деформируемого материала. Наиболее полно такого рода исследования проведены на упорядоченных сплавах. Причиной деформационного упрочения является возрастание плотности дислокаций в деформируемом материале. Плотность дислокаций может быть определена различными прямыми и косвенными методами: прямыми электронно-микроскопическими наблюдениями на тонких шлифах, измерением магнитных и магнитоакустических свойств (эффект Баркгаузена) горных пород в процессе деформации или при перемагничивании. Коэффициент упрочения $\theta = d\tau/d\alpha$ величина, используемая для характеристики интенсивности деформационного упрочения, может быть представлен в следующем виде [4]:

$$g = \frac{d\tau}{d\rho} \frac{d\rho}{d\alpha} \quad (6),$$

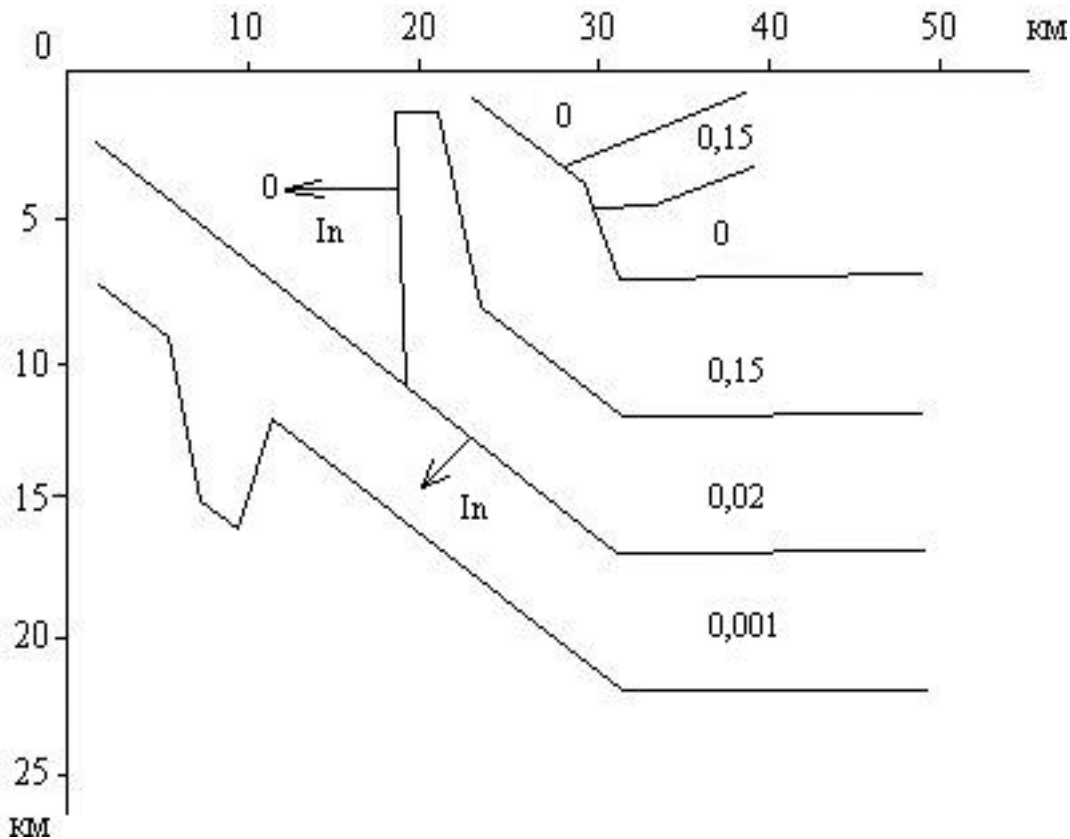


Рис.2. Генерализованный магнитный разрез земной коры

где τ - сопротивление движению дислокаций, ρ - плотность дислокаций, α - деформация. Для существующих теорий деформационного упрочения общим является использование соотношения между сопротивлением движению дислокаций τ и плотностью дислокаций ρ :

$$\tau = \alpha G b \rho^{1/2} \quad (7)$$

Заметим, что в магнетизме величина коэрцитивной силы H_c также пропорциональна $\rho^{1/2}$. Таким образом, величину упрочения исследуемого материала можно определять по изменению значения его коэрцитивной силы, если мы имеем дело с ферромагнетиком. Значение коэрцитивной силы определяется по максимуму магнитоакустической эмиссии в процессе перемагничивания образца. Увеличение сопротивления движению дислокаций в процессе деформации обусловлено совместным действием многих дислокационных механизмов. Суммарный результат в случае механизмов, приводящих к появлению стопоров, сильно различающихся по прочности, может быть получен сложением τ_k , т.е.

$$\tau = \sum_k \tau_k = G b \rho^{1/2} \sum_k \alpha_k \quad (8)$$

Таким образом, для процесса увеличения сопротивления движению дислокаций характерен принцип аддитивности сопротивления. Существование принципа аддитивности доказано и для магнитоакустического эффекта Баркгаузена. Следовательно, изменение величины упрочения исследуемого ферромагнитного материала может фиксироваться появлением на кривой магнитоакустической эмиссии дополнительного экстремума, расположенного в

области высоких перемагничивающих полей. Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферромагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачек Баркгаузена происходит на некотором скоплении дислокаций, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c . Исследования магнитоакустического эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень показали, что для подавляющего большинства образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород западного контактного блока (образец 25014, например) зарегистрировано бимодальное распределение магнитоакустической эмиссии. Следовательно, в матрице габбро под действием пластического деформирования прошли процессы упрочения горной породы. При пластическом течении одновременно с изменением коэрцитивной силы H_c уменьшается и индуктивная намагниченность горной породы χ . Таким образом, поскольку $H_c \sim \sqrt{\rho}$, а вблизи «горячего шва» уменьшается χ , то можно утверждать, что происходило упрочение массива.

Подобный тип магнитного разреза наблюдается как для гипербазитового массива Кумба, так и (двигаясь к югу) для массивов Кытлым, Качканарский и т.д. Следовательно, можно ожидать и подобный тип деформирования пачек ультрамафитов. Это предположение подтверждается результатами исследований направления оптических осей оливинов (метод Зандера-Шмидта). Так, для Качканарского массива в западной его части из анализа оптических наблюдений следует, что течение дунитов было субвертикальным, что не противоречит генерализованной магнитной модели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мартышко П.С., Ванисова Т.В. О решении трехмерной обратной задачи магниторазведки с учетом размагничивания в «линейной постановке» // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 162-169.
2. Страхов В.Н. К теории метода искусственного подмагничивания // Известия АН СССР, физика Земли. 1977. №7. С. 3-18.
3. Блох Ю.И. Низкочастотная индуктивная электроразведка при поисках и разведке магнитных руд. М.: Недра, 1986. 128 с.
4. Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В. Деформационное упрочение упорядоченных сплавов. Москва. Металлургия. 1979. С 5-22.

О комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных при построении региональных геолого-геофизических моделей

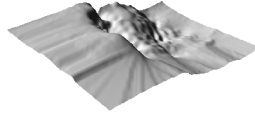
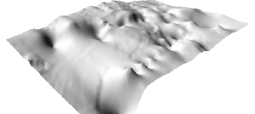
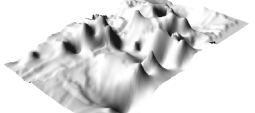


*Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург.*

Введение

Построение региональных геолого-геофизических моделей вдоль протяжённых сейсмических маршрутов, их уточнение и петрографическая детализация опирается на метод гравитационного моделирования. Центральная проблема метода – выбор максимально устойчивых решений обратной задачи гравиметрии из семейства возможных эквивалентов. Хорошо известно, что обратная задача гравиметрии является некорректной: имеет неединственное решение и неустойчиво зависит от исходных данных. В настоящей работе предпринята попытка с помощью совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных (в рамках выбранных модельных представлений) построить геолого-

геофизические модели, представляющие практический интерес. При этом комплексная интерпретация позволяет сузить класс возможных решений и повысить устойчивость к помехам.

Таблица 1. Исходная сейсмо-плотностная модель (модель «нулевого уровня»)

№	Условная вертикальная зональность сейсмо-геологических этажей (СГЭ)	Рельеф нижней поверхности слоя СГЭ и его название	Отметки глубин подошвы СГЭ, км	Физические параметры	
				Граничные скорости V_p , км/с	Интервал пластовой плотности и среднее значение, σ , г/см ³
1	Осадочный M_Z - K_Z чехол: дневная поверхность – отражающий горизонт А.	 Горизонт А	0,0 — 3,3	4,8 — 5,5	2,18 — 2,54 2,36
2	Доюрский фундамент: горизонт А - поверхность K_0 .	 Поверхность K_0	0,2 — 16,2	5,8 — 6,2	2,57 — 2,71 2,64
3	Верхняя кристаллическая кора: поверхность K_0 - K_2	 Поверхность K_2	4,2 — 32,2	6,5 — 6,8	2,78 — 2,86 2,82
4	Нижняя кора: поверхности K_2 - K_M .	 Поверхность K_M	33,0 — 51,6	7,7 — 8,2	2,92 — 2,99 2,95
5	Переходная зона Кора-Мантия: поверхности K_M -М	 Поверхность М	36,7 — 60,3	8,0 — 8,5	3,18 — 3,28 3,23

Постановка задачи

По имеющимся сейсмическим данным по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины была построена осредненная скоростная модель верхней части земной коры (Дружинин, Колмогорова, Начапкин, Осипов, Брехунцов, Нестеров, Плесовских, 2009). В разрезе выделены пять однородных субгоризонтальных слоев, отвечающих усредненным значениям пластовых скоростей $V_p \in (2,5 — 8,0)$ км/с. По кусочно-линейной корреляционной зависимости, принятой для кристаллических пород Урала (Дружинин, Кашубин, Сивкова, Вальчак, Кашубина, 1982), им соответствуют пластовые плотности $\sigma \in (2,2 — 3,24)$ г/см³. Скоростные модели, построенные по сейсмическим профилям, принципиально являются двумерными. Их сведение на один планшет с использованием схем интерполяции графических редакторов (например, Surfer) дает лишь видимое представление о трехмерности сейсмоплотностной модели, но не саму 3D-модель, соответствующую наблюдаемому полю Δg планшета. Особенно это относится к

участкам вне сейсмических профилей ГСЗ, МОВ-ОГТ. Для уточнения плотностных границ, расположенных вне сейсмических профилей был применен модифицированный метод локальных поправок (Пруткин, 1986; Мартышко, Цидаев, 2009). В качестве сейсмоплотностной 3D модели «нулевого» уровня использовались профильные данные двумерной скоростной модели, сведенные на единый планшет по интерполяционной схеме «блочный кригинг».

В таблице 1 показано условное деление по глубине на сейсмо-геологические этажи (СГЭ) с заданным скоростным рельефом нижней границы и усредненной плотности пород каждого слоя. Данная сейсмоплотностная модель принята как плотностная модель «нулевого уровня». Наблюдаемое поле в редукции Буге снято с листа Р40 карты проекции Гаусса-Крюгера миллионного масштаба. Разность между наблюдаемым и расчетным гравитационным полем модели «нулевого уровня» даны на рис. 1а.

Интерпретация данных

В соответствии с принятой методикой повысотной трансформации для разделения полей на глубине (Мартышко, Пруткин, 2003; Мартышко, Цидаев, 2009) был выделен гравитационный эффект от глубинной границы K_M промежуточного комплекса, разделяющей слои с плотностями $\sigma_1 = 2,95 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_2 = 3,23 \text{ г/см}^3$. Невязка, соответствующая аналитическому продолжению поля до глубины границы K_M показана на рис. 1б.

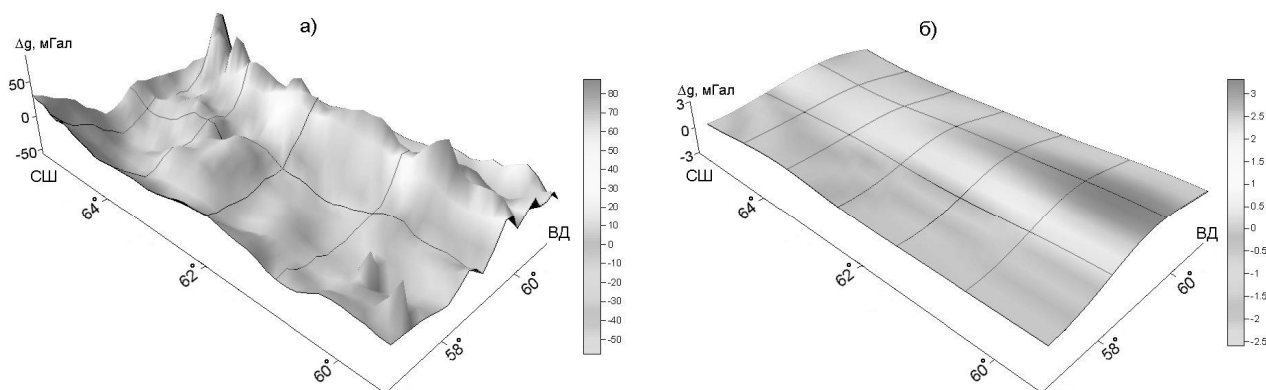


Рис. 1. Гравитационные поля: а) – разность между наблюдаемым и расчетным полем модели «нулевого уровня»; б) – невязка поля глубинной границы K_M

Модифицированный метод локальных поправок позволяет вычислить превышение Δz над уровнем z_0 глубинной криволинейной поверхности (в данном случае уточнялась плотностная граница K_M переходной зоны коромантийного комплекса) На рис. 2а показан рельеф «нулевой» поверхности модели, а на рис. 2б рельеф восстановленной плотностной границы.

При наличии разделенных по глубине аномалий гравитационного поля, описанная выше процедура может применяться для уточнения структурной плотностной границы любого сейсмогеологического этажа. Все найденные частные решения обратной задачи априори соответствуют разделенным по глубине фрагментам наблюдаемого гравитационного поля. Следовательно, сумма частных решений удовлетворяет заданному полю планшета и дает истинное представление о 3D плотностной модели в рамках принятой сейсмогеологической гипотезы слоистого строения реальной среды.

Программа для решения прямой и обратной задачи описанными методами написана на языке С# (Си-шарп) с использованием технологии «.NET». Для вывода двух- и трехмерных изображений используется Windows Presentation Foundation. Части программы, требующие особого быстродействия реализованы на языке Си в отдельной библиотеке, и вызываются из «.NET» посредством технологии Platform Invoke.

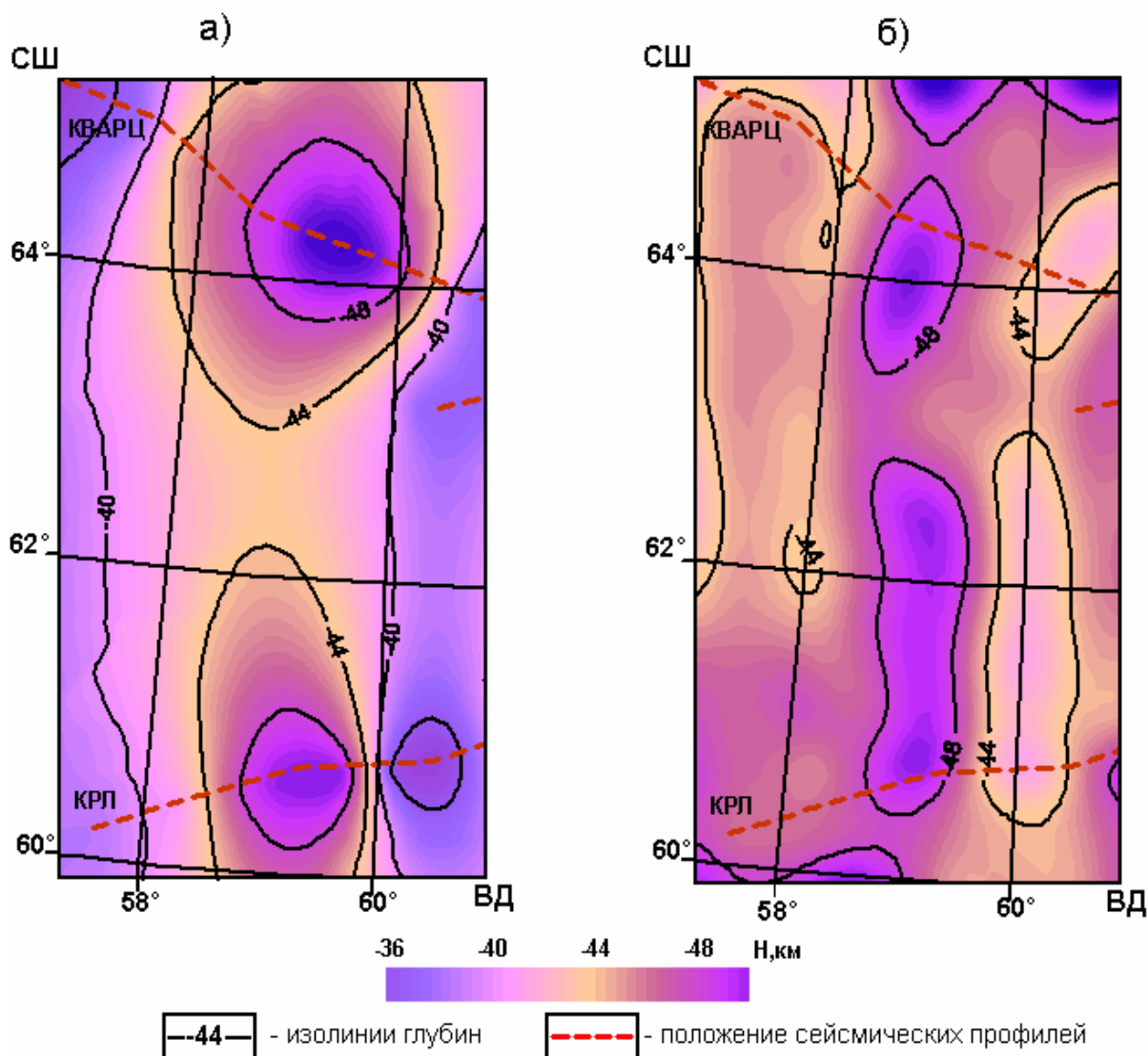


Рис. 2. Граница переходной зоны коромантийного комплекса K_M : а) – модель «нулевого уровня», б) – восстановленная методом локальных поправок

Заключение

С использованием модифицированного авторами алгоритма локальных поправок построен пример практической интерпретации по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины, восстановлен рельеф глубинных структур, расположенных вне сейсмических профилей. Реализация алгоритма выполнена с использованием новейших технологий разработки программного обеспечения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 08-05-00168а) и программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН

ЛИТЕРАТУРА

1. Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск, НТО Горное, 1982, 72 с.
2. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология, №1, 2009г, с. 104-112.
3. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине. // Геофизический журнал. Т.25. №3, 2003, с. 159-168.
4. Мартышко П.С., Цидаев А.Г. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии

методом локальных поправок / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы XXXVI сессии Международного семинара. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2009. С. 222-225.

5. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1

УДК 631. 436

Об одном решении уравнения теплопроводности в почве

Ф.Д. Михайлов, Тел.: +90 332 223 29 34, Факс: +90 332 241 01 08, farizm@selcuk.edu.tr

Сельскохозяйственный факультет университета «Сельчук», Конья, Турция

1. Постановка задачи и выбор модели теплопереноса в почве

Задача отыскание температурного поля в почве сводится к нахождению температуры почвы T как функции глубины x и времени t . Для расчета температуры почвы $T(x,t)$ обычно рассматривают модели эквивалентной теплопроводности, ограничиваясь только одним классическим уравнением, описывающим перенос тепла, в макроскопической модели почвы, которое имеет вид [1-2, 6-12]:

$$c_v(x,t) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(x,t) \frac{\partial T}{\partial x} \right] \quad (1.1)$$

Здесь $T(x,t)$ – температура почвы в точке x в момент времени t ; λ – коэффициент теплопроводности; c_v – объемная теплоемкость.

Для ряда задач возможно существенное упрощение уравнения (1), если принимать постоянным коэффициент теплоемкости, а коэффициенты тепло- и температуропроводности – линейно изменяющимися в глубину почвы или постоянными.

Постановка и решение различных задач теплопереноса в почвах, подробно описаны в работах [1-13]. Так, например, для решения как прямой задачи теплопереноса в почве (прогноза переноса тепла в почве), так и обратной задачи (определения коэффициента температуропроводности κ по данным полевых или лабораторных экспериментов), уравнение (1) часто принимают в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad \left(\kappa = \frac{\lambda}{c_v} \right) \quad (1.2)$$

и рассматривают его решения, полученные при различных краевых условиях.

2. Идентификация краевых условий

2.1. Выбор начальных условий. При постановке задачи описания квазистационарного режима (например, суточного или годового изменения температуры почвы) начальное условие отсутствует (так называемые «задачи без начального условия»). Возможность такой постановки задачи следует из экспериментально установленного факта о наличии строгой периодичности в суточных и годовых температурных ритмах, и можно считать, что любой рассматриваемый момент удален от «начала» процесса на бесконечно длительный промежуток времени. Естественно, что понятия «начало» и «бесконечная длительность» процесса достаточно условны и выражают обобщение опыта, утверждающего, что в естественных условиях температура почвы выражается периодической функцией времени в форме гармонической кривой с конечным числом гармоник, кратных основной (год или сутки) [2, 6, 8].

2.2. Выбор граничных условий на поверхности. Условия 1-го рода целесообразно использовать, когда нас интересуют только теплообменные процессы внутри почвенного массива, определяемые его структурными неоднородностями, а температурная ситуация

вблизи поверхности почвы рассматривается как фон, на котором указанные процессы изучаются. К этому относится, например, анализ термических эффектов, связанных с рыхлением или уплотнением поверхностных слоев почвы, с поверхностным пескованием торфяников, применением мульчи из сыпучих материалов.

Следует отметить, что для анализа и сравнительной оценки влияния различных факторов на распределение температуры в почве, на величины тепловых потоков и аккумуляцию тепла почвой лучше всего иметь дело с формулами, имеющими простую структуру. Наиболее простой вид эти формулы получают, когда задается изменение температуры во времени на поверхности почвы.

Если установлено, что изменение температуры почвы на поверхности имеет периодический характер, тогда принимаются граничные условия 1-го рода:

$$T(0, t) = T_0 + T_a \cdot \cos(\omega t + \varepsilon) \quad (2.1)$$

Здесь T_0 – среднесуточная (или годовая) температура рабочей поверхности почвы, T_a – амплитуда колебаний температуры рабочей поверхности почвы, $\omega = 2\pi/\tau_0$ – суточная (или годовая) частота колебаний температуры, τ_0 – период колебаний (сутки, год), ε – сдвиг фазы, зависящий от начала отсчета времени.

2.3. Выбор граничного условия на глубине. Обычно почва рассматривается как полуограниченный массив, тогда, с учетом того, что температура почвы на бесконечности постоянна, нижнее граничное условие 1-го рода имеет вид:

$$T(\infty, t) = T_0 \quad (2.2)$$

Если температурные колебания быстро затухают с глубиной, и, начиная с некоторой глубины $x > L$, температура почвы на расчетном интервале времени практически не меняется, то вместо (2.2) на нижней границе зададим в виде условия нулевого градиента температуры:

$$\partial T(L, t) / \partial x = 0 \quad (2.3)$$

3. Решение прямой задачи теплопроводности в почве. Для расчета и прогноза температуры почвы, а также для определения параметра модели (1.2) обычно используют решение уравнения теплопроводности, полученное при условии, что температура почвы на бесконечности постоянна. Однако при выполнении практических расчетов нет возможности в качестве исходных данных задать величины температуры почвы на бесконечности, так как они неизвестны. Поэтому обычно в таких случаях вместо (2.2) задается отсутствие изменения температуры на некоторой глубине L . Таким образом, реальным условиям более соответствует не граничное условие (2.2), а условие (2.3) [3,6].

Следовательно, следует рассмотреть задачу (1.2), (2.1) и (2.3). В безразмерных переменных эта задача выписывается в следующем виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \quad \{0 < y < 1; \tau > 0\} \quad (3.1)$$

$$\theta(0, \tau) = T_a \cdot \cos(\bar{\omega}\tau + \varepsilon) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \theta(1, \tau)}{\partial y} = 0 \quad (3.3)$$

$$\text{где } y = \frac{x}{L}, \tau = \frac{\kappa}{L^2} t, \bar{\omega} = \frac{\omega}{\kappa} L^2, \theta(y, \tau) = T(y, \tau) - T_0, \quad (3.4)$$

Для дальнейшего нам удобнее записать граничные условия (3.2) и (3.3) в комплексной форме:

$$\hat{\theta}(0, \tau) = T_a \cdot e^{-i(\bar{\omega}\tau + \varepsilon)} \quad (3.5)$$

$$\hat{\theta}'(1, \tau) = 0 \quad (3.6)$$

Если *комплексного решения* уравнения теплопроводности, т.е.

$$\hat{\theta}(y, \tau) = \theta_1(y, \tau) + i \cdot \theta_2(y, \tau) \quad (3.7)$$

удовлетворяет уравнению (3.1) с граничными условиями (3.2) и (3.3), то $\theta_1(y, \tau)$ и $\theta_2(y, \tau)$ – его действительная и мнимая части – в отдельности удовлетворяют тому же уравнению (в силу линейности уравнение теплопроводности), условию (3.3) и граничным условиям при $y = 0$:

$$\theta_1(0, \tau) = T_a \cdot \cos(\bar{\omega}\tau + \varepsilon) \quad (3.8)$$

$$\theta_2(0, \tau) = T_a \cdot \sin(\bar{\omega}\tau + \varepsilon) \quad (3.9)$$

Итак, найдем решение задачи

$$\frac{\partial \hat{\theta}}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \hat{\theta}}{\partial y^2} \quad \{0 < y < 1; \tau > 0\} \quad (3.10)$$

$$\hat{\theta}(0, \tau) = T_a \cdot e^{-i(\bar{\omega}\tau + \varepsilon)} \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial \hat{\theta}(1, \tau)}{\partial y} = 0 \quad (3.12)$$

Будем искать ее решение в форме:

$$\hat{\theta}(y, \tau) = P(y)e^{-i(\bar{\omega}\tau + \varepsilon)} \quad (3.13)$$

Подставляя это выражение в уравнение (3.10), получим для функции $P(y)$ уравнение

$$P''(y) + (i\bar{\omega})P(y) = 0, \quad (0 < y < 1) \quad (3.14)$$

и граничные условия

$$P(0) = T_a, \quad P'(1) = 0 \quad (3.15)$$

Решение уравнение (3.14) будем искать в виде:

$$P(y) = A \cdot ch(y\sqrt{-i\bar{\omega}}) + B \cdot sh(y\sqrt{-i\bar{\omega}}) \quad (3.16)$$

где A и B – неопределенные пока постоянные. Используя (3.17) в (3.16), получим:

$$\begin{cases} P(0) = A \cdot ch(0 \cdot \sqrt{-i\bar{\omega}}) + B \cdot sh(0 \cdot \sqrt{-i\bar{\omega}}) = A \cdot 1 + A \cdot 0 = A = T_a \\ P'_y(1) = \sqrt{-i\bar{\omega}} \cdot [A \cdot sh(1 \cdot \sqrt{-i\bar{\omega}}) + B \cdot ch(1 \cdot \sqrt{-i\bar{\omega}})] = 0 \end{cases}$$

Таким образом для A и B имеем:

$$A = T_a, \quad B = -T_a \cdot [sh(\sqrt{-i\bar{\omega}}) / ch(\sqrt{-i\bar{\omega}})] \quad (3.17)$$

Учитывая (3.17) в (3.16) для $P(y)$ будем иметь:

$$P(y) = T_a \cdot ch(y\sqrt{-i\bar{\omega}}) - T_a \cdot \left[\frac{sh(\sqrt{-i\bar{\omega}})}{ch(\sqrt{-i\bar{\omega}})} \right] sh(y\sqrt{-i\bar{\omega}}) = T_a \cdot \left\{ \frac{ch[(1-y)\sqrt{-i\bar{\omega}}]}{ch(\sqrt{-i\bar{\omega}})} \right\} \quad (3.18)$$

Так как имеет место $\sqrt{-i\bar{\omega}} = b\sqrt{-2i} = \pm(1-i)b$, $b = \sqrt{\bar{\omega}/2}$, тогда окончательно имеем:

$$P(y) = T_a \cdot \left\{ \frac{ch[\pm(1-y)(1-i)b]}{ch[\pm(1-i)b]} \right\} = T_a \cdot \left\{ \frac{ch[(1-i)b(1-y)]}{ch[(1-i)b]} \right\} \quad (3.19)$$

Решение (3.19) можно переписать также в виде:

$$P(y) = T_a \cdot [P_1(y, b) + i \cdot P_2(y, b)] \quad (3.20)$$

где $P_1(y, b)$ и $P_2(y, b)$ соответственно вещественная и мнимая часть функции $P(y)$. После несложных преобразований, из (3.20) для $P_1(y, b)$ и $P_2(y, b)$ соответственно имеем:

$$P_1(y) = \frac{\operatorname{ch}[b(2-y)] \cdot \cos(by) + \operatorname{ch}(by) \cdot \cos[b(2-y)]}{\operatorname{ch}(2b) + \cos(2b)}$$

$$P_2(y) = \frac{\operatorname{sh}[b(2-y)] \cdot \sin(by) + \operatorname{sh}(by) \cdot \sin[b(2-y)]}{\operatorname{ch}(2b) + \cos(2b)}$$
(3.21)

Учитывая (3.13) для функции $\hat{\theta}(y, \tau)$ получим выражение

$$\hat{\theta}(y, \tau) = T_a \cdot [P_1(y, b) + i \cdot P_2(y, b)] e^{-i(\bar{\omega}\tau + \varepsilon)}$$
(3.22)

Выделяя вещественную часть функции $\hat{\theta}(y, \tau)$, и учитывая $\theta(y, \tau) = T(y, \tau) - T_0$ окончательно находим решение исходной задачи (1.2), (2.1) и (2.3) без начальных условий в безразмерных параметрах в виде:

$$T(y, \tau) = T_0 + T_a \cdot [P_1(y, b) \cdot \cos(\bar{\omega}\tau + \varepsilon) + P_2(y, b) \cdot \sin(\bar{\omega}\tau + \varepsilon)]$$
(3.23)

Можно представить решение (3.23) в следующем виде:

$$T(y, \tau) = T_0 + \Phi_a(b, y) \cdot \cos[\bar{\omega}\tau + \varepsilon - \psi(y, b)]$$
(3.24)

где $\Phi_a(b, y) = T_a \sqrt{\frac{\operatorname{ch}[2b(1-y)] + \cos[2b(1-y)]}{\operatorname{ch}(2b) + \cos(2b)}}$, $\psi(y, b) = \arctan \left[\frac{P_2(y, b)}{P_1(y, b)} \right]$

(3.25)

4. Средне-интегральное решение. Важным является также изучение средней температуры почвы, поскольку, как и другие почвенные характеристики, значение температуры по глубине варьирует в меньшей степени, чем значения температуры на определенной глубине. Поэтому среднее значение температуры используют при определении коэффициента теплопроводности на основе экспериментов полевых и лабораторных условиях [5].

Для этого проинтегрируем решение (3.23) в промежутке $0 \leq y \leq 1$ и получим средне-интегральное решение уравнения (1.2) в следующем виде:

$$\bar{T}(\tau, b) = \int_0^1 T(y, \tau) dy = T_0 + M_a(b) \cdot \cos[\bar{\omega}\tau + \varepsilon - \hat{\psi}(b)]$$
(4.1)

где $M_a(b)$ и $\hat{\psi}(b)$ имеют вид:

$$M_a(b) = T_a \frac{\sqrt{\operatorname{sh}^2(2b) + \sin^2(2b)}}{\sqrt{2} b [\operatorname{ch}(2b) + \cos(2b)]}, \hat{\psi}(b) = \arctan \left[\frac{\sin(2b) - \operatorname{sh}(2b)}{\sin(2b) + \operatorname{sh}(2b)} \right]$$
(4.3)

5. Выводы. Предложенный метод определения теплопроводности почвенных слоев является простым, надежным и удобным, что дает возможность использования полученных с его помощью результатов в прогнозных математических моделях, используемых при оптимизации управления тепловым режимом естественных и искусственных почв.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герайзаде А.П. Термо-и влагоперенос в почвенных системах.-Баку.: Элм, 1982.-159с.
2. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.-М.: Наука, 1964.-486с.
3. Куртнерв Д.А., Решетин О.Л. Об одном решении уравнения теплопроводности в связи с расчетом температуры почвы // Сб. трудов по агрономической физике, вып 26 / Теплообмен в открытом и защищенном грунте.-Л.: Гидрометеиздат, 1970.- С. 38-45.
4. Куртнерв Д.А., Чудновский А.Ф. Агрометеорологические основы тепловой мелиорации почв.-Л.: Гидрометеиздат, 1979.-231с.
5. Михайлов Ф.Д., Шеин Е.В. Моделирование и прогноз температурного режима почвы// Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Фундаментальные достижения в почвоведении, экологии, сельском хозяйстве на пути к инновациям», Тезисы докладов МГУ имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, 23-25 апреля 2008 г. Москва.- С. 38-45.

6. *Микайылов Ф.Д.* Некоторые вопросы моделирования температурного режима почвы // Сб. трудов (CD) конференции «[16 Зимняя школа по механике сплошных сред](#): Механика сплошных сред как основа современных технологий», 24-27 Февраля 2009г., Пермь.
7. *Нерпин С.В. Чудновский А.Ф.* Физика почв.-М.: Наука, 1967.-650с.
8. *Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнение математической физики. М.: Наука, 1966. 724с.
9. *Чудновский А.Ф.* Теплофизика Почв.- М.: Наука, 1976.-352с.
10. *Шейн Е.В.* Теории и методы физики почв. М.: Изд. «Гриф и К», 2005.- 616 с.
11. *Juri W.A., Gardner W.R., Gardner W.H.* Soil Physics.-New York, 1991.-328 p.
12. *Horton, R.Jr.* Determination and use of soil thermal properties near the soil surface. New Mexico State University, 1982, 151 p.
13. *Marinova, T.K.* On determining the conductivity coefficient of the basic soils in Bulgaria. Bulgarian Journal of Meteorology & Hydrology, No 2, 1993, pp. 65-69.

УДК 550.383

Исследование возможности генерации осесимметричного динамо в сжимаемой среде.

*М.Г. Миндубаев, Email: mansur_mg@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.*

Вопрос происхождения и генерации магнитного поля Земли – является одним из фундаментальных в проблемах о Земле. В настоящее время для объяснения особенностей проявления магнитного поля Земли используется теория гидромагнитного динамо (МГД-динамо). Основными условиями реализации МГД-динамо является наличие определенного вида структуры течений и выполнение условий «вмороженности» магнитного поля в поток высоко электропроводящей жидкости. Проблема генерации геомагнитного поля настолько сложна, что, несмотря на значительный прогресс в исследовании численных моделей МГД-динамо, актуальными остаются многие качественные вопросы о механизме динамо-процесса. В настоящее время для описания гидромагнитного динамо широко используются модели, получившие в зарубежной литературе наименование «*квазиупругого приближения*» (anelastic approximation) [1], учитывающее изменения гидростатически равновесной плотности с глубиной.

В работе [2] было показано, что в уравнениях генерации для магнитного поля, учёт сжимаемости среды приводит к дополнительным эффектам в механизме генерации, соизмеримым с величиной вкладов от изученных ранее эффектов. Нелинейное взаимодействие скоростей с малым отклонением от осевой симметрии, обуславливает известный в теории МГД – динамо, так называемый α -эффект (генерация азимутального поля из меридионального). В настоящей работе в модели осесимметричного динамо рассматривается учёт влияния сжимаемости среды на механизм генерации. Численно исследуется конвективное течение жидкости в быстро вращающемся цилиндре, находящемся в вертикально направленном внешнем магнитном поле B_z , поддерживаемом внешними источниками. Т.к. анализируется осесимметричное динамо и α -эффект отсутствует, качественно рассматривается только эффект вытягивания силовых линий внешнего поля неоднородным вращением (ω -эффект). В математической постановке в модели осесимметричного динамо все производные $\frac{\partial}{\partial \varphi} = 0$. Для скорости \mathbf{U} и магнитного

\mathbf{B} поля выделяют меридиональную и азимутальную составляющие:

$$\mathbf{U} = \mathbf{v}_m + u\mathbf{1}_\varphi = \frac{1}{\rho(z)s} \nabla \times [\psi(s,z)\mathbf{1}_\varphi] + u(s,z)\mathbf{1}_\varphi,$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_m + B\mathbf{1}_\varphi = \nabla \times [A(s, z)\mathbf{1}_\varphi] + A(s, z)\mathbf{1}_\varphi.$$

Выбирая в качестве единиц измерения: для длины – размер слоя L ; времени – L^2/κ ; скорости – κ/L ; температуры – βL ; магнитного поля – B_z , рассматривается течение проводящей сжимаемой жидкости во вращающемся вокруг вертикальной оси z цилиндре в однородном вертикальном внешнем магнитном поле B_z . В переменных для ω – функции вихря, ψ – функции тока, u_φ – азимутальной скорости, B_φ – азимутального магнитного поля, A – вектор потенциала и температуры T , система уравнений выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = -(\mathbf{v}_m \cdot \nabla) \omega + h_\rho \omega v_z - \frac{Pr}{E} \frac{\partial u}{\partial z} - RaPr \frac{\partial T}{\partial s} + Pr \nabla^2 \omega + \frac{ChPr}{q} [M(B, B) + M(\nabla^2 A, A)]_\varphi, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(\mathbf{v}_m \cdot \nabla) u + Pr \nabla^2 u - \frac{Pr}{E\rho(z)} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{ChPr}{q\rho(z)} [\nabla \times B\mathbf{1}_\varphi \times \nabla \times A\mathbf{1}_\varphi]_\varphi, \quad (2)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{1}{s} (\mathbf{v}_m \cdot \nabla) sA + \frac{1}{q} \nabla^2 A, \quad (3)$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} = -s (\mathbf{v}_m \cdot \nabla) \left(\frac{B}{s} \right) + Bh_\rho v_z + \left[\nabla \left(\frac{u}{s} \right) \times \nabla sA \right]_\varphi + \frac{1}{q} \nabla^2 u, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -(\mathbf{v}_m \cdot \nabla) T + \nabla^2 T, \quad (5)$$

$$\omega = -\frac{1}{\rho(z)} \left[\nabla^2 \psi - h_\rho \frac{1}{s} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right], \quad (6)$$

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{v}_m) = 0, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (7-8)$$

$$\rho = \rho_0 \rho(z) [1 - \alpha(T - T_0)], \quad (9)$$

$$h_\rho = \frac{1}{\rho(z)} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z}, \quad M(X, Y) = \nabla \times \left[\frac{1}{\rho(z)} X\mathbf{1}_\varphi \times \nabla \times Y\mathbf{1}_\varphi \right].$$

Безразмерные параметры: $Pr = \nu/\kappa$ – число Прандтля, $Ra = g\alpha\beta L^4 / \kappa\nu$ – число Рэлея,

$Ch = B_z^2 L^2 / \mu_0 \rho_0 \eta \nu$ – число Чандрасекара, $q = \kappa/\eta$ – число Робертса, $E = \nu / 2|\Omega|L^2$ – число

Экмана, где T_0 – равновесное распределение температуры, g – ускорения свободного падения, ν – кинематическая вязкость, α – коэффициент теплового расширения, κ – коэффициент температуропроводности, β – градиент температуры, η – коэффициент магнитной вязкости, ρ и ρ_0 – плотность и равновесное распределение плотности, Ω – угловая скорость вращения цилиндра.

Мы принимаем, что нижняя и верхняя границы слоя являются изотермическими, а на боковых границах отсутствует тепловой поток:

$$T=1 \quad (z=0); \quad T=0 \quad (z=1); \quad \frac{\partial T}{\partial s} = 0 \quad (s=0, 1).$$

На всех границах для функции вихря $\omega=0$, азимутального магнитного поля $B_\varphi=0$, азимутальной скорости $u_\varphi=0$.

Для функции тока: $\psi = 0$, $\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0$ ($z = 0, 1$); $\frac{\partial \psi}{\partial s} = 0$ ($s=1$); $\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{1}{s} \frac{\partial \psi}{\partial s} \right) = 0$ ($s=0$).

Для вектор потенциала магнитного поля: $A=0$ ($s=0$); $A=1$ ($s=1$); $\frac{\partial A}{\partial z} = 0$ ($z=0, 1$).

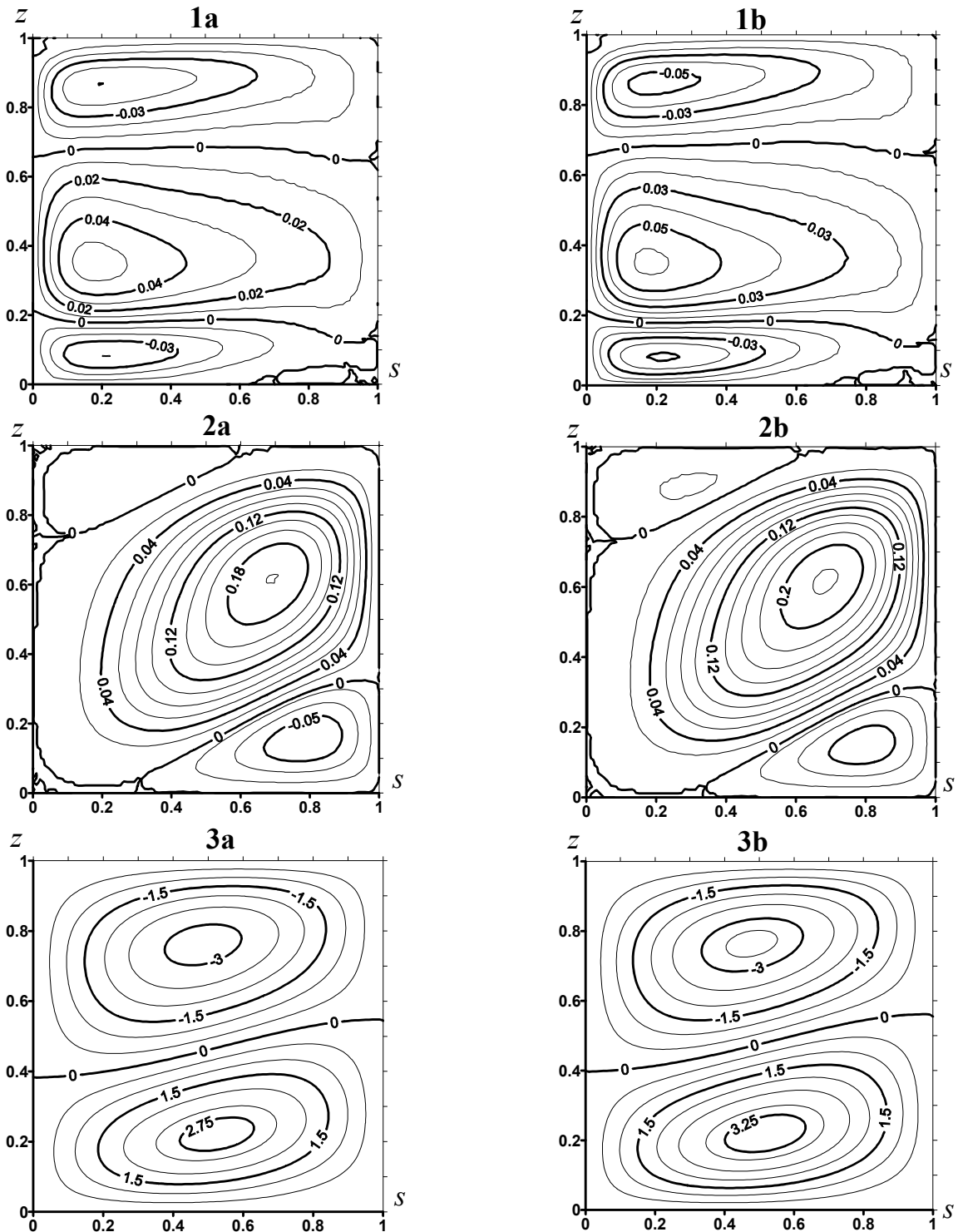


Рисунок 1. Распределения азимутального магнитного поля B_φ (1), функции тока ψ (2) и азимутальной скорости u_φ (3) для несжимаемой (а) и сжимаемой (б) жидкостей соответственно. $Ra=5 \cdot 10^4$, $Pr=1$, $Ch=10^3$, $E=10^{-1}$, $q=1$, $\hat{t}=2c$.

Для численного исследования системы уравнений (1-9) использована консервативная, монотонная неявная схема, обеспечивающая второй порядок аппроксимации, $O(h^2, \tau^2)$, по пространственным и временной координатам [3]. Применялась равномерная пространственная сетка с шагом 1/100. В начальный момент времени в центральной области задавались возмущения для функции вихря ω . Следует отметить, что для генерации азимутального магнитного поля B_φ наряду с быстрым вращением (третьи члены в правых частях уравнений (1-2)) необходима эффективная меридиональная циркуляция, поддерживаемая конвекцией с большими значениями числа Рэлея ($Ra > 2 \cdot 10^4$). В частности при меньшей интенсивности вращения меньше и значения генерируемого азимутального

поля B_ϕ . Члены, учитывающие влияние сжимаемости на генерацию геомагнитного поля также связаны с меридиональной циркуляцией. Для пространственного распределения плотности принято $\rho(z)=1.1-0.2z$. На рисунке представлены распределения азимутального магнитного поля B_ϕ , функции тока ψ и азимутальной скорости u_ϕ для несжимаемой жидкости сжимаемой для одного и того же безразмерного $\hat{t}=2c$ момента времени. Для безразмерных параметров приняты следующие значения: $Ra=5*10^4$, $Pr=1$, $Ch=10^3$, $E=10^{-1}$, $q=1$. Видно, что при качественном сохранении пространственного распределения отмеченных выше величин, для случая сжимаемой жидкости все значения примерно на 10% выше, чем для несжимаемой жидкости, т.е. эффект соответствует изменению плотности. В другие моменты времени происходит обратный эффект – уменьшение рассмотренных величин. Для распределений азимутальной скорости u_ϕ (3а-б) видно, что создаются два потока разного направления со сравнимой между собой интенсивностью. Таким образом, в рассмотренной модели показано, учет влияния сжимаемости среды приводит к некоторому изменению эффекта генерации азимутального магнитного поля B_ϕ , где наряду с быстрым неоднородным вращением необходима и эффективная меридиональная циркуляция, создаваемая конвекцией.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Braginsky S.I., Roberts P.H.* Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo.// Geoph. Astroph. Fluid Dyn.1995.V.79.P.1-97.
2. *Хачай Ю.В., Миндубаев М.Г.* О дополнительных эффектах генерации поля в модели гидромагнитного динамо сжимаемой жидкости.// Уральский геофизический вестник. 2000. №1. С.114-116.
3. *Берковский Б.Н., Ноготов Е.Ф.* Разностные схемы исследования задач теплообмена. Минск. Наука и техника. 1976. -142 с.

УДК 550

Результаты комплексного магнитотеллурического и сейсмического мониторинга в зоне субдукции Японии

Л.Ф.Московская¹, Ю. А. Копытенко¹, М. Хаякава²
тел.(813)-62-43581, Факс: (812)-310-5035, lf_mosc@mail.ru,
¹ Санкт-Петербургский филиал Института Земного Магнетизма,
Ионосферы и Распространения Радиоволн им.Н.В.Пушкова,
² University of Electro-Communications, Japan

Тектоника Японии определяется взаимодействием пяти литосферных плит: Охотской, Тихоокеанской, Филиппинской, Евразийской и Амурской. [14,15]. Взаимные перемещения литосферных блоков, механические напряжения вызывают сейсмическую активность региона.

Последовательное экспериментальное изучение геодинамических процессов возможно в первую очередь на базе прямых методов – непрерывного мониторинга геофизических полей. Мы провели совместный анализ экспериментальных результатов прямых наблюдений: сейсмического и магнитотеллурического мониторинга. База сейсмических данных охватывала семилетний период (1997-2003) и значительный объём пространства. Длина электромагнитных временных рядов составляла семь месяцев (2000 год). Две магнитотеллурические станции располагались на полуострове Босо на расстоянии 4.55 км. В последние два месяца регистрации электромагнитных полей сейсмически активизировалась область, расположенная на северо-запад от вулканического острова Мияке-джима, и деятельность вулкана Ояма (34°04'43"N, 139°31'46"E) на острове.

Морфология зоны субдукции восточного побережья центральной Японии по сейсмическим данным

Морфология исследуемого района в настоящее время достаточно хорошо изучена [1, 6, 7, 12]. Активные переходные зоны от океанов к континентам характеризуются в поперечном к их простиранию направлении известным набором основных структурных элементов. Это внешний краевой вал; глубоководный желоб; приостровной склон желоба, фронтальная невулканическая гряда; вулканическая дуга; окраинный бассейн в случае островодужной переходной зоны. Приостровной склон желоба подразделяется на более мелкие тектонические элементы, включая аккреционные призмы, террасовидные ступени и склоновые разрывы.

Для анализа пространственной локализации землетрясений в объёме мы рассматривали все события за семь лет. Строились последовательности вертикальных и горизонтальных сечений с равномерным шагом. На них выносились все сейсмические события, произошедшие на расстояниях, не превышающих половины расстояния между соседними сечениями. Данные сейсмического мониторинга в целом хорошо соответствуют геодинамической концепции строения конвергентной зоны.

Анализ графических материалов пространственного распределения сейсмических событий в регионе выявил тесную связь морфологии геологических структур, глубины которых отличаются до сотни километров.

В соответствии с концепцией глубинной гидратации океанской литосферы в пределах краевого вала и внешнего склона глубоководного желоба [2, 5, 10, 11], непосредственно перед вхождением в зону субдукции океанская литосферная плита «засасывает» большое количество морской воды, значительную часть которой увлекает в связанном виде. Таким образом, между подошвой островодужного выступа и пологой плоскостью, моделирующей твёрдую поверхность пододвигаемой плиты, присутствует высокопластичный тонкий контактный слой среды, состоящий из смеси осадочных пород с базальтовыми брекчиями, средняя толщина которого составляет 0.5-1 км. В модели [1] промежуточный смазочный слой имеет форму клина. Вся поверхность контакта между плитой и островодужным блоком разбита на множество отдельных ячеек, которые связаны друг с другом и взаимодействуют посредством перераспределения напряжений и потоков вещества. Процесс разрядки накопленной сейсмической энергии происходит, захватывая то одни, то другие элементы шероховатости контактной зоны, создавая рои землетрясений. Островной клин в поперечном направлении разделён на ряд блоков системой вертикальных разломов. Согласованными перемещениями последовательности клиньев (клавиш) может быть объяснён механизм землетрясений, порождающих цунами [6].

По картам временной динамики землетрясений, связанных с интрузией магмы вулкана Ояма в 2000 году [13] выделяется крупномасштабная дайка, ориентированная в северо-западном направлении от острова. Сейсмическая активность в разломной структуре резко усилилась, начиная с 26 июня. Землетрясения высокой мощности $M > 6$ были зарегистрированы 1, 9, 16, 30 июля, а также 18 августа. В это же время произошло несколько извержений вулкана 27 июня (подводное), 8, 14, 15 июля, 10, 18, 29 августа. Последние два имели наибольшую мощность. В дальнейшем наблюдался постепенный спад активности, однако в конце октября содержание оксида серы в атмосфере на острове было достаточно высоко [16, 17].

Таким образом, сейсмическая активность тектонического узла Центральной Японии в 2000 году захватила большую область земной коры протяжённостью не менее 50 км.

Результаты обработки данных магнитотеллурического мониторинга

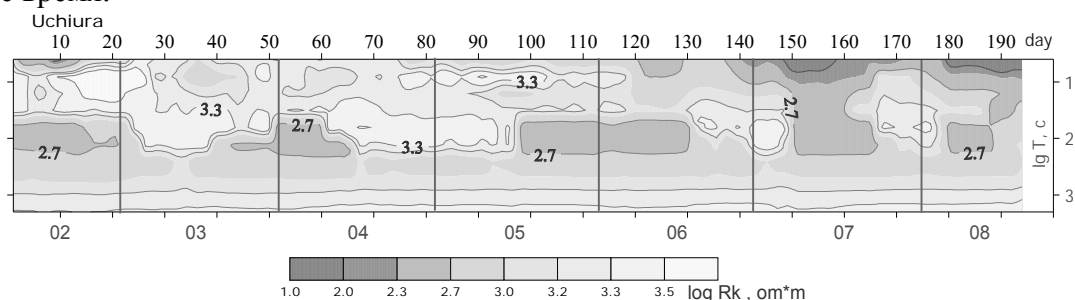
В Японии на полуостровах Босо и Идзу установлены две группы магнитотеллурических станций MVC-3DS, разработанных в СПбФ ИЗМИРАН [3, 4]. В нашем распоряжении имелись данные непрерывного семимесячного мониторинга магнитотеллурических полей с февраля по август 2000 года. В конце июня началась активизация деятельности вулкана,

расположенного на расстоянии порядка 130 км от станций полуострова Босо. Мы использовали измерения двух магнитотеллурических станций (МТС) полуострова Босо: Ичурия (МТС_У) с координатами $\varphi = 35.16^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 140.15^{\circ}\text{E}$ и Кийосуми (МТС_К) с координатами $\varphi = 35.16^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 140.20^{\circ}\text{E}$.

Динамика изменений сопротивления в разрезе по данным МТ мониторинга исследовалась при помощи регрессионного оценивания [8,9]. Импедансные оценки выполнялись по дискретной сети частот (периодов), равномерно покрывающей интервал зондирования от 8 до 2048 с. В качестве обобщённой характеристики геологической среды использовался эффективный импеданс.

Обработка данных магнитотеллурического мониторинга для двух близко расположенных точек Ичурия и Кийосуми выявила полное функциональное подобие особенностей графиков, отражающих изменения геоэлектрического разреза. На малых периодах зондирования (16, 32с) выявилась отчётливая тенденция общего снижения сопротивления. Большие периоды ($T = 512, 1024, 2048\text{с}$) показывают высокую стабильность оценок. На периодах $T = 32, 64, 128\text{с}$ зарегистрированы повторяющиеся вариации сопротивления. Сопротивление регулярно изменяется скачком на порядок и выдерживает уровень в течение некоторого временного интервала. Причиной аномального поведения электросопротивления, может являться периодическое изменение степени флюидонасыщенности соответствующего данной глубине слоя разреза.

Режим флюидонасыщенности пород в свою очередь контролируется динамикой физико-механических условий: давлением, температурой. С уменьшением эффективной глубины зондирования (уменьшением периода) длительность временных интервалов повышенной влагонасыщенности пород уменьшается ($T = 128, 64, 32\text{с}$). Это может свидетельствовать о направлении распространения воды снизу-вверх. Для заполнения пор и трещин геологической породы на большей высоте требуются более экстремальные условия и большее время.



Разрез кажущегося эффективного сопротивления по измерениям на станции Ичурия (МТС_У) с февраля по август 2000 года.

Расчёты относительных погрешностей определения эффективного сопротивления показали, что для $T = 64\text{с}$ более высокими погрешностями характеризуются зоны пониженного сопротивления. Для периодов $T = 256\text{с}$ и более (на больших глубинах) тенденция увеличения относительных погрешностей соответствует увеличению сопротивления. Увеличение относительной погрешности оценки можно физически интерпретировать как увеличение неоднородности – дисперсности среды. Таким образом, на высоких горизонтах насыщение трещин водой увеличивает дисперсность пород, на низких, напротив – уход воды из пор увеличивает неоднородность среды. Это может быть связано с изменением плотности среды в результате падения механического давления. А также является характеристикой пород, слагающих разрез: на большей глубине находятся более однородные мелкозернистые фракции.

Заключение

Проведённые исследования выявили ряд закономерностей в протекании геофизических процессов в активной конвергентной зоне. Получены новые экспериментальные результаты о вариациях электросопротивления в зоне субдукции.

По данным магнитотеллурического мониторинга в геологическом разрезе зарегистрированы регулярные изменения электросопротивления, связанные с изменениями флюидного режима в зоне тектонических разломов и трещиноватостей, который в свою очередь задаётся вариациями физических параметров, определяемыми тектонической деятельностью.

В последние месяцы теллурического мониторинга активизировалась деятельность вулкана, находящегося вблизи от структуры главного разлома островного клина. Выброс значительной энергии, привёл к увеличению давления, температуры в среде, вероятно, к проникновению магматической воды по зонам трещиноватости. В измерениях МТС, находящихся от вулкана на расстоянии порядка 130 км, во всём диапазоне магнитотеллурического зондирования выше погружающейся плиты ($T=16-128$ с) произошло падение сопротивления.

Данные сейсмического мониторинга выявили основные черты строения геологического разреза. Продемонстрирована морфологическая связь разрывных нарушений верхних горизонтов земной коры со строением глубинных слоёв литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Издательство СО РАН. 2001. 408 с.
2. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. т. 265. №3. с.572-576.
3. Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локация источников геомагнитных возмущений// ДАН. Серия "Геофизика". 2000. т.371. № 5. с. 685- 687,.
4. Копытенко Ю. А., Коробейников А.Г., Исмагилов В.С., Сарычев Д.Ю.// Автоматизированная система сбора и обработки геофизической информации для выявления электромагнитных краткосрочных предвестников сильных землетрясений. Изв.ВУЗОВ. Приборостроение. 2006. Т.49. № 8. с.53-56
5. Лобковский Л.И. , Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП. Отдел геол.1986.т.61.вып.4.с.3-12.
6. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988. 251 с.
7. Лобковский Л.И., Никитин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир. 2004. 612 с.
8. Московская Л.Ф. Робастный регрессионный и корреляционный анализ при обработке магнитотеллурических данных // Геофизика. 2004. №2. с.49-57.
9. Московская Л.Ф. Импедансно-адмитансный регрессионный анализ магнитотеллурических полей // Физика Земли. 2007. N2. с.51.-65 .
10. Селивёрстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг., М.; Научный мир. 1998. 164с.
11. Селивёрстов Н.И. О роли внешнего склона глубоководного желоба в геодинамике и вулканизме Курило- Камчатской островной дуги //Современный вулканизм и связанные с ним вопросы. ДВО РАН. 1999. с.46-49.
12. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли., М.: МГУ. 1991. 444 с.
13. Kotsarenko A., Molchanov O., Hayakawa M., Koshevaya S., Grimalsky V., Enr'iquez R. P., and L'opez Cruz-Abeyro J. A., 2005, Investigation of ULF magnetic anomaly during Izu

earthquake swarm and Miyakejima volcano eruption at summer 2000, Japan , Natural Hazards and Earth System Sciences (2005) 5: 63–69

14. Taira A., 2001, Tectonic evolution of the Japanese island arc system, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. 29:109–134

15. Yoshioka S. and Murakami K., 2007, Temperature distribution of the upper surface of the subducted Philippine Sea Plate along the Nankai Trough, southwest Japan, from a three-dimensional subduction model: relation to large interplate and low-frequency earthquakes. Geophys. J. Int., 171, 302–315

16. <http://www.gsi.go.jp/> site of Geographical Survey Institute of Japan .

17. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/> Site of Earthquake Research Institute, University of Tokyo.

УДК 551.24

**Об особенностях развития Западно-Сибирской плиты
как составной части Урало-Монгольского складчатого пояса**

*Л.Н. Мочалкина, М.Я. Кузина, телефон: 8(34673)57825, E-mail: m_kuzina06@yahoo.com
Югорский государственный университет, г.Ханты-Мансийск, Россия*

Обособление Западно-Сибирской плиты (ЗСП), как самостоятельной геологической структуры, связано с закрытием в конце пермского периода Уральской ветви Палеоазиатского океана. При этом территория ЗСП явилась местом тройного сочленения Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов. Взаимоотношения окраин этих континентов, скрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирского бассейна, является достаточно актуальной проблемой.

Современные представления о строении фундамента ЗСП базируются на результатах региональных геолого-геофизических исследований и данных глубинного бурения. В настоящее время известен целый ряд часто противоречивых моделей строения доюрского основания ЗСП [1,2,3,4,5]. Несомненно, что те модели, которые рассматривают ЗСП как составную часть Урало-Монгольского складчатого пояса, на данный момент являются наиболее перспективными.

Геотектонические позиции и глубинное строение региона

Как известно, Западно-Сибирская плита занимает обширное пространство (до 2000 км в поперечнике) между структурами Урала, Восточной Сибири и Казахстана. В геологическом отношении – это молодая плита, гетерогенное палеозойское основание которой перекрыто мощным чехлом мезокайнозойских отложений. В последнее время гетерогенную природу фундамента ЗСП объясняют с позиции тектоники террейнов.

Существует ряд точек зрения на природу террейнов [6,7]:

- континентальные блоки в Палеоазиатском океане представляют собой рифейские осколки Гондваны, вывод основан на палеомагнитных данных о преимущественной миграции отторженцев Гондваны в сторону Сибирского кратона;

- согласно другим воззрениям, микроконтиненты разнородны и включают обломки Гондваны, Лавразии (Сибирского, возможно Северо-Китайского кратонов и частично Русской плиты);

- по представлениям Дж. Шенгера и др. в венде-раннем кембрии на краю Лавразии сформировалась единая Кипчакская магматическая дуга, которая позже была разбита на отдельные фрагменты.

В пользу гетерогенной природы террейнов свидетельствуют различные модельные датировки пород их фундаментов. Специфичность развития различных сегментов Палеоазиатского океана позволяет выделить в его пределах алтаиды, казахстаниды, тяньшаниды, уралиды, салаириды, байкалиды [6].

В фундаменте ЗСП предполагается наличие уралид (герцинских фрагментов Уральского микроконтинента), казахстанид (каледонских фрагментов Казахстанского континента с впаиваемыми докембрийскими блоками) и позднепалеозойских террейнов Сибирского кратона. В геодинамическом отношении ЗСП является северным флангом Урало-Монгольского пояса.

Представление о глубинном строении ЗСП дают региональные геофизические исследования. Геологические структуры региона различаются по плотности, скорости распространения упругих волн и термическим характеристикам вещества верхней мантии. В строении земной коры ЗСП фиксируются следующие слои и их границы [4]:

- подошва литосферного слоя (по данным геотермического моделирования) фиксируется на глубинах 50-100км;
- поверхность литосферы (поверхность М) залегает на глубине 40-45км;
- мощность нижнекорового мегаслоя (В) составляет 8-10 км;
- мощность среднекорового мегаслоя (ВГ) составляет 12-10 км;
- мощность гранитогнейсового мегаслоя (G) составляет 11-10 км;
- мощность вулканогенно-осадочного слоя консолидированной коры (R) достигает 5км;
- поверхность консолидированного фундамента (F0) расположена на глубине 4-5км.

Современное строение земной коры ЗСП представляет собой продукт длительных специфических преобразований.

Террейны и сутуры ЗСП (рис.)

Расшифровке структурных неоднородностей фундамента ЗСП способствовал тот факт, что разнородные блоки основания плиты были разделены на структурно-формационные зоны [3]. Некоторые из структурно-формационных зон ЗСП, имеют продолжение на смежных территориях Казахстана и Сибири и рассматриваются там как террейны [7,8].

В центральной части фундамента ЗСП сосредоточены казахстаниды – каледонские фрагменты Казахстанского континента (рисунок). С запада на восток выделены следующие террейны:

- Зауральский – представлен сложнодислоцированными метаморфическими комплексами рифея-раннего палеозоя;
- Кустонайский – сложен вулканитами смешанного состава (базиты с ареалами андезитов и риолитов);
- Убоганско-Ефимовский – фиксируется отложениями с преобладанием терригенно-сланцевых и карбонатных разностей, включает зоны докембрийских метаморфических блоков;
- Фроловский – характеризуется весьма пестрым составом – это гнейсы, кристаллические сланцы, эффузивно-карбонатные отложения, а также блоки докембрийских метаморфических образований;
- Салымский – представлен терригенно-сланцевыми и карбонатными породами с блоками докембрийских метаморфических образований;
- Вагай-Ишимский – сложен преимущественно карбонатными образованиями;
- Жарминский – в составе преобладают терригенно-сланцевые и карбонатные породы.

Со стороны Урала под чехол ЗСП погружен Восточно-Уральский блок вулканогенных пород смешанного состава с выступами докембрийских метаморфических образований.

Террейны Сибири тяготеют к восточным границам ЗСП.

Наиболее северное положение занимает Варьеганский террейн, сложенный известняками, глинистыми сланцами силура, девона, нижнего карбона.

Несколько южнее расположен Новоникольский тектонический блок, где преобладают древние метаморфические сланцы, граниты и гнейсы, а также угленосные отложения верхнего палеозоя.

К юго-западу от Новоникольского террейна расположен Нюрольский блок, сложенный карбонатными породами.

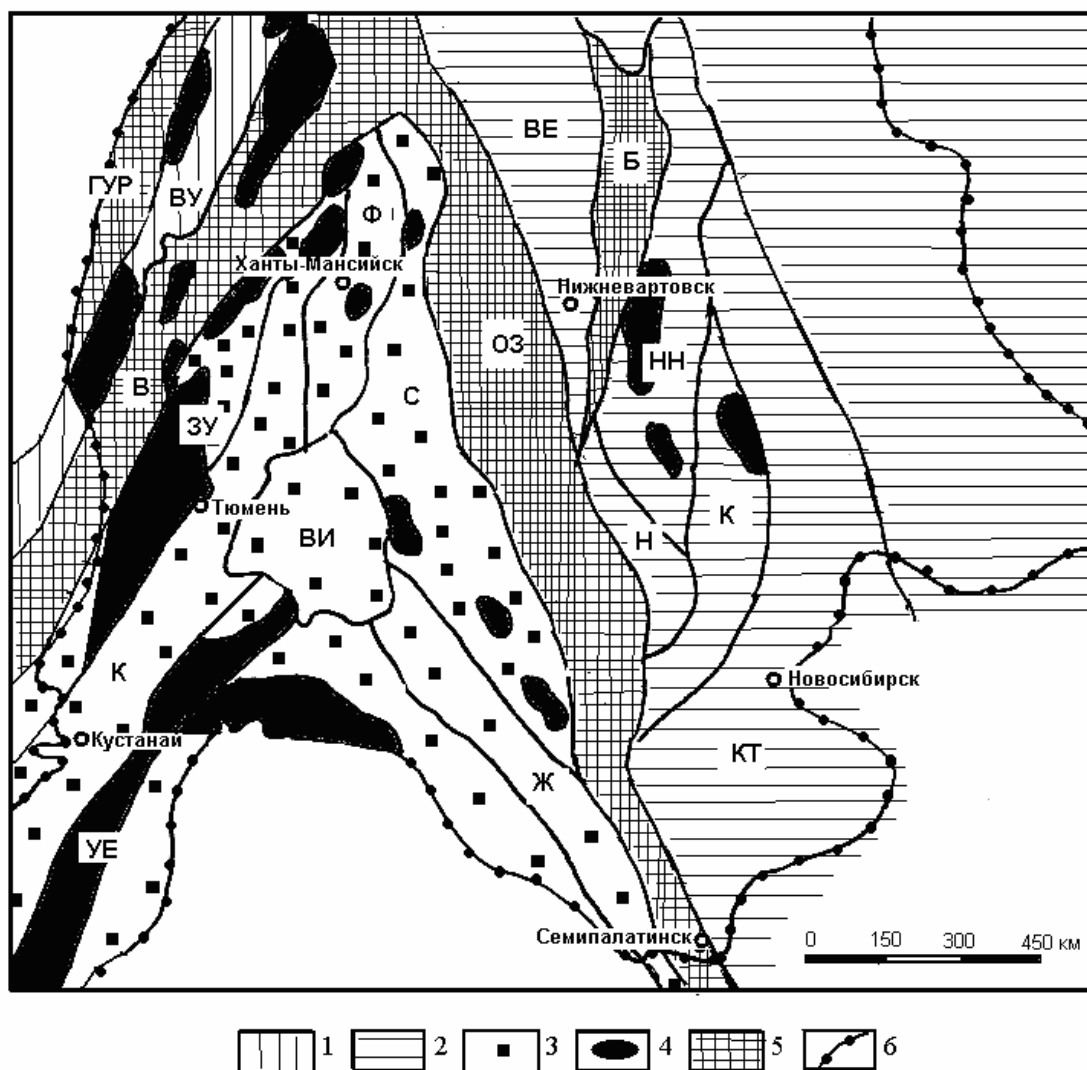


Рис. 1 Террейны и сутуры ЗСП (с использованием материалов [3,9]): 1 – уралиды, 2 – террейны и окраина Сибири, 3 – казахстаниды, 4 – докембрийские блоки, 5 – сутуры, 6 – граница ЗСП; наименование террейнов: ВУ – Восточно-Уральский, ЗУ – Зауральский, К – Кустонайский, УЕ – Убогано – Ефимовский, Ф – Фроловский, С – Салымский, Ж – Жарминский, ВИ – Вагай-Ишимский, ВЕ – Варьеганский, НН – Новоникольский, Н – Нюрольский, К – Колпашевский, КТ – Кольвань-Томский; наименование сутур: ГУР – Главный Уральский разлом, В – Валерьяновская, ОЗ – Обь-Зайсанская, Б - Бахиловская

К юго-востоку от Новоникольского террейна локализованы Колпашевский и Томь-Кольванский блоки, преимущественно сложенные терригенно-сланцевыми и карбонатными толщами.

Смыкание уралид и казахстанид фиксирует герцинская Валерьяновская сutura [8], выраженная базит-гипербазитовыми комплексами.

Сочленение казахстанид и террейнов Сибирского кратона проходит по протяженной Обь-Зайсанская сутуре, которая представляет собой зону развития гипербазитов, офиолитового меланжа и олистром [9,10].

Слияние Валерьяновской и Обь-Зайсанской сутур фиксирует точку тройного сочленения Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов. Между Варьеганским и Новоникольским террейнами расположена Бахилловская сутура.

После закрытия Палеоазиатского океана, ЗСП, которая являла собой место тройного сочленения Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов, относительно недолго оставалась стабильной территорией.

Условия формирования чехла

Пермь-триасовый рифтогенез, который сопровождался трапповым магматизмом, явился новым поворотным моментом в геологической истории ЗСП. Прежде всего рифтогенные процессы нарушили еще молодые сутуры и стыки террейнов, при этом конвергентные движения континентальных блоков сменились на дивергентные. Другими словами фундамент ЗСП в мезозое и кайнозое испытывал стабильное растяжение и медленно погружался, т.е. территория региона представляла собой область седиментации.

Раннеюрская эпоха характеризовалась переменными режимами: в начале эпохи происходило расширение бассейнов седиментогенеза, а в конце – море отступило и установился преимущественно континентальный режим.

В среднеюрскую эпоху преобладали переходные режимы, а в позднеюрскую всю территорию ЗСП заняло море.

В раннемеловую эпоху море мелеет, глинистые отложения по простиранию часто сменяются песчаными.

Позднемеловая эпоха характеризуется новым углублением бассейна – на всей территории развиты известковистые и глауконитовые глины, алевролиты, мергели.

В кайнозое на смену глинистым отложениям приходят песчано-глинистые, море мелеет, а затем покидает территорию ЗСП.

Заключение

Проследив историю развития ЗСП в составе Урало-Монгольского складчатого пояса, можно выделить следующие этапы его развития:

- конвергентный, знаменующий сближение Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского протоконтинентов и образование Валерьяновской и Обь-Зайсанской сутур в конце раннего карбона-перми;
- рифтогенный, обозначенный континентальным рифтогенезом и трапповым магматизмом в конце перми-триасе;
- плитный, во время которого идет формирование платформенного чехла с нижней юры по сей день.

Наличие специфического плитного этапа вызвано, вероятно, относительно слабыми импульсивными дивергентными движениями между Уралом и Восточной Сибирью, которые возникли в ранней юре. Наличие Валерьяновской и Обь-Зайсанской сутур в цоколе ЗСП, несомненно, усилило режимы растяжения в данном сегменте земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология – М., 1989. – № 7. – С. 40 – 43.
2. Атлас «Геология и нефтеносность Ханты-Мансийского автономного округа / Под ред. Ахнатеева Э.А., Волкова В.А., Гончаровой В.Н. и др. – Екатеринбург: Изд. «ИздатНаукаСервис», 2004. – 148с.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня М.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. – М., 2003. – Т.44. – № 1–2. – С.120 – 43.
4. Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика. – М., 2003. – Т.44. – № 1–2. – С. 101 – 119.

5. Никонов В.Ф. Геодинамика фундамента и закономерности распределения нефти и газа на месторождениях Западной Сибири // Геология и геолого-разведочные работы. – М., 2006. – №2. – С. 48–50.
6. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – М., 2003. – Т. 44. – №1–2. – С. 5 – 27.
7. Моссаковский А.А. и др. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника – М., 1993. – № 1–2. – С. 3 – 29.
8. Пучков В. Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика – М., 2003. – Т. 44. – № 1–2. – С. 28 – 39.
9. Мочалкина Л.Н. Жарма-Саурский террейн (магматизм и рудоносность) – Усть-Каменогорск: Изд. ВКГТУ, 2005. – 80 с.
10. Мочалкина Л.Н. Магматизм и рудоносность террейнов Юго-Западного Алтая. – Усть-Каменогорск: Изд. ВКГТУ, 2004. – 88 с.

УДК 550.8.056

Магнитометрическое картирование археологических памятников эпохи бронзы

Ольгино и Журумбай

*Л.А. Муравьев, В.В. Носкевич, Н.В. Федорова mlev@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Одним из актуальных приложений геофизики является использование геофизических методов в археологии для выявления остатков искусственных древних сооружений в верхней части геологического разреза. Мощность разреза, интересующая археологов, колеблется от первых десятков сантиметров до десяти метров. В этом интервале глубин расположен так называемый «культурный слой», характеризующийся искусственно переработанными грунтами с неоднородными физическими свойствами, содержащий остатки многовековой деятельности человека. Физические свойства этих остатков сильно изменчивы и могут быть изучены геофизическими методами.

В отличие от традиционных археологических способов исследования, геофизические методы являются неразрушающими. Из-за невозможности проведения раскопок на всей территории археологического памятника, которая часто занимает площадь в несколько гектар, геофизическая информация может оказаться единственным источником знаний о нескрытой его части. Без геофизических исследований затраты труда на археологические раскопки огромны, так как раскопки осуществляются с большой избыточностью и почти «вслепую», а получение геофизической информации по всей площади археологического памятника позволяет заменить сплошные раскопки выборочными, указать наиболее интересные для археологов площадки. На первоначальном этапе геофизических исследований на археологических памятниках используется магнитометрия из-за достаточной информативности и оперативности, а также невысокой стоимости проведения работ [1-4].

На примере городищ эпохи бронзы Журумбай и Ольгино описывается поэтапная технология магнитометрических исследований поселений бронзового века на Южном Урале, где известно около сорока таких городищ [5]. Большинство из них открыто по результатам дешифровки аэрофотосъемки. Поэтому задачами магнитометрических исследований являлись локализация памятников на местности, их привязка, уточнение планировки и детальное картирование отдельных фрагментов поселений [6].

Поселения Каменный Амбар (Ольгино) и Журумбай расположены вдоль реки Карагайлы-Аят в Карталинском районе Челябинской области. В самом начале раскопок

выяснилось, что культурный слой сильно насыщен остатками обожженной глины. Было установлено, что максимальная ее концентрация фиксировалась вдоль оборонительной стены изнутри и немногим меньше – снаружи, продукты горения прослеживались на склоне и по дну рва. Стена поселения шириной по основанию 4-5 м сложена из почвенных и глиняных блоков.

На начальном этапе исследований на поселении Ольгино проводились оценочные магнитометрические работы непосредственно на раскопах и были выделены аномалии модуля полного вектора магнитной индукции археологической природы, интенсивность которых достигает 100 нТл. При лабораторных исследованиях физических свойств образцов обожженной глины, взятых из поселения Ольгино, установлено, что значения магнитной восприимчивости изменяются от 280×10^{-5} до 400×10^{-5} ед. СИ. Близкие значения магнитной восприимчивости $20-400 \times 10^{-5}$ ед. СИ получены по результатам измерений портативным капшаметром на раскопе поселения. Таким образом, контраст в магнитных свойствах отдельных объектов археологического памятника позволяет уверенно выделять магнитные аномалии от древних построек и провести их интерпретацию.

Магнитометрическая съемка на поселении Ольгино проведена в 2005 году сотрудником Шеффилдского университета К.Мэрони с использованием градиентометра Geoscan FM18 с разрешением – 1 точка на 1 кв.м. Получена карта вертикального градиента магнитной индукции почти всей территории поселения, на которой выделяются общие черты памятника (стены, ров, хозяйственные ямы, очаги, печи) в виде положительных аномалий градиента магнитной индукции.

Детальные магнитометрические исследования на поселении Ольгино проводились нами в 2007 г. с целью выявления и картирования отдельных объектов – остатков жилищ, печей, хозяйственных ям, фортификационных сооружений и других построек в зоне предполагаемого входа внутрь поселения. Карта аномального магнитного поля приведена на рис. 1а.

Укрепленное поселение Журумбай многоугольной формы, площадью около 1,5 га открыто по результатам дешифровки аэрофотоснимков в 1987 г [5]. В настоящее время на поверхности контуры поселения не прослеживаются из-за многолетней распашки земли под посевные культуры. По результатам выполненной нами в 2008 году магнитометрической съемки удалось точно привязать на местности расположение поселения и получить более детальную информацию о строении его стен (рис.1б).

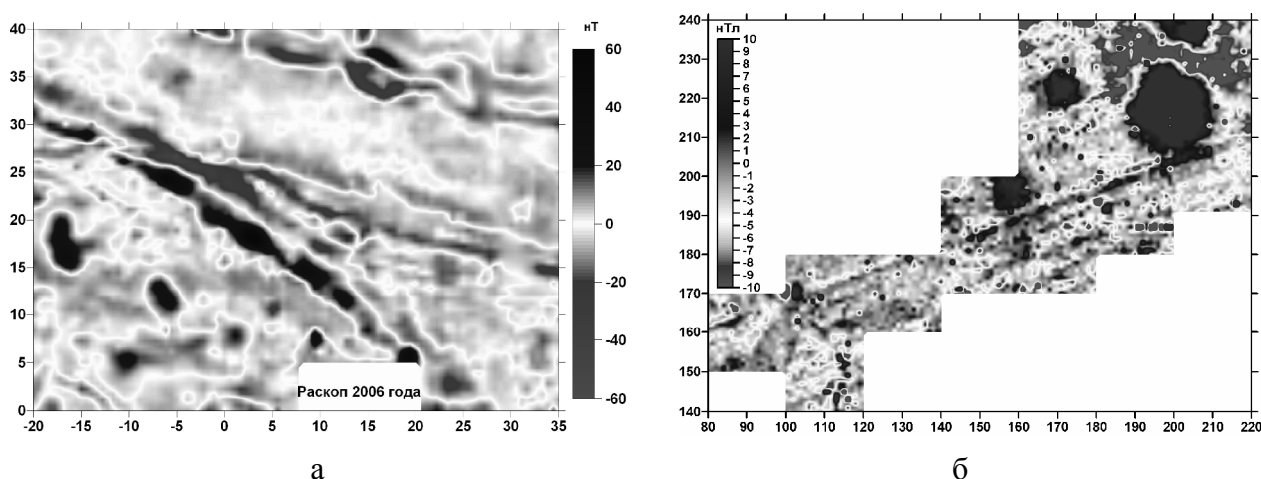


Рис 1. Карты аномального магнитного поля поселений: а – Ольгино, б – Журумбай. Единицы измерения по осям – метры.

При магнитометрических работах использовались отечественные магнитометры-градиентометры POS [7], и канадский градиентометр Scintrex SM-5 [8]. Перед проведением

магнитной съемки с помощью металлодетектора была проведена очистка участка от техногенного железного мусора, наличие которого могло значительно исказить картину распределения магнитных аномалий от древних объектов. Участки съемки были разбиты на планшеты с размерами 20×20 м. Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети наблюдений, при обследовании поселения Ольгино использовалась сеть 0.5×0.5 м, на поселении Журумбай - 1×1 м.

При использовании непрерывного режима измерений из-за движения датчика происходит осреднение значений за время единичного измерения, кроме того, отсутствует жесткая привязка измерений магнитного поля к точкам пространства и вследствие этого - «размытие» аномального эффекта [9]. Кроме того, дополнительные погрешности в наблюдения вносит изменение высоты наблюдений при ходьбе с прибором. Поэтому измерения производились нами с остановкой датчика прибора над измеряемой точкой. В отличие от измерений в непрерывном режиме при такой методике увеличивается время выполнения съемки, однако это позволяет уменьшить погрешность измерений. Оцененная нами погрешность съемки составила ± 1 нТл.

Измерения модуля полного вектора магнитной индукции выполнено на высотах 0,2 м и 2 м от поверхности земли. Магнитометр POS-1 с одним датчиком использовался для непрерывной регистрации вариаций геомагнитного поля во время наблюдений. Поправки за вариации магнитного поля вносились в измеренные значения модуля полного вектора магнитной индукции. В результате такая методика позволяет получать карты вертикального градиента индукции магнитного поля и карты абсолютных значений модуля индукции на двух уровнях. Такой набор данных увеличивает возможности качественной и количественной интерпретации, позволяет более надежно выполнять разделение источников магнитных аномалий по глубине их залегания. Затраты труда и времени при такой двухуровневой съемке лишь ненамного выше, чем для традиционно применяемой в последнее время в археологии технологии непрерывной градиентометрической съемки.

На основании проведенных магнитных измерений на археологических памятниках эпохи бронзового века предлагается поэтапная технология магнитометрического картирования таких памятников. Такая технология позволяет эффективно, с минимальными затратами труда и времени использовать магнитометрию в археологии. На рис.2 представлена блок-схема поэтапного исследования археологических памятников на примере поселений эпохи бронзы Южного Урала.

На исследуемых участках выделено два типа аномалий: линейно вытянутые аномалии предположительно соответствующие фрагментам стен и интенсивные аномалии изометричной формы. Следует отметить, что магнитные аномалии от жилищ и других следов цивилизации часто имеют правильные геометрические формы. Ряд аномалий, имеющих круговые формы, обнаружены в северной и северо-восточной части поселения Журумбай с внешней стороны от стены со рвом. Проведено моделирование источников ряда интересных аномалий. Такая аномалия может быть создана как археологическим объектом - остатками обожженной глины на месте обжига кирпичей, так и природным источником - обломками сильномагнитной горной породы [10].

В заключение работы еще раз отметим, что при исследовании археологических объектов современные методы магнитных исследований позволяют не только закартировать и локализовать аномалии от скрытых под землей следов жизнедеятельности древних цивилизаций, но также в результате применения мощного аппарата количественной интерпретации магнитных аномалий, разработанного для геофизических исследований, значительно пополнять знания о строении этих археологических памятников. По результатам интерпретации магнитных аномалий на поселении Журумбай с большой долей вероятности можно заключить, что источник аномалии имеет геологическую природу (ксенолиты серпентинита в гранитах). При моделировании источников аномалии поселения Ольгино установлено, что с внешней стороны для укрепления оборонительной стены использованы каменные плиты.



Рис.2. Блок-схема поэтапного магнитометрического обследования археологических памятников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кошелев И.Н. Магнитная разведка археологических памятников. 2005. Киев. 313 с.
2. Geophysical Survey in Archaeological Field Evaluation. English Heritage, 2008
3. Smekalova T.N., Voss O., Smekalov S.L.. Magnetic survey in archaeology. 10 years of using of Overhauser GSM-19 gradiometer. SPb.: Publishing house of Polytechnic University. 2005. 68 p
4. Журбин И.В. Геофизика в археологии: методы, технология и результаты применения. 2004. Ижевск. Удмуртский институт истории, языка и литературы УрО РАН. 152 с.
5. Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – Страна городов: Пространство и образы (Аркаим: горизонты исследований). «Крокус», «Южно-Уральское книжное издательство», Челябинск, 2007. 260 С.
6. Комплексная интеграционная программа междисциплинарных исследований археологических памятников Южного Урала «Эпоха бронзы севера центральной Евразии». Российская академия наук. Уральское отделение. Екатеринбург, 2006, 43 с.
7. Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы

в области геологоразведки// Геологической службе России 300 лет. Международная геофизическая конференция: Тез. докл.- С.-Петербург, 2000.- С.290-292.

8. Scintrex SM-5 NAVMAG specifications. Canada, Scintrex. 2006. 2 p.

9. Муравьев Л.А. Некоторые особенности непрерывного режима наземной магнитной съемки// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы XXXVI сессии Международного семинара (г. Казань, 26 – 31 января 2009 г.) – Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2009. С. 240-241.

10. Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Федорова Н.В. Интерпретация результатов магнитометрических исследований археологических памятников эпохи Бронзы на Южном Урале // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы XXXVI сессии Международного семинара (г. Казань, 26 – 31 января 2009 г.) – Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2009. С.237-239.

УДК 621.384.326

**Метод видеотепловизионной генерализации
и его аппаратурно-методические основы**

*Р.Д. Мухамедяров, тел./факс (843) 272-24-64, E-mail: m.robert17@mail.ru
ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», г. Казань, Россия*

Планету Землю можно рассматривать как гигантскую термодинамическую открытую геосистему, которая характеризуется существованием процессов обмена веществом и энергией с окружающей средой, включающей как внутренние части нашей планеты, так и мировое пространство. Обмен веществом и энергией между компонентами геосистем является фактором, определяющим ее внутреннее единство.

Структура и динамика процессов, протекающих в ландшафтной сфере, зависят от количества энергии, поступающей в геосистему. Природно-энергетический потенциал планеты Земли состоит из следующих компонент:

- энергии солнечной радиации, уменьшенной на величину обратного излучения Земли $C \approx 10^{32}$ эрг/год;
- энергии, поступающей из глубинных недр Земли за счет распада радиоактивных элементов $G \approx 10^{28}$ эрг/год;
- потенциальной энергии вещества, подчиняющейся законам гравитации; (приливо-отливное воздействие Луны и Солнца) $G \approx 10^{26}$ эрг/год;
- энергии тектонических процессов, землетрясений $Z \approx 10^{25}$ эрг/год;
- энергии, накопленной в массе вещества природных тел в результате физико-химических процессов в земной коре и мантии, биологических и почвообразовательных процессов $H \approx 10^{27} + 10^{28}$ эрг/год:

$$\mathcal{E} = C + G + Z + H$$

В общем количестве тепловой энергии на поверхности Земли солнечная энергия составляет 99,98%, а энергия, поступающая из недр Земли 0,02%, и именно солнечная энергия – главный двигатель природных процессов, протекающих в ландшафте.

Процессы эволюции и самоорганизации на Земле происходили в тонком слое земной поверхности, состоящем из скальных и осадочных пород, вод и атмосферы.

Эволюция и самоорганизация выражается в виде геологических, атмосферных и биологических процессов.

Процессы эволюции и самоорганизации на планете Земля происходят за счет разности (градиента) температур между Солнцем или ядром Земли, с одной стороны, и температурой космического пространства, с другой стороны.

Лучшие аэрокосмические тепловизоры-радиометры на сегодняшний день обладают эквивалентной шуму разностью температур $\Delta T_{\mathcal{E}} = 0,1 \div 0,3$ К, что на два порядка больше

предельных для этого атмосферного окна 8÷15 мкм величин, обусловленных шумами фона. Это означает, что объем информации о коэффициентах отражения от различных объектов эквивалентен информативности глаза при освещенности на 4 порядка меньше средней дневной освещенности, что соответствует глубоким сумеркам.

При наблюдении объектов на поверхности Земли в безоблачную погоду коэффициент контраста составляет величину $\sin^2 75^\circ = 0,933$, тогда вариации температуры пересчитываются в вариации излучательной способности с коэффициентом $4\varepsilon_{cp}/\beta T_3 \cdot 100\% = 1,39\% \text{ град}^{-1}$. Но для проникновения в глубину геологических структур ландшафта понадобился принципиально новый метод повышения температурной чувствительности – метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова (МВТГМ) [1-6].

Существенная новизна МВТГМ состоит в следующем. Предшествующие карты теплового поля Земли основываются на контактных методах определения температур в скважинах с помощью датчиков, число которых ограничено. Поэтому распределение температур, получаемое этими методами, необходимо дискретное. МВТГМ позволяет получить континуальную картину распределения температур, и в этом его качественное отличие от контактных методов. Практически реализуется эффект непрерывного зондирования и выявления аномалий плотности Земли по глубине по соответствующим аномалиям температурного поля, полученного с использованием весовой функции, на основе трехмерной пирамиды вклада теплового излучения элементов земной коры в результирующее излучение элемента поверхности δ . При этом имеет место фундаментальное соотношение: $\delta^\ell \Delta T_p = \text{const}$, где δ – элемент пространственного разрешения, ΔT_p – эквивалент шумовой радиационной температуры, характеризующий основные функциональные параметры аэрокосмической аппаратуры видеотепловизионной съемки, $\ell = 2,5 \div 2,72$. Фактически производится размен пространственного разрешения на температурную чувствительность, а степень генерализации МВТГМ определяется рядом целочисленных величин 1, 2, 3, 4, 5 и т.д., причем первый слой является исходным тепловым цифровым изображением.

В частном случае вид генерализации будет:

$$\varphi(\varepsilon_{x,y}) = \frac{\sum_i \sum_j (k_{ij} \cdot E_{ij})^\alpha}{\sum_i \sum_j (k_{ij} \cdot E_{ij})^{\alpha-1}},$$

при $\alpha=0$

$$\varphi(\varepsilon_{x,y}) = \frac{N_x N_y}{\sum_{j=1}^{N_y} \sum_{i=1}^{N_x} (k_{ij} \cdot E_{ij})^{-1}} \text{ - среднее гармоническое,}$$

а при $\alpha=1$

$$\varphi(\varepsilon_{x,y}) = \frac{\sum_{j=1}^{N_y} \sum_{i=1}^{N_x} (k_{ij} \cdot E_{ij})}{N_x N_y} \text{ - среднее арифметическое.}$$

Сигнал на i -ом приемнике определяется выражением:

$$E_{ij} = A \cdot S_{\lambda_{МАКС}i} \cdot \int_{\lambda_{i1}}^{\lambda_{i2}} \varepsilon_{\lambda T} \cdot c_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot (\exp(c_2 / (\lambda \cdot T)) - 1)^{-1} \cdot \alpha_{\lambda i} d\lambda.$$

где A – коэффициент, характеризующий оптическую систему;

$S_{\lambda_{\text{МАКС}}}$ - максимальная спектральная чувствительность;

a_{λ} – относительная характеристика приемника;

b_{λ_T} – спектральное распределение плотности энергии излучения:

$$b_{\lambda_T} = \varepsilon_{\lambda_T} \cdot c_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot (\exp(c_2 / (\lambda \cdot T)) - 1)^{-1};$$

ε_{λ_T} - излучательная способность объекта;

$c_1 = 3,7413 \cdot 10^{-12}$ Вт·см²; $c_2 = 1,4388$ см·град;

λ – длина волны излучения, мкм; T – температура.

Для определенных классов геолого-геофизической среды и инженерных сооружений α и β могут быть и дробными и позволяют выбрать величину глубины проникновения h_i при каждой ступени генерализации N .

Предлагаемый способ позволяет вести поиск аномалий температурного поля Земли с глубиной, то есть определять области аномалий массо-энергетического обмена в различных геолого-геофизических слоях Земли. Это достигается тем, что аэрокосмические цифровые тепловизионные изображения обрабатываются по предложенному способу, в частности, на основе модели трехмерной пирамиды вклада теплового излучения элементов Земной коры в результирующее излучение в области окружающего элемента поверхности $\delta_{x,y}$.

Нулевым слоем является панхроматическое изображение, изображение, полученное за счет отражательных характеристик объектов в видимом диапазоне электромагнитных волн. Видеотепловизионные аэрокосмические съемки привязаны к радиометрической температуре $T_{PB} = \sqrt[4]{\varepsilon} T_{TB}$, где ε – излучательная способность объекта поиска, T_{TB} – термодинамическая температура, $\delta^2 \times (1,4,9,16,25$ и т.д.) – площади при каждой степени генерализации.

В частном случае, когда ищется подземное месторождение воды (льда) или подтопление вдоль трассы трубопровода, температура радиационная близка к температуре термодинамической, измеренной в скважине при длине волны излучения $\lambda_m = 11$ мкм, $\varepsilon_{\lambda} = 0,99153$

$$T_{PB} = \sqrt[4]{\varepsilon} \cdot T_{TB} = 0,998 T_{TB}.$$

В этом случае при длине волны принимаемого теплового излучения $\lambda_m = 11$ мкм температура радиационная соответствует термодинамической температуре подземных источников воды и льда с точностью 0,2% [1].

Излучательная способность различных типов земной поверхности - суши колеблется в пределах $\varepsilon = 0,8 \div 0,97$, поэтому суша днем нагревается за счет солнечного облучения, а ночью остывает.

Геотермический градиент в глубь Земли характеризует изменение температуры с глубиной h

$$\Gamma(T) = -\frac{\partial T}{\partial h} = -\frac{q_{\Sigma}}{\lambda}$$

и служит для определения областей неоднородностей теплового поля и их границ по глубине проникновения h в плоскости заданного разреза

$$q_{\Sigma} = q_k + q_{кв} + q_n,$$

где q - плотности тепловых потоков, обусловленных соответственно, кондуктивной теплопроводностью, конвекцией и лучистым обменом (излучением);

λ_T – теплопроводность материалов геофизической подосновы.

Наибольшая дифференциация горных пород наблюдается по коэффициентам теплопроводности (или обратной величине – тепловому сопротивлению \hat{r}), что можно выявить по второй производной температуры вглубь Земли h .

λ_T – теплопроводность возрастает с увеличением плотности горных пород и зависит от степени газо-, водо-, нефтенасыщения.

Также можно построить прирост горизонтального геотермического градиента температур

$$G(T) = \frac{\partial}{\partial h} \left(\frac{\partial T_T}{\partial L} \right),$$

где T_T – термодинамическая температура по горизонтали L .

Оценка температурного разрешения по слоям по методу МВТГМ представлена в таблице 1.

Таким образом, в слое между $N = 59$ и $N = 60$ в глубине Земли можно получить температурную чувствительность порядка $\Delta T_{59} = 7 \cdot 10^{-6}$ К и $\Delta T_{60} = 7,1 \cdot 10^{-6}$ К, для $\delta_k = 60$ м, $\Delta T_p = 0,2$ К, $\ell = 2,5$; $\alpha = 1$ для прибора ЕТМ на спутнике «Landsat-7», но следует помнить, что за счет усреднения параметров в пространстве мелкие объекты на больших глубинах неразличимы.

Для оценки глубины проникновения h_N на уровне слоя N используется следующее соотношение, полученное Мухамедяровым Р.Д. в 2001 году:

$$h_N = \frac{H^2}{h_T + H} \left(\frac{N\delta}{2} + \frac{N^2\delta^2}{4} \right);$$

где N – номер горизонтального слоя;

h_T – предполагаемое расстояние от объекта исследования до земной поверхности;

H – расстояние от датчика съемочной аппаратуры до земной поверхности;

δ – угловое пространственное разрешение съемочной аппаратуры, рад.

Полная аппаратурная реализация МВТГМ возможна в рамках международного проекта под названием «Аэрокосмическая система мониторинга и предсказания природных и техногенных катастроф, выявления термодинамической структуры геологической среды для поиска полезных ископаемых» («Око Земли»), осуществляемого в рамках ООН для реализации в программе межправительственных соглашений.

Для выполнения международного проекта «Око Земли» необходимы следующие условия [7-8]:

1. Шесть спутников на геостационарной орбите по экватору Земли объединены в две группировки по три спутника (рис.1) – вершины двух треугольных плоскостей, условно пересекающих Землю по экватору в виде «Звезды Давида». Геометрические размеры и угловое положение обоих треугольных плоскостей определяются лазерными дальномерами (с точностью ± 1 мм) и звездными датчиками на спутниках (с точностью $0,5 \div 1$ угловых сек.).

2. На больших инженерных сооружениях, таких как Великая китайская стена (длиной 7300 км), мосты, плотины, атомные и тепловые электростанции, устанавливаются теодолиты-дальномеры. Они одновременно работают по спутнику и по отражателям, установленным на сложных инженерных сооружениях. За счет этого достигается создание глобальной позиционной системы с точностью 1 мм.

3. На спутниках, функционирующих на геостационарной орбите, устанавливается высокочувствительная радиометрическая аппаратура видимого и теплового диапазонов с разрешением 1440 м в тепловом (дальнем инфракрасном) и 360 м в видимом диапазоне, а на спутниках, функционирующих на солнечно-синхронной орбите высотой $H=700$ км, - высокочувствительная радиометрическая аппаратура видимого с пространственным разрешением 70 м и теплового диапазонов 140 м с захватом на местности $136^\circ 4'$ ($5H=3500$ км).

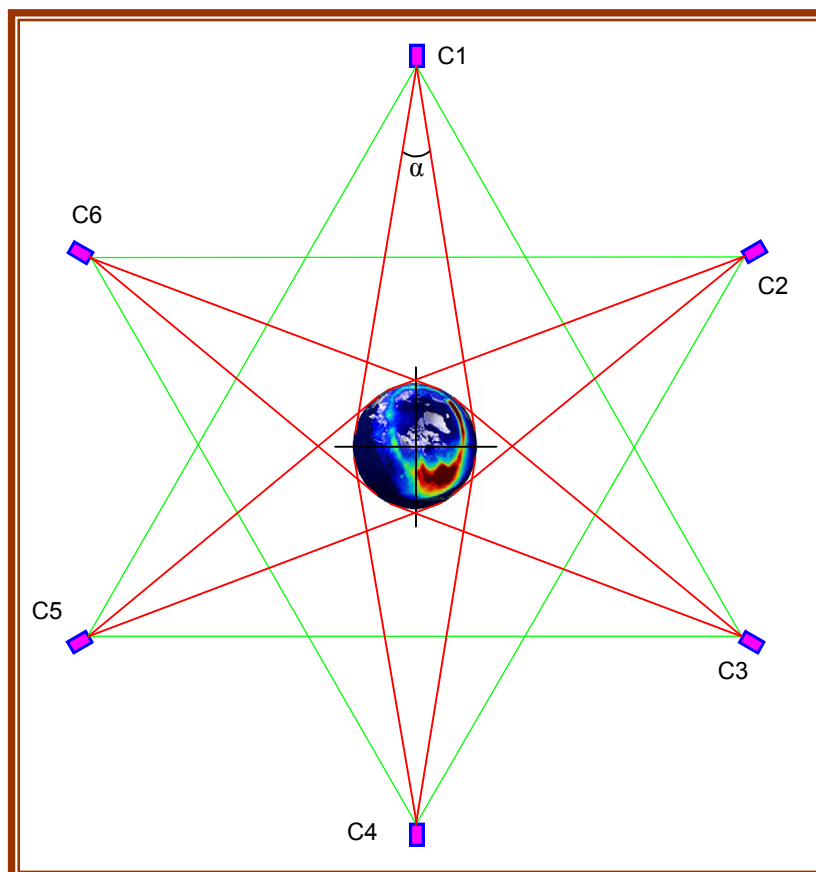
4. На высоте от 50 м до 6000 м используется видеотепловизионная аппаратура сверхвысокого разрешения от 1 до 120 мм и температурным разрешением порядка 0,01 К, устанавливаемая на дирижаблях, встроенных в глобальную систему позиционирования с определением пространственного положения с точностью ± 1 мм.

Генерализация через специальные интегральные преобразования позволяет довести температурную чувствительность до $1 \cdot 10^{-5} \div 1 \cdot 10^{-6}$ К, что приводит к эффекту послойного ($1 \div 200$ слоев) проникновения вглубь Земли и непрерывному контролю движения литосферных плит толщиной $25 \div 35$ км, вызывающих скольжение, растяжение или разрывы (разломы), а также к более качественному и количественному описанию термодинамического состояния инженерных сооружений и технологических установок.

Таким образом, удастся синтезировать множество видеотепловизионных картин-образов одного и того же объекта. Сопоставляя их с первоначальными снимками видимого и ближнего инфракрасного диапазонов данного объекта, можно получить на одном «аналитическом уровне» взаимное расположение того, что находится над (под) землей и под водой на разных глубинах или определить техническое состояние инженерных сооружений в различные времена года и суток в статике и динамике.

На следующем этапе интерпретации дешифрованных снимков специалистами различных отраслей знаний: геологами, геофизиками, механиками – специалистами по неразрушающему контролю можно получить качественно новую информацию.

В том месте инженерного сооружения, где намечается предразрушение дифференциал (градиент) температуры резко изменяется, и может произойти разрыв. Но эти величины изменения термодинамической температуры очень малы - порядка $0,001 \div 0,00001$ К, но используя предложенный метод видеотепловизионной генерализации, их можно обнаружить и отслеживать. Дистанционное отслеживание столь малых изменений температур открывает новую страницу для предсказания техногенных катастроф и стихийных бедствий.



В центре рисунка находится Земля;
C1 ÷ C6 – геостационарные спутники;
 α – угол обзора Земли

Рис. 1

ТЕМПЕРАТУРНОЕ РАЗРЕШЕНИЕ ПО СЛОЯМ

Ландсат:

$$\Delta T_{\kappa} = \left(\frac{\delta_n}{\delta_{\kappa}} \right)^{2,5} \Delta T_n = \frac{0,2}{N^{2,5}} - \text{цена температурной чувствительности между } N \text{ и } N-1 \text{ слоями.}$$

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ΔT_{κ}	0,2	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$6,25 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$
N	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
ΔT_{κ}	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,45 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$
N	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
ΔT_{κ}	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$4,05 \cdot 10^{-5}$	$3,88 \cdot 10^{-5}$	$3,85 \cdot 10^{-5}$	$3,22 \cdot 10^{-5}$	$3,01 \cdot 10^{-5}$	$2,75 \cdot 10^{-5}$	$2,57 \cdot 10^{-5}$
N	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
ΔT_{κ}	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,24 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$1,97 \cdot 10^{-5}$	$1,85 \cdot 10^{-5}$	$1,74 \cdot 10^{-5}$	$1,64 \cdot 10^{-5}$	$1,55 \cdot 10^{-5}$	$1,47 \cdot 10^{-5}$	$1,39 \cdot 10^{-5}$	$1,32 \cdot 10^{-5}$	$1,25 \cdot 10^{-5}$
N	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
ΔT_{κ}	$1,18 \cdot 10^{-5}$	$1,13 \cdot 10^{-5}$	$1,07 \cdot 10^{-5}$	$1,002 \cdot 10^{-5}$	$9,7 \cdot 10^{-6}$	$9,3 \cdot 10^{-6}$	$8,9 \cdot 10^{-6}$	$8,5 \cdot 10^{-6}$	$8,1 \cdot 10^{-6}$	$7,7 \cdot 10^{-6}$	$7,4 \cdot 10^{-6}$	$7,1 \cdot 10^{-6}$

Таким образом, в слое между N=59 и N=60 в глубине Земли $h = \delta N = 60 \times 60 = 3600$ м можно получить для аппаратуры Ландсат температурную чувствительность порядка $\Delta T_{59} = 7 \cdot 10^{-6}$ К и $\Delta T_{60} = 7,1 \cdot 10^{-6}$ К, для $\delta_{\kappa} = 60$ м, $\Delta T_p = 0,2$ К, $\ell = 2,5$; $\beta = \alpha - 1$ и $\alpha = 1$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мухамедяров Р.Д. Теория и разработка оптико-электронных систем с симметричным входом. Докторская диссертация. 1991.
2. Мухамедяров Р.Д., Харисов Р.И. Способ измерения температуры. Патент РФ № 2086935 от 10.01.1994 г.
3. Мухамедяров Р.Д. Аэрокосмический мониторинг состояния нефтегазопроводов и экологии окружающей среды. Волга-бизнес, спец. Выпуск. Самара. 1997. № 2. С.17-23.
4. Мухамедяров Р.Д. Аэрокосмический мониторинг: методология и инструментальное обеспечение. М.: «ИРЦ Газпром». Ж. Наука и техника в газовой промышленности. 2000. №2, С. 89-94.
5. Мухамедяров Р.Д. Метод видеотепловизионной генерализации его аэрокосмическое аппаратурное оснащение. Интервал. № 9 (44). Самара. 2002. С. 59-62.
6. Мухамедяров Р.Д. Аэрокосмический мониторинг технического состояния подземных и наземных инженерных сооружений. Оптический журнал. 2002. № 4. С. 11-18.
7. Мухамедяров Р.Д. «Око Земли» - аэрокосмическая система мониторинга. Аэрокосмический курьер. 2006. № 3 (45). С. 44-45; 2007. № 2 (50). С. 74-75.
8. Мухамедяров Р.Д. Новая сфера геоинформационных услуг. Аэрокосмический курьер. 2008. № 3 (57). С. 56-57.

УДК 621.384.326

**Метод видеотепловизионной генерализации
и его прикладное значение**

*Р.Д. Мухамедяров, тел./факс (843) 272-24-64, E-mail: m.robert17@mail.ru
ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», г. Казань, Россия*

Разработчик технологии МВТГМ (Метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова) является Институт аэрокосмического приборостроения («ИАКП», г. Казань). С 1994 года «ИАКП» создает для гражданских целей аппаратуру аэрокосмического базирования, а также программно-математическое оснащение видеотепловизионных съемок для решения конкретных задач; выполняет дистанционное зондирование с аэрокосмических носителей, наземные измерения и заверки; разрабатывает, развивает и внедряет перспективные технологии дешифрирования – компьютерные методы анализа и интерпретации, связанные с современными оптико-электронными аэро- и космическими тепловизионными системами высокого разрешения.

Генеральным директором и главным конструктором «ИАКП» со дня его основания является Роберт Давлетович Мухамедяров, доктор технических наук, академик РАЕН, профессор Казанского государственного технического университета им. А.Н. Туполева, автор более 200 научных работ и 97 изобретений.

Коллективом специалистов Института созданы различные модификации тепловизионной аппаратуры, которые использовались для съемок со спутников «Космос», «Океан-О», «Метеор-3М». С середины девяностых годов, в связи со свертыванием Российских космических программ, научно-технический потенциал Института был перенацелен на оснащение самолета Ан-30 и вертолетов Ми-8 и Ка-32 изготовленной для космоса аппаратурой. Созданные коллективом предприятия самолетные и вертолетные видеотепловизионные комплексы высокого разрешения (СКВР-Ан и ВКВР-Т) имеют обширный спектр сфер применения.

Многолетний опыт конструирования и использования тепловизоров позволил Институту разработать уникальный, не имеющий аналогов в мире, метод обработки тепловизионной информации космо- и аэросъемок в ИК тепловом диапазоне, позднее получивший название МВТГМ (метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова).

Видеотепловизионная съемка входит в состав методов терморазведки, объединяющей физические методы исследования естественного теплового поля Земли. МВТГМ является геофизическим методом и по своей сути существенно отличается от традиционных аэрокосмических методов, очень широко применяющихся в геологоразведке в течение многих десятилетий.

Суть технологии МВТГМ является прикладным следствием следующей леммы-гипотезы, выдвинутой Р.Д. Мухамедяровым два десятилетия назад: тепловое излучение несет память о своем происхождении; в тепловой энергии, излучаемой любым объектом, заключена информация о глубинных процессах, происходящих внутри объекта [1,2].

Эндогенный тепловой поток (геотерма) ниже нейтрального слоя не зависит от вариаций внешних факторов. Температурный режим пород определяется восходящим эндогенным потоком, динамикой геологической среды и особенностями термических свойств пород. К поверхности эндогенное тепло передается через горные породы посредством кондуктивной теплопроводности, конвекцией флюидами и излучением.

Кондуктивная теплопроводность определяется в минералах, обладающих электронной проводимостью (золото, железная руда, полиметаллы и др.), посредством диффузии свободных электронов, а в минералах, не обладающих электронной проводимостью, - колебаниями атомов кристаллической решетки.

Конвективная теплопроводность определяется в переносе тепловой энергии упругими колебаниями. Колебания передаются смежным молекулам, и энергия теплового движения передается от одного слоя к другому постепенно, что характеризует малую величину коэффициента теплопроводности флюидов.

Радиотепловое излучение, пройдя внутренние части нашей планеты по лемме Мухамедярова Р.Д. («Радиотепловое излучение помнит о своем происхождении»), запоминает информацию о блоково-разломной структуре горных пород, как будет показано далее. Посредством технологии МВТГМ можно будет расшифровать положение блоков через кондуктивно-контактную теплопроводность, а расположение зон разломов – зон проницаемости через конвективно-молекулярную теплопроводность.

Теплопроводность возрастает с увеличением плотности горных пород и зависит от степени газо-, водо- и нефтенасыщения, и эту структуру изменения с глубиной проникновения h_N можно отследить и показать.

В связи с тем, что видеотепловизоры, создаваемые в нашем институте и за рубежом, имеют различные пространственные, спектральные и радиометрические разрешения, и устанавливаются на различные носители (спутники, самолеты, дирижабли), то при последовательном увеличении высот носителей происходит естественная генерализация.

Объединение свойств естественной генерализации и МВТГМ позволяет расширить сферу предлагаемых услуг на два порядка и охватить весь спектр геологоразведочных и геотехногенных задач во всех материках и регионах земного шара (таблица 1).

Таблица 1

Уровни геотермического зондирования
аэрокосмических видеотепловизионных съемок

Уровень генерализации	Пространственное разрешение	Глубина проникновения (км) и масштаб по глубине	Масштаб по горизонтами
1. Космический			
1.1. Глобальный	250-1000 м	2-100 М 1:100000 М 1:500000	М 1:500000 М 1:2000000
1.2. Континентальный	60-1000 км	8-50 М 1:30000	М 1:100000

Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2009 г.

		М 1:250000	М 1:1000000
1.3. Региональный	15-90 м	2,6-6 М 1:13000 М 1:45000	М 1:50000 М 1:200000
1.4. Локальный	15-60 м	1,2-6 М 1:6000 М 1:30000	М 1:24000 М 1:12000
1.5. Сверхлокальный	2-10 м	0,4-3 М 1:2000 М 1:15000	М 1:8000 М 1:60000
2. Авиационный (дирижабли, самолеты, вертолеты)			
2.1. Обзорный	2-20 м	0,2-2 М 1:1000 М 1:10000	М 1:4000 М 1:40000
2.2. Детальный	0,2-2 м	0,02-0,2 М 1:100 М 1:1000	М 1:400 М 1:400
2.3. Сверхдетальный	0,02-0,5 м	0,002-0,05 М 1:10 М 1:50	

В таблице 2 приведены глубины проникновения по слоям N (номер итераций) для различных спутниковых аппаратур, в том числе для многоспектральной аппаратуры высокого разрешения МСУ-В (разработчик Институт аэрокосмического приборостроения, г. Казань), установленного на совместном российско-украинском спутнике «Океан-О» (1998-2002 гг.).

Глубина проникновения по слоям (в метрах)

Таблица 2

Слой, N	1	3	5	10	20	30	50	100	150	200
Тепловое изображение ЕТМ+ (США)	30	90	150	300	600	900	1500	3000	4500	6000
Синтезированное изображение ЕТМ+ (США)	10	30	50	100	200	300	500	1000	1500	2000
Тепловое изображение ASTER (Япония)	45	135	225	450	900	1350	2250	4500	6750	9000
Синтезированное изображение ASTER (Япония)	13	40	65	130	260	400	650	1300	1950	2600
Тепловое изображение МСУ-В (Океан-0) (Россия, Украина)	125	475	625	1250	2500	3750	6250	12500	18750	25000
Синтезированное изображение МСУ-В (Океан-0) (Россия, Украина)	38,6	115,8	193	386	772	1158	1930	3860	5790	7720

Алгоритмы МВТГМ нацелены на выявление и картографирование следующих новых нефтегазопроисследовательских факторов:

- генерализация ИК теплового поля – на селективное отображение блоково-морфоструктурного строения (геодинамических блоков и граничных разрывов) по структурным этажам (рис. 1-4);

- эквипотенциальная термометрия – на выявление внутренних термодинамических неоднородностей блоковых морфоструктур;

- линейризация (синтезирование трех-четырёх ИК зон, улучшение пространственного разрешения и последующая эквипотенциальная термометрия) - на выделение зон сжатия, растяжения, разупрочнения и разуплотнения горных пород с лучшими коллекторскими свойствами, в состав которых входят и зоны флюидоперетоков и флюидонакопления структурного и неструктурного типов.

Опытными работами Института аэрокосмического приборостроения с применением методов видеотепловизионной генерализации Мухамедярова (МВТГМ) доказано, что дальний ИК-диапазон (7,5÷13,5 мкм) позволяет зондировать глубинную структуру термодинамического поля; в результате практически реализуется геофизический эффект дистанционного зондирования. Конечными результатами обработки ИК-тепловых видеосцен являются:

- новые информационные показатели: прогнозные оценки, новые закономерности;
- геотермические аномалии: относительно «холодные» и «теплые» - оконтуренные как в плане, так и в разрезе;
- геодинамические аномалии: зоны сжатия и растяжения, влияющие на фильтрационные параметры – оконтуренные как в плане, так и в разрезе;
- аномалии водонасыщенности горных массивов;
- флюидопроницаемые зоны, флюидизированные разломы, «трубы», зоны водообмена, места нагрузки подземных вод, безамплитудные зоны дезинтеграции пород;
- направленность конвективных тепловых потоков – нисходящая, восходящая;
- структуры не только открытые, но и глубинные, – это в основном блоковые и линейные морфоструктуры, картирование микроамплитудных блоковоразрывных структур, новейших деформаций большого радиуса кривизны, местных деформаций, разрывов, флексур, определяющих условия миграции и кумуляции флюидов в продуктивных осадочных комплексах; детализация морфологии поднятий по перспективным горизонтам осадочного чехла; неотектоническая активность структур;
- гидродинамические связи блоков;
- горные массивы, различающиеся по теплопроводности, теплоемкости и тепловой инерции;
- изменчивость фильтрационно-коллекторских свойств горизонтов;
- нефтегазоперспективные термодинамические ситуации на поисковых площадях; составление многоуровневых срезов термодинамического поля плитного комплекса в помощь построению трехмерных геомиграционных моделей флюидных бассейнов и месторождений (флюидогеодинамическая 3D модель); проектирование сейсморазведки, опорно-параметрического и поискового бурения на базе предварительных флюидогеодинамических моделей; обоснование заложения скважин на месторождениях;
- инженерно-геологические неоднородности;
- тепловой режим нефтепромыслового и промышленного оборудования; обнаружение утечек в нефте- и газопроводах, теплотрассах, водоводах; контроль за недропользованием.

На рис. 1 представлено исходное тепловое изображение г. Перми и его окрестностей, Верхнекамской гидроэлектростанции, река Кама с притоками р. Чусовая и р. Сытва, полученное с ЕТМ+ (США).

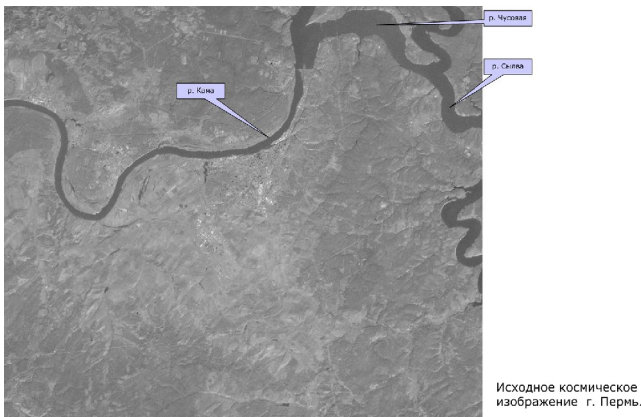


Рис. 1

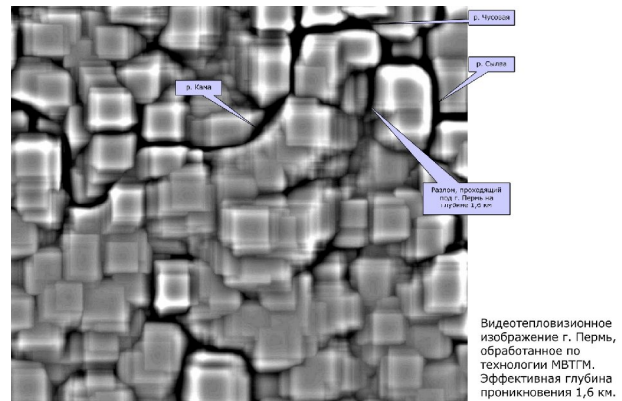


Рис. 2

На рис. 2 представлено то же тепловое изображение, обработанное по технологии МВТГМ: алгоритм *GS* (см. блок схемы № 1 и № 2), что соответствует слою $N=53$ и глубине проникновения $h=1,6$ км. Обнаруженная разломная зона – зона проницаемости повторяет русло р. Камы, но находится восточнее и южнее на расстоянии $12\div 16$ км от основной р. Камы и далее на юге от р. Камы на расстоянии $22\div 26$ км образует новую зону проницаемости – зону подземной реки. Выход этой подземной реки имеет множество ответвлений – зоны разгрузок, в частности, в районе Пермского нефтеперерабатывающего завода, где на расстоянии 2 км семь подземных речушек глубиной от 11 до 14 метров вытекают с территории завода в реку Пыж [3]. Три из них загрязнены нефтепродуктами.

Знание точного расположения подземных рек в районах больших городских конгломераций дает две возможности:

- не строить крупные промышленные объекты в зоне расположения подземной реки или в зоне разгрузки;
- получить качественно хорошую «живую» воду, близкую родниковой, если строить артезианские колодцы в зоне разгрузки этих подземных рек.

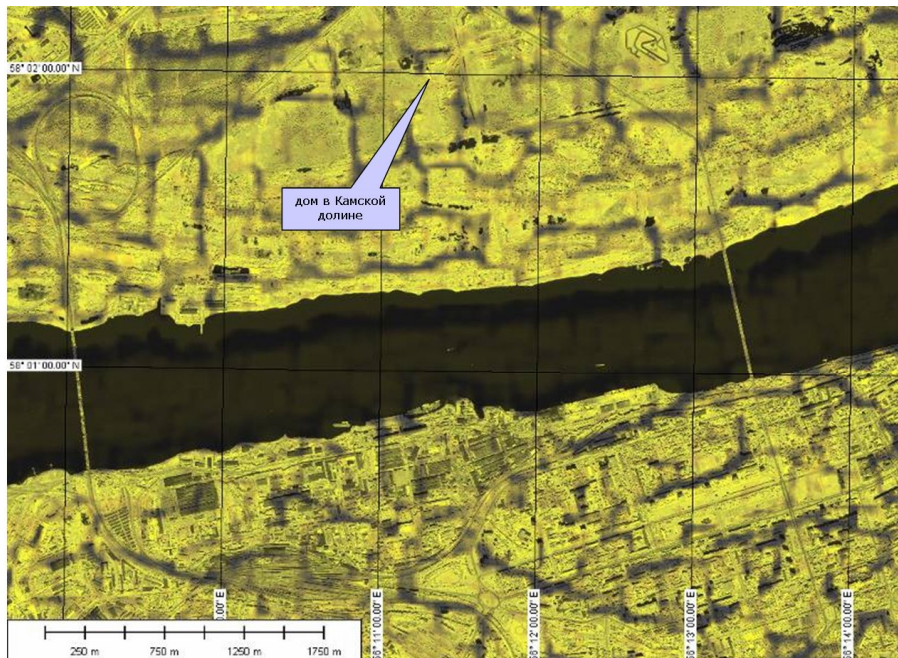


Рис. 3

Видеотепловизионное изображение центральной части г. Пермь, обработанное методом МВТГМ. Эффективная глубина проникновения 50 м.

На рис. 3 представлено видеотепловизионное изображение центральной части г. Перми на глубине 50 м, обработанное по технологии МВТГМ (алгоритм *GS*), с наложенным на него панхроматическим снимком «Биг Берда» нулевой слой, что позволяет

сразу увидеть как разломные зоны – темные жирные линии проходят через административные и жилые дома, через шоссе и железные дороги, через всю инженерную инфраструктуру города.

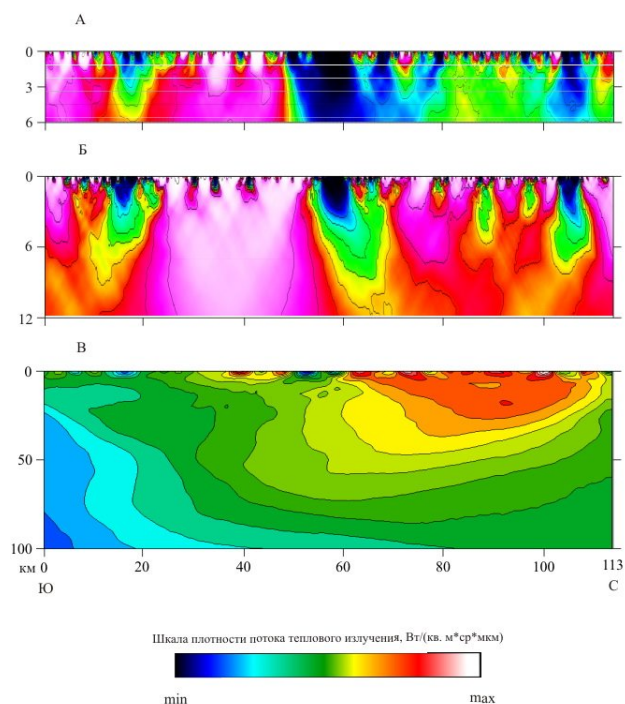


Рис. 6 Модели регионального теплового поля Земли вдоль профиля 2 по данным "Landsat-7" (А), "Landsat-5" (Б) и MODIS (В)

Рис. 4

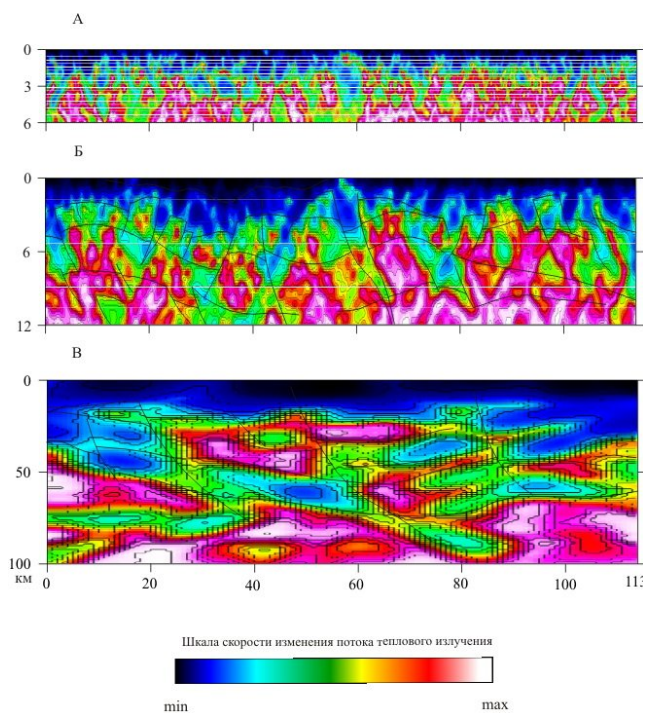


Рис. 7 Модели дифференциальной характеристики потока теплового излучения Земли вдоль профиля 2 по данным "Landsat-7" (А), "Landsat-5" (Б) и MODIS (В)

Рис. 5
Условные обозначения: — - геотермические границы

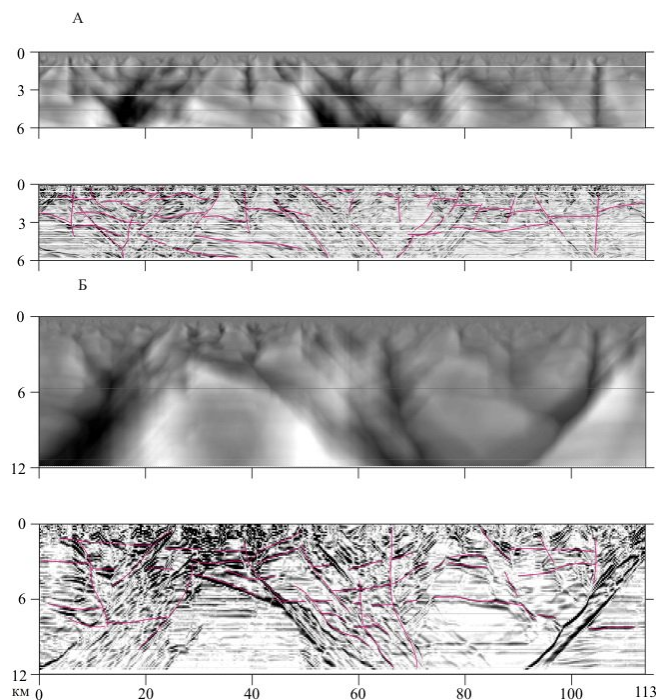


Рис. 8 Модели 2.5D блоково-разрывных структур в теневом отображении вдоль профиля 2 по данным "Landsat-7" (А) и "Landsat-5" (Б)

Условные обозначения: — - геотермические границы

структуры. Находящийся здесь разлом имеет северное направление погружения от осадочного чехла до 20 км.

На рис. 4, 5 и 6 представлены модели регионального теплового поля Земли, ее первой производной и модели 2,5 D блоково-разрывных структур в теневом отображении вдоль профиля Токмовского свода, протяженностью 113 км с юга на север в пересечении Толвинского и Сергачского валов, в северной его части выделяется осевая зона Лысковского вала Нижегородской вершины.

Рис. 6

Блоково-разделяющий прогиб двух вершин отображается в тепловом поле вполне отчетливо и однозначно, его борта сформированы разрывными нарушениями, а прослеживаемость отражающих площадок выявляется отчетливо.

Поднятие выделяется с 73 км и отображается на геотермическом профиле в виде обширной плосковершинной

Поднятие выделяется с 73 км и отображается на геотермическом профиле в виде обширной плосковершинной структуры. Находящийся здесь разлом имеет северное направление погружения от осадочного чехла до 20 км.

В осадочном чехле наиболее интересный геологический результат состоит в выделении мощных низкотемпературных аномалий и их градиентных зон. Эти отложения перспективны с позиции нефтегазопоисковых работ, так как залегают относительно не глубоко, локализация углеводородов наиболее вероятно связана со структурным типом ловушек, то геотермические седловины и низкотемпературные карнизы являются перспективными объектами поисковых геофизических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мухамедяров Р.Д., Тимофеев В.Н. О поляризационных характеристиках собственного излучения морской поверхности. Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. № 11. С.1178-1183.
2. Мухамедяров Р.Д. Теория и разработка оптико-электронных систем с симметричным входом. Докторская диссертация. 1991.
3. Мухамедяров Р.Д. и др. Проведение и исследование подземных вод природоохранного комплекса «Пыж» и построение термодинамического состояния дренажирования на основе видеотепловизионных авиационных съемок. ООО «ЛУКОЙЛ-Пермнефтеоргсинтез», договор № 17 от 01.07.2006 г., г. Казань, 2006.

УДК 621.384.326

Метод видеотепловизионной генерализации, основанный на многоспектральной съемке

*Р.Н. Гатауллин, Р.Д. Мухамедяров, Р.И. Харисов,
тел./факс (843) 272-24-64, E-mail: m.robert17@mail.ru*

ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», г. Казань, Россия

Нами в 1994 году предложен метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова (МВТГМ), основанный на способе измерения температуры по результатам многоспектральной съемки в дальнем инфракрасном диапазоне 7,5 ÷ 13,5 мкм, разделенных на N спектральных поддиапазонов с получением линейной функциональной зависимости измеряемой температуры T по соотношению

$$\frac{E_1 + k_{12}E_2 + \dots + k_{1i}E_i + \dots + k_{1N}E_N}{k_{21}E_1 + k_{22}E_2 + \dots + k_{2i}E_i + \dots + k_{2N}E_N} = T,$$

где $E_i = AS_{\lambda_{\max}} \cdot \int_{\lambda_{i1}}^{\lambda_{i2}} \varepsilon_{\lambda_i} \cdot c_1 \lambda^{-5} \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)^{-1} d_{\lambda_i} \cdot d_{\lambda},$

A – коэффициент, характеризующий оптическую систему;

$S_{\lambda_{\max}}$ – максимальная спектральная чувствительность;

d_{λ} – относительная характеристика приемника;

$\varepsilon_{\lambda T}$ – излучательная способность объекта;

$c_1 = 3,7413 \cdot 10^{-12}$ Вт.см²; $c_2 = 1,4388$ см.град.;

λ – длина волны излучения, мкм;

T – температура.

В материалах нашего изобретения [1] показано, что увеличение количества спектральных поддиапазонов (степеней генерализации) от $N=2$ до $N=3$ позволяет увеличить диапазон измеряемых температур от 2 до 5 раз, а точность измерения температуры улучшить от 4 до 15 раз.

Увеличение количества спектральных поддиапазонов приводит к росту числа параметров k_{1i} и k_{2i} линейных комбинаций и, соответственно, к увеличению функциональных возможностей, предложенного способа генерализации, основанного на данном изобретении.

Многоспектральные аэрокосмические съемки в видимом, ближнем и дальнем инфракрасных диапазонах электромагнитного излучения служат базисом развития МВТГМ, расширяя внутреннюю структуру построения, создавая новые информационные технологии и новые области в сфере услуг.

Дальнейшей модификацией МВТГМ является способ измерения температуры объектов и их излучательной способности, включающей:

- определение первых $N-1$ производных сигнала центрального спектрального поддиапазона по длине волны из N выделенных спектральных поддиапазонов и измерение температуры T по функциональному соотношению, связывающей выбранный сигнал и его производные;

- определение излучательной способности объектов из соотношения

$$\varepsilon(\lambda, T) = f(\lambda_i) \lambda_i^5 \left[\exp\left(\frac{c_2}{\lambda_i T}\right) - 1 \right],$$

где T – измеренная температура, точность измерения которой увеличивается от числа N выбранных спектральных поддиапазонов.

При четырех выбранных спектральных поддиапазонах измерение температуры T производится из следующих соотношений:

$$\frac{f''''_{\lambda\lambda\lambda}(\lambda_2)}{f(\lambda_2)} - \frac{3f'_\lambda(\lambda_2)f''_{\lambda\lambda}(\lambda_2)}{f^2(\lambda_2)} + 2\left[\frac{f'_\lambda(\lambda_2)}{f(\lambda_2)}\right]^3 + \frac{10}{\lambda_2^3} - \frac{6ze^z}{\lambda_2^3(e^z-1)} + \frac{6z^2e^z}{\lambda_2^3(e^z-1)^2} - \frac{z^3e^z(e^z+1)}{\lambda_2^3(e^z-1)^3} = 0, \quad \text{где } z = \frac{c_2}{\lambda_2 T},$$

$f(\lambda_2)$ - есть оцифрованное значение сигнала второго спектрального диапазона,

$f'_\lambda(\lambda_2) = \left(-\frac{5}{\lambda_2} - \frac{k_1}{\lambda_2^2} + k_3 + 2k_4\lambda_2\right) f(\lambda_2)$ - первая производная по длине волны значения сигнала

второго спектрального диапазона,

$f''_{\lambda\lambda}(\lambda_2) = \left[\frac{5}{\lambda_2^2} + \frac{2k_1}{\lambda_2^3} + 2k_4 + \left(\frac{f'_\lambda(\lambda_2)}{f(\lambda_2)}\right)^2\right] f(\lambda_2)$ - вторая производная по длине волны значения

сигнала второго спектрального диапазона,

$f''''_{\lambda\lambda\lambda}(\lambda_2) = \left\{ \frac{3f''_{\lambda\lambda}(\lambda_2)f'_\lambda(\lambda_2)}{f(\lambda_2)^2} - 2\left[\frac{f'_\lambda(\lambda_2)}{f(\lambda_2)}\right]^3 - \frac{10}{\lambda_2^3} - \frac{6k_1}{\lambda_2^4} \right\} f(\lambda_2)$ - третья производная по длине

волны значения сигнала второго спектрального диапазона,

коэффициенты k_1, k_2, k_3, k_4 - вычисляются по соотношениям

$$k_1 = \lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \left[\frac{g_4 - g_1}{(\lambda_4 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_2)(\lambda_4 - \lambda_3)} - \frac{g_3 - g_1}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_4)} - \frac{g_2 - g_1}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)(\lambda_2 - \lambda_4)} \right],$$

$$k_4 = \frac{g_4 - g_1}{(\lambda_4 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_2)} - \frac{g_2 - g_1}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_2)} - \frac{k_1}{\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3}, \quad k_3 = \frac{g_4 - g_1}{(\lambda_4 - \lambda_1)} + \frac{k_1}{\lambda_1 \lambda_4} - k_4(\lambda_4 + \lambda_1),$$

$$k_2 = g_4 - \frac{k_1}{\lambda_4} - k_3 \lambda_4 - k_4 \lambda_4^2, \quad \text{здесь } g_i = \ln[f(\lambda_i) \lambda_i^5], i = 1, 2, 3, 4;$$

а для ближнего ИК ($\lambda \leq 5$ мкм) измерение температуры реализуется по следующему соотношению:

$$T = \frac{6c_2}{\left[\frac{f'''(\lambda_2)}{f(\lambda_2)} - \frac{3f''(\lambda_2)f'(\lambda_2)}{f(\lambda_2)^2} + 2\left(\frac{f'(\lambda_2)}{f(\lambda_2)}\right)^3 + \frac{10}{\lambda_2^3} \right] \lambda_2^4}, \text{ где } c_2 - \text{ постоянная Планка.}$$

Увеличение количества спектральных диапазонов (ступеней генерализации МВТГМ) позволяет намного точнее измерять температуру объектов, и по измеренной температуре определять намного точнее его излучательную способность в каждом из выбранных поддиапазонов.

При изменении излучательной способности по квадратичному закону от длины волны, например, для наиболее распространенного минерала нВ Земле – вода (лед). Точность измерения температуры можно получить 0,001 градуса, а точность измерения излучательной способности при этом улучшается от десяти до ста раз в зависимости от числа спектральных поддиапазонов N .

Необходимость создания таких технологий МВТГМ диктуется тем, что необходимо определять место, время и источник загрязнения нефтью морской поверхности.

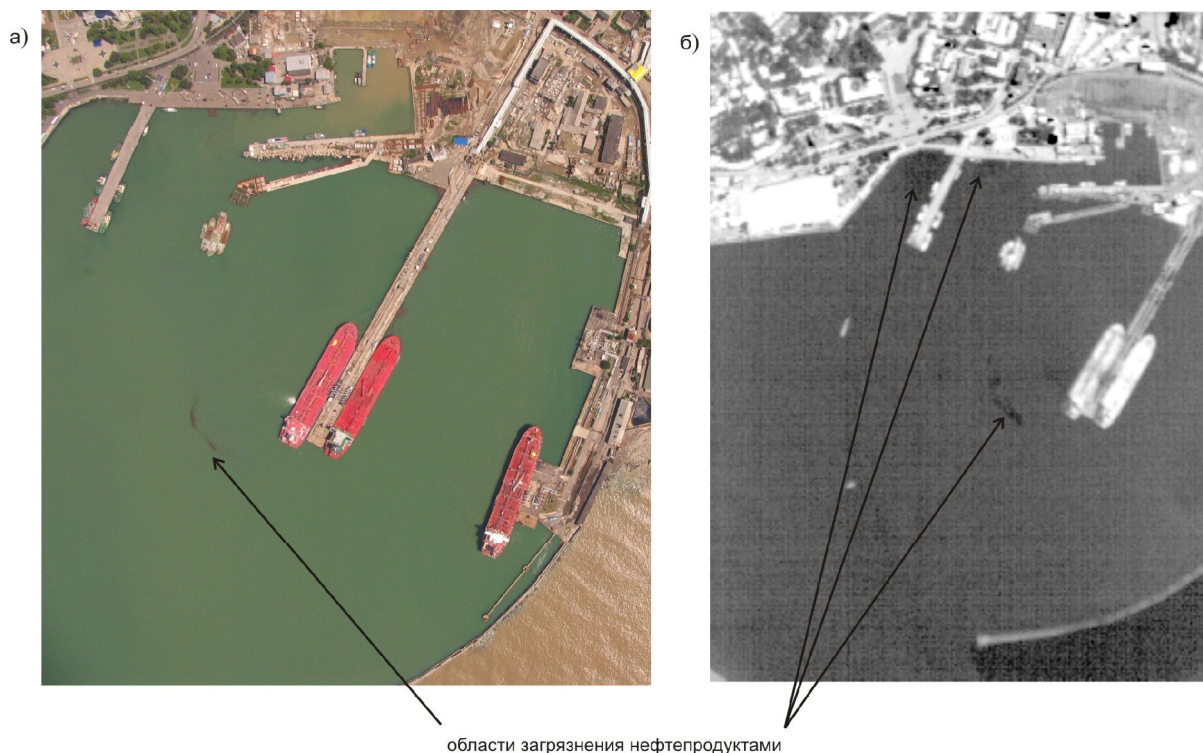


Рис. 13 Области загрязнения нефтепродуктами акватории порта г. Туапсе в видимом (а) и тепловом ИК (б) диапазонах на 30.05.2008 г.

Рис. 1

В связи с развитием судоходства, морского нефтяного промысла поверхность Мирового океана все в большей степени загрязняется нефтью. По существующим оценкам, при бурении в шельфовых областях, а также из-за судоходства и аварий танкеров ежегодно в океан попадает около 1,5 млн. тонн нефти. Кроме того, в моря и океаны ежегодно поступает около 4,5 млн. тонн нефти, выносимой различными путями с суши. Всего же количество нефти, поступающей в океан в течение лишь одного года, составляет примерно 10 млн. тонн. Попав на поверхность водоема, нефть растекается, образуя пленку малой толщины. Экспериментальные измерения, проведенные в Американском нефтяном институте, показали, что толщина слоя разлитой нефти за 40-100 часов достигает величины порядка 10^{-4} см. Далее нефть постепенно исчезает с поверхности водоема. Так, например, лабораторные опыты показали, что пленка нефти толщиной $7 \cdot 10^{-6}$ см существует.

Кроме техногенных нефтяных пятен на море существуют нефтяные пятна, которые характеризуют выход нефти от естественных источников нефти, так называемых субвертикальных геологических тел (СГТ) [3].

Как сказано в работе [3], в ряде случаев эти СГТ (их также называют субвертикальными зонами деструкции, «столбами», «трубами дегазации», «геосолитонами») связывали с грязевыми вулканами. Сейчас оказалось, что это могут быть диапиры или дистремы и т.д.

Используя технологию МВТГМ можно получить объемный термодинамический портрет (3D) субвертикальных зон деструкции, начиная с самой поверхности моря, покрытой нефтью, и контролировать динамику развития.

Как показано в работе [2] излучательная способность воды, покрытой нефтью:

- толщиной $d=25$ мкм составляет в среднем $\epsilon_n=0,92$;

- толщиной $d=1$ мкм составляет в среднем $\epsilon_n=0,98$,

а излучательная способность чистой воды на длине волны излучения $\lambda=11$ мкм $\epsilon_g=0,99151$.

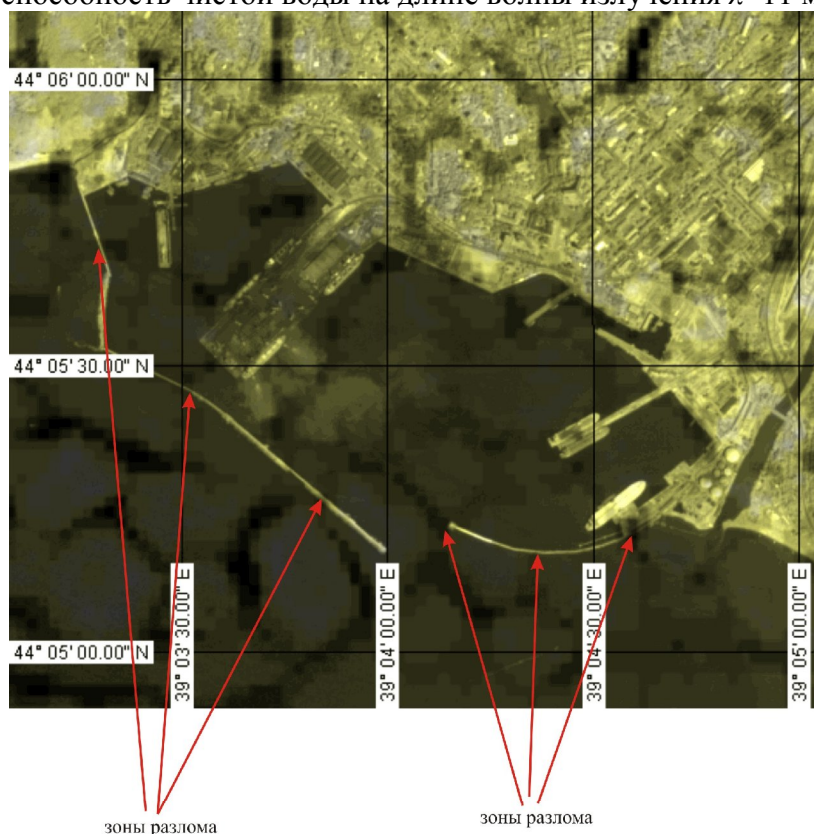


Рис. 2. Синтезированное изображение космоснимка высокого разрешения и карты блоково-разломных структур на глубине 90 м по данным обработки «Terra»-ASTER.

Масштаб 1:15 000

На рис. 1 показаны участки моря, загрязненные нефтепродуктами акватории порта г. Туапсе, в видимом (а) и тепловом ИК (б) диапазонах на 30.05.2008 г.

На рис. 2 показано синтезированное изображение космоснимка высокого разрешения и карты блоково-разломных структур на глубине 90 м портовых сооружений и акватории порта г. Туапсе, по данным обработки космоснимков теплового диапазона «Terra»-ASTER.

Сопоставляя эти два рисунка можно соотнести, к какому классу антропогенных или естественных загрязнений нефтепродуктами относятся эти загрязнения.

В связи с ограничением объема доклада нами были представлены только две модификации МВТГМ:

- использование генерализации за счет увеличения количества спектральных диапазонов и линеаризации выходной функции;

- использование генерализации за счет использования производных сигнальной функции по длинам волн.

В настоящее время проводится коррекция программных средств и путей новых модификаций МВТГМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мухамедяров Р.Д., Харисов Р.И. Способ измерения температуры. Патент РФ № 2086935 от 10.01.1994 г.
2. Мухамедяров Р.Д. Теория и разработка оптико-электронных систем с симметричным входом. Докторская диссертация. 1991.
3. Гулиев И.С. Откроется ли у Каспийской «нефтянки» второе дыхание. Нефть России. 2008. № 4. С. 90-93.

УДК 550.34.01+551.24.055

Некоторые черты глубинного строения Украинского щита и Воронежского кристаллического массива

*Л.И. Надежка¹, А.И. Дубянский¹, тел. (4732) 55-78-28, nadezhka@geophys.vsu.ru
И.Б. Макаренко², П.Я. Куприенко², В.И. Старостенко², О.В. Легостаева²,
тел (380444242100), irina@igph.kiev.ua,*

¹-Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия.

²-Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины, Киев, Украина.

В предшествующие годы изучение глубинного строения Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) проводилось, в основном, изолированно по различным методикам и разными методами. В конце 80-х - начале 90-х годов прошлого века были предприняты усилия дать общую картину глубинного строения регионов на базе единого методического подхода. Были получены первые взаимоувязанные схемы поверхности Мохо и оценены мощности основных слоев земной коры по профилям ГСЗ, сделана попытка выделения типов земной коры по соотношению мощностей основных слоев[1,2]. Эти исследования базировались на результатах ГСЗ и, в основном, были направлены на увязку уже имеющихся данных.

В настоящее время начаты работы направленные на развитие и углубление ранее полученных результатов путем построения 3-D плотностной модели территории, охватывающей Украинский щит и Воронежский кристаллический массив, на основе моделирования гравитационного поля по методике, разработанной в Институте геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины [3,4,5,6]. Первые результаты позволяют выявить некоторые общие и специфические черты глубинного строения регионов. Так на основе данных ГСЗ и результатов гравитационного моделирования выделены в низах коры обоих регионов области коромантийной смеси, которые приурочены к разделу Мохо. Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны УЩ (рис. 1) характеризуются повышенной плотностью пород по всему разрезу коры и наличием коромантийной смеси в низах коры.

Коромантийная смесь выделяется в низах коры Лосевской шовной зоны ВКМ. Кроме того, в зонах развития зеленокаменных поясов на территории ВКМ отмечается также увеличение мощности коры за счет наличия областей коромантийной смеси. Блоки архейской консолидации на ВКМ (Сумской, Россошанский и др. массивы) характеризуются резким переходом кора- мантия со скачком скорости и плотности на границе Мохо.

По результатам гравитационного моделирования верхи мантии регионов неоднородны по плотностным характеристикам. Так в верхней мантии под юго-восточной частью Бугского мегаблока, Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовными зонами УЩ отмечается уплотнение с избыточной плотностью $+0.02 \text{ г/см}^3$, прослеживающейся до глубины 90 км. В верхней мантии Курского мегаблока ВКМ выделяются области

разуплотнения с избыточной плотностью -0.03 г/см^3 , которые прослеживаются с глубины 60 км и до 100 км. В верхней мантии Восточного-Воронежского мегаблока ВКМ, включающего Лосевскую шовную зону, Хоперский и Волгоградский мегаблоки докембрия, выделяется ряд областей с повышенными значениями плотности (рис. 2).

Глубинное строение кристаллической коры регионов имеет ряд специфических черт. В целом же, отмечается значительная латеральная и вертикальная плотностная дифференциация коры.

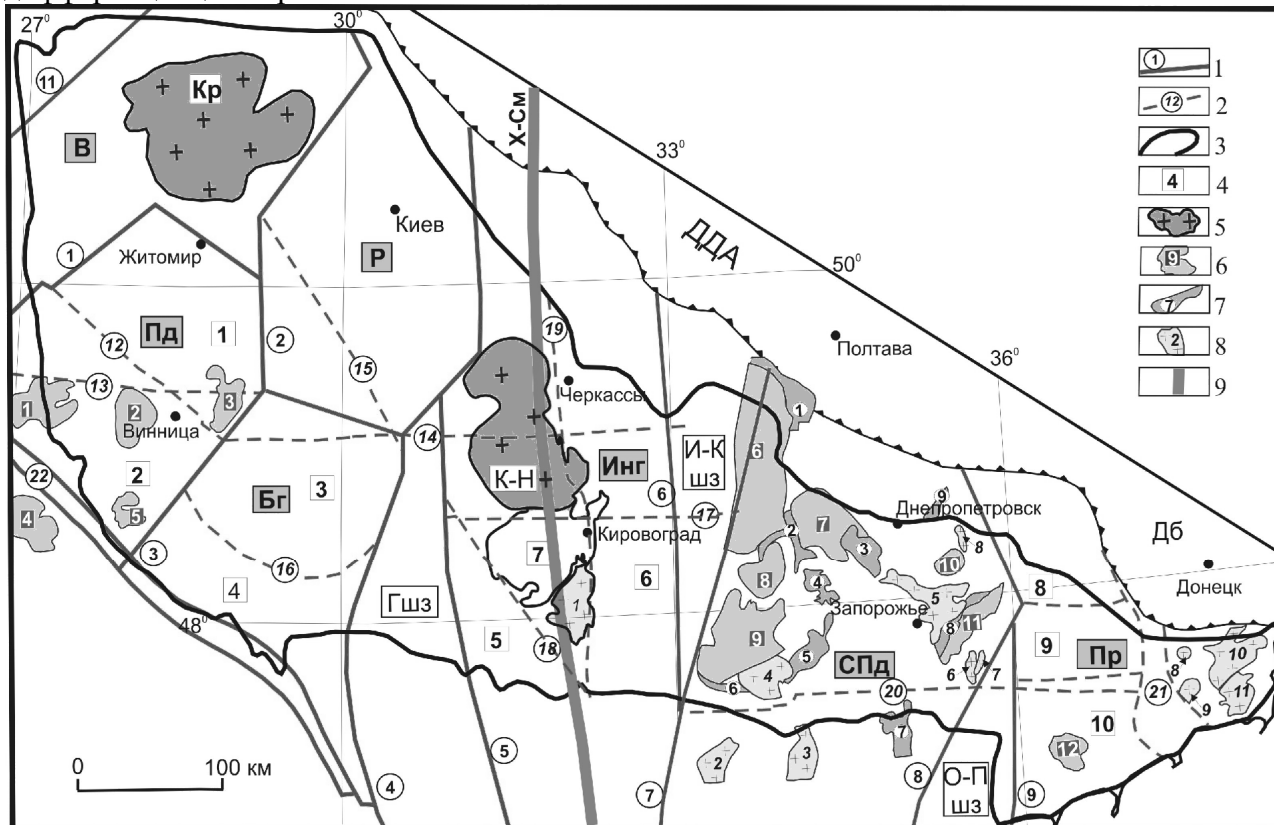


Рис. 1. Схема основных тектонических структур Украинского щита.

1 - межмегаблоковые зоны разломов: 1 - Тетеревская, 2 - Брусиловская, 3 - Немировская, 4 - Тальновская, 5 - Первомайская, 6 - Западно-Ингулецкая, 7 - Криворожско-Кременчугская, 8 - Орехово-Павлоградская, 9 - Азово-Павлоградская, 10 - Луцкая; 11 - Суцано-Пержанская; 2 - зоны разломов: 12- Хмельницкая, 13- Хмельницкая, 14 - Лукашевско-Тимошевская, 15- Сарненско-Варваровская, 16- Бершадская, 17 - Субботско-Мошоринская, 18 - Центральная, 19 - Кировоградская, 20 - Конкская, 21- Центрально-Приазовская, 22 - Подольская; 3 - контур Украинского щита; 4 - блоки второго порядка: 1- Бердичевский, 2-Бугско-Днестровский, 3-Гайсинский, 4 - Гайворонский, 5- Братский синклиорий, 6 - Ингульский синклиорий, 7- Новоукраинский массив, 8 - Волчанский, 9 - Гуляйпольский, 10 - Андреевский; 5 - рапакиви-анортозитовые плутоны: Кр - Коростенский, К-Н - Корсунь-Новомиргородский; 6 - купола: эндербит-мигматитовые (1 - Летичевский, 2 - Литинский, 3 - Липовецкий, 4 - Староушицкий, 5 - Шаргородский) и плагиогранит-мигматитовые (6 - Пятихатский, 7 - Криничанский, 8 - Демурицкий, 9 - Саксаганский, 10 - Новоалександровский, 11 - Камышевахский); 7 - зеленокаменные структуры: 1 - Кобелякская, 2 - Верховцевская, 3 - Сурская, 4 - Малософиевская, 5 - Чертомлыкская, 6 - Широковская, 7 - Белозерская, 8 - Конкская, 9 - Дерезоватская; 8 - массивы: гранитные (1 - Бобринецкий, 2 - Чкаловский, 3 - Константиновский, 4 - Мокромосковский, 5 - Щербаковский, 6 - Каменномогильский); базитовый (7 - Маловисковский); нерасчлененные щелочные (8 - Октябрьский, 9 - Южно-Кальчикский, 10 - Кальмиусский, 11 - Еланчикский); 9 - тектонический шов Херсон-Смоленск.

Мегаблоки УЩ: В - Волынский; Пд - Подольский; Р - Росинский; Б - Бугский; Инг - Ингульский; Спд - Среднеприднепровский; Пр - Приазовский.

Шовные зоны: ГШЗ - Голованевская; И-Киз - Ингулецо-Криворожская; О-Пиз - Орехово-Павлоградская.

Наиболее уплотненным на Украинском щите является Бугский мегаблок (рис. 1) земная кора которого характеризуется повышенной плотностью пород по всему разрезу. С поверхности он сложен, в основном, эндербитами, мигматитами, и аплито-пегматоидными

гранитами, плотность которых варьирует в пределах 2.76-2.84 г/см³. С глубиной плотности нарастают индивидуально в каждой структуре мегаблока, достигая на разделе Мохо 3.04 г/см³ практически по всему мегаблоку. Исключением является юго-восток, где присутствует слой коромантийной смеси, кровля которого залегает на глубине 35 км с плотностью 3.04 г/см³, а подошва характеризуется плотностью 3.20 г/см³.

Западная часть Волынского мегаблока по всему разрезу характеризуется высокими плотностями, а северная часть (Коростенский плутон) - низкими, характерными для гранитов. Область низкой плотности сохраняется с глубиной и смещается к северной границе щита. Это согласуется с результатами ранее выполненных работ [5,6]. Плотность пород на разделе Мохо меняется от 2.98 до 3.04 г/см³.

В Подольском мегаблоке (рис. 1), на фоне уплотненных в целом пород, в интервале глубин 10–30 км, выделяется аномальная область с центром севернее г. Винница с высокими значениями плотности, которая на разделе Мохо сравнивается с плотностью окружающих структур.

Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива, принадлежащих к Ингульскому мегаблоку (рис. 1) разделена на два слоя с резким скачком плотности на глубине 12 и 17 км, соответственно: в верхнем (до 12 и 17 км, соответственно) залегают породы с пониженной плотностью 2.62 (2.65) г/см³; в нижнем – породы уплотнены до 2.88 (2.90) г/см³. В пределах Новоукраинского массива с глубины 17 км на фоне уплотненных пород выделена зона с высокими значениями плотности (2.95-3.07 г/см³), пространственно совпадающая с трансрегиональным тектоническим швом Херсон-Смоленск. Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона разделена на две части: западную и восточную. Распределение плотности в обеих частях до глубины 12 км имеет различный характер: в восточной присутствуют три скачкообразных изменения плотности на глубинах 2, 5 и 12 км; в западной – на глубине 12 км.

Среднеприднепровский мегаблок (рис. 1) граничит с Ингульским мегаблоком на западе и Приазовским – на востоке и является уникальным для Украинского щита. Главные его особенности – это древний возраст, дифференцированная земная кора (мощность которой от 40 и менее до 58 км) и сложная структура раздела М (поднятие в центре, ограниченное симметрично расположенными прогибами в краевых частях мегаблока). Для этого мегаблока характерны все признаки типичной гранит-зеленокаменной области, залегание на более древней коре; общая синклинальная структура; преобладание в низах разреза основных и ультраосновных вулканитов, а в верхней части – осадочных пород.

Среднеприднепровский мегаблок на поверхности кристаллического фундамента характеризуется чередованием изометричных областей с высокой (2.68-2.76 г/см³) и участков с низкой плотностью (2.60-2.64 г/см³). Такая мозаика объясняется строением мегаблока: чередованием зеленокаменных структур и гранитных массивов на фоне вмещающих пород. На востоке и северо-востоке мегаблока плотности вмещающих пород характеризуются пониженными значениями по отношению к плотности пород запада и юго-запада. Такой характер распределения плотности в мегаблоке сохраняется по всему разрезу. С глубины 10 км на юго-западе мегаблока на фоне плотности 2.64 г/см³ выделяется структура, граничащая с Криворожско-Кременчугской зоной разломов, плотность пород в которой равна 2.70 г/см³. С глубиной эта область расширяется в северо-восточном направлении, плотность в ней по всему разрезу выше в сравнении с окружающими структурами. На разделе М северо-восток и юг мегаблока характеризуются плотностью 3.00-3.04 г/см³. На остальной территории присутствуют породы, плотность которых соответствует коромантийной смеси. На западе кровля смеси с плотностью 3.04 г/см³ залегает на глубине 36 км, на востоке - на 39 – 41 км.

Приазовский мегаблок состоит из двух блоков: Западно- и Восточно-Приазовского, которые представлены породами разной плотности (рис.1). Западно-Приазовский блок отличается мозаичным характером распространения геологических неоднородностей и повышенной плотностью. Восточно-Приазовский блок характеризуется более низкими

плотностями. На разделе М Западно-Приазовский блок делится на две части: северную и южную. В первой плотность колеблется в интервале 2.94–3.02 г/см³, во второй – от 2.90 до 2.94 г/см³. Восточно-Приазовский блок в низах коры представлен слоем коромантийной смеси [7]. Глубина залегания ее кровли колеблется в пределах 38-40 км, а подошва с плотностью 3.17 г/см³ погружается в восточном направлении от 40.5 до 47 км.

Кристаллическая кора Воронежского массива также характеризуется значительными вариациями скорости продольных волн и плотности на различных глубинных горизонтах.

Мощность земной коры в пределах ВКМ изменяется от 38 км до 47 км. Наибольшая мощность земной коры отмечается в северной части Хоперского мегаблока (рис. 2), представленного на уровне эрозионного среза докембрия сланцами воронцовской серии. Средняя плотность коры в этой части мегаблока составляет 2.86 г/см³. Более уплотненная и более мощная кора характерна для зон развития зеленокаменных поясов в пределах Курского мегаблока. На уровне эрозионного среза докембрия они представлены железисто-кремнистыми образованиями курской серии и вулканогенно-осадочными оскольской серии [7]. Уменьшение мощности земной коры отмечается в блоках архейской консолидации (Сумской, Россошанский, Ливенский и др. массивы), эрозионный срез которых представлен гнейсами обоянской серии. Средняя плотность коры в этих структурах изменяется от 2.84 г/см³ до 2.86 г/см³.

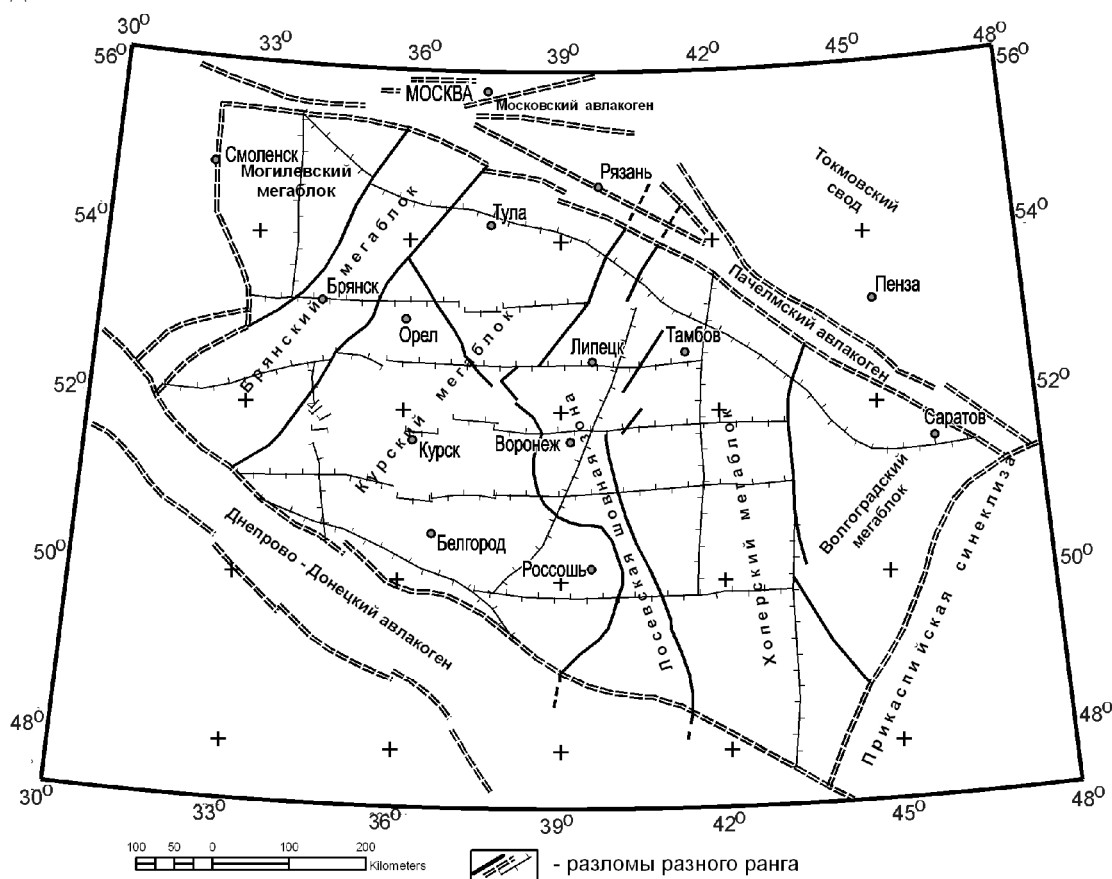


Рис. 2 – Структурная схема эрозионного среза докембрия (по В.И.Лосицкому и др.)

В целом, в структуре коры ВКМ, как и УЩ, наиболее уверенно прослеживаются три основных слоя: верхний – гранито-гнейсовый, средний – диоритовый и нижний – метабазитовый (базальтовый). Соотношение мощностей этих слоев к общей мощности коры позволило выделить в пределах УЩ 5 типов коры, а в пределах ВКМ – 7 типов. Следует отметить, что в пределах ВКМ структурный план эрозионного среза докембрия и пространственное распределение типов коры не везде соответствуют друг другу.

Соотношение мощностей основных слоев к общей мощности коры можно рассматривать как показатель основности разреза коры. В соответствии с этим признаком

отмечается региональная закономерность уменьшения основности земной коры УЩ с запада на восток и меньшей, в целом, основности кристаллической коры ВКМ.

Полученные результаты являются только первым шагом в создании комплексной модели литосферы юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы, которая позволит выявить общие закономерности и специфические черты эволюции крупных структур (УЩ, ВКМ и ДДВ) и может быть использована в качестве основы при изучении характера современной сейсмичности и сейсмотектонических процессов в платформенной литосфере, а также при металлогенических построениях и прогнозных оценках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение территории СССР/ под ред. В.В.Белоусова, Н.И.Павленковой, - М, Наука.-1991. –С.7-21.
2. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР /под ред. Ф.П.Митрофанова, В.И.Болотова, -Аппатиты. -1992. –С.7-18.
3. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. - Киев: Наук.думка, 1981. – 261 с.
4. Красовский С.С., Куприенко П.Я. Плотностная модель // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Гл. ред. А.В. Чекунов. - Киев: Наук. думка, 1988. - С. 36-46.
5. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. – 2007. – 29, № 5. – С. 3-27.
6. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. – 2002. – 24, № 6. – С. 36-48.
7. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона, -Воронеж. -2004. -С. 15-26.

Применение программы Surpac 5 для детального изучения Гусевогорского месторождения титаномагнетитовых руд и подсчета запасов с использованием данных КМВ

*Д.В. Нахтигал, тел. 8-(34341)-47-3-61, E-mail nahtigaldv@yandex.ru
Качканарский ГОК «Ванадий», г. Качканар, Россия*

Блочная Модель Surpac представляет собой форму базы данных. Это означает, что ее структура не только позволяет хранить и управлять данными, но также восстанавливать информацию, извлеченную из данных. Она отличается от более традиционных баз данных, где хранящиеся данные в большинстве случаев являются интерполированными значениями, нежели действительными измерениями. Другим основным отличием является то, что эти значения могут быть пространственно снабжены сносками, также как и пространственно связаны. Третьим важным отличием является то, что, Блочная Модель воспроизведена в память, которая производит динамические функции, такие как закрасивание возможных атрибутов [1].

На рис. 1 показан геологический разрез для подсчета запасов железных руд Главной, Южной и Промежуточной I, II, III залежей Гусевогорского месторождения.

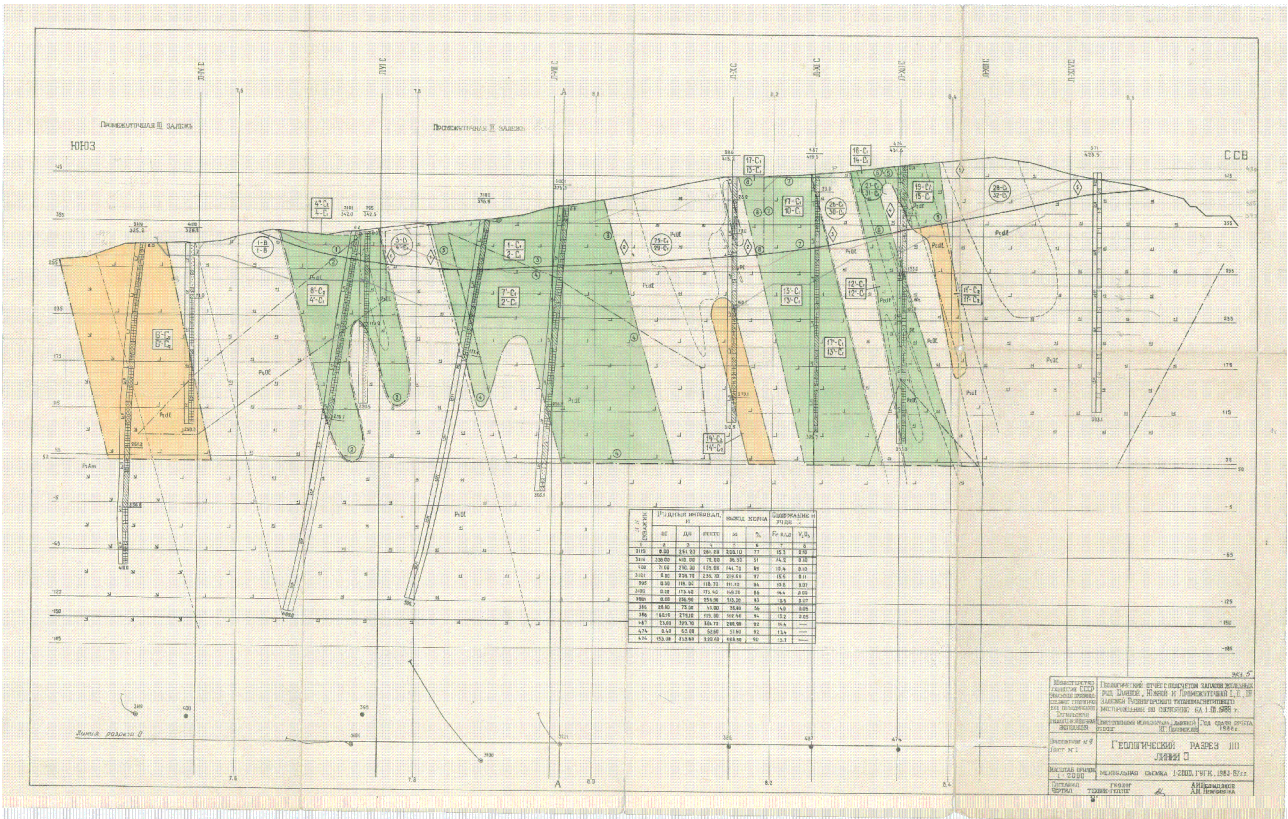
Из таких разрезов, путем сканирования и перевода в векторную графику получаем векторные разрезы привязанные к координатам в пространстве с учетом их масштаба.

Основные понятия

Атрибуты

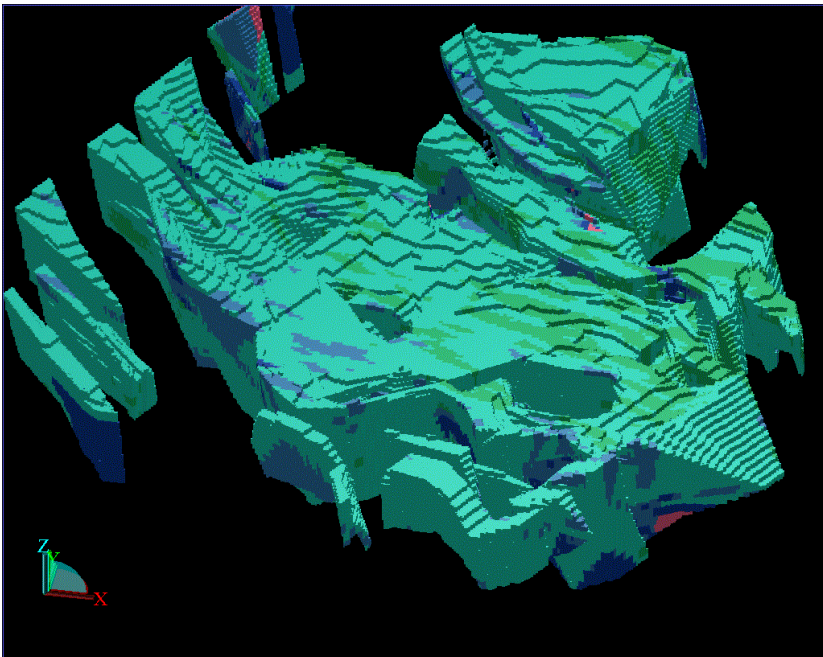
Свойства моделируемого пространства, которые будут вычисляться или присваиваться, называются атрибутами. *Атрибуты* могут быть номинальными, порядковыми,

интервальными или коэффициентами, выраженными в числовых величинах, или характеристиками. Атрибуты также могут быть рассчитаны из величин других атрибутивных полей для составления справок и визуализации.



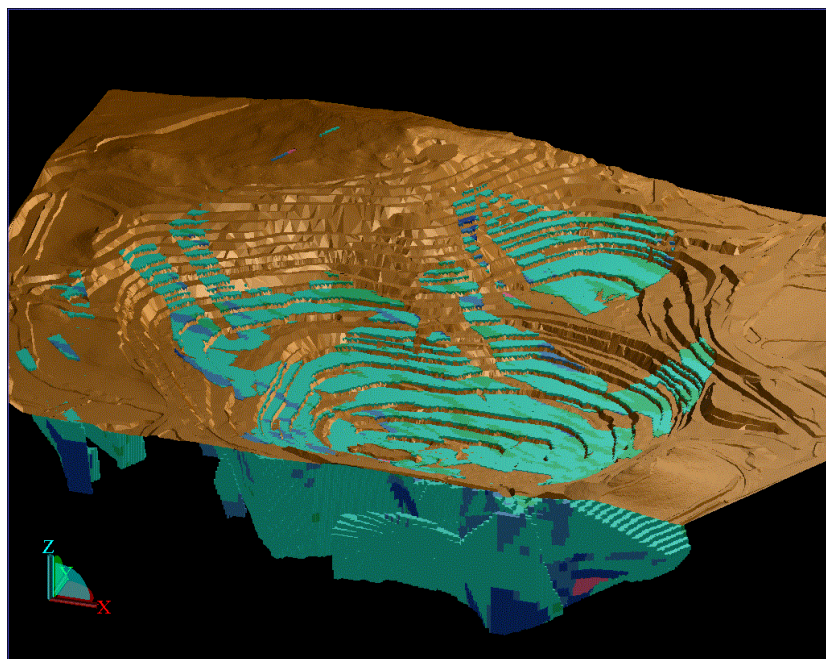
Ограничители

Ограничитель - это двигатель блочной модели. *Ограничители* – это логические комбинации пространственных операций и объектов, которые могут быть использованы для управления выбором блоков, из которых можно извлекать информацию, и/или в которых можно делать интерполяции.



На рис.2 показан вид блочной модели ограниченной каркасом залежи обрабатываемой Главным карьером КГОК «Ванадий». Цветом показан атрибут – железо в концентрате (обогащаемость). Для создания данной модели использовалась только база данных керна (химический анализ керновых проб).

На рис. 3 показана модель с ограничением поверхностью отработки Главным карьером



Для создания блочной модели месторождения необходимо помимо каркаса рудного тела, иметь базы данных по разведке. Это обязательно химический анализ керновых проб, а также данные каротажа буровзрывных скважин. На данном этапе метод КМВ. В последующем электрометрия скважин.

По химическому анализу необходимы базы данных в формате access. По КМВ готовые файлы данных буровзрывных блоков в формате string.

Вычисления

Когда Блок Модель создана, и все атрибуты определены, то они должны быть заполнены с использованием определенного метода. Это достигается путем вычисления или указания атрибутного значения с использованием данных опробования, для которых имеются X,Y, Z координаты и интерполируемые значения в описательных полях, соответствующих определенным атрибутам. Ниже перечислены применяемые методы вычислений и оценки:

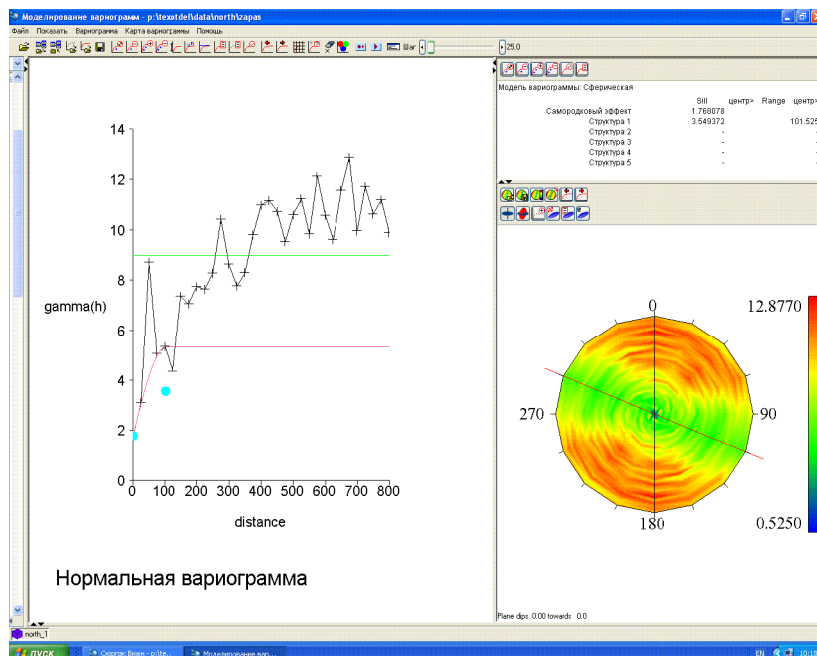
Метод ближайшего соседа	Присвоение значения ближайшей точки образца - блоку
Обратное расстояние	Присвоение значения блоку, используя вычисления методом обратного расстояния
Присвоить значение	Присвоение определенного значения блокам Модели
Ординарный кригинг	Присвоение значений блоку, используя Кригинг с параметрами вариограмм, полученных с помощью функций геостатистики
Индикаторный кригинг	Данные о распределении вероятных содержаний в блоке получают при помощи методов индикаторного кригинга
Присвоить из Стринга	Присвоение данных из описательных полей закрытых сегментов – атрибутным значениям блоков, которые заключены в пределах этих сегментов, распространяющихся в направлении одной из основных осей (X, Y или Z)
Импортировать центроиды	Присвоение значений блоку из данных текстового файла в разделенном или фиксированном формате

Вариограмма – это график, который сравнивает разницу между значениями в образцах на разных расстояниях друг от друга.

Расчет вариограмм

Чтобы рассчитать вариограмму, набор данных группируется в пары, которые разделены определенным расстоянием, именуемым «шагом». Затем следующие вычисления производятся для всех образцов в каждом интервале шага:

$$\text{гамма (h)} = \frac{\text{сумма (разность между значениями в парах)}^2}{2 \times \text{число пар}}$$



На рис. 4 показан пример расчета вариограммы по выборке (композиту) из базы данных кернового опробования. Зеленым цветом показан направление азимута наибольшей выдержанности значений.

Анизотропные параметры эллипсоида

Данная функция создает эллипсоид анизотропии или зону, в которой может находиться образец, используемый для определения блока.

Максимальный радиус поиска: длина главной оси эллипсоида поиска.

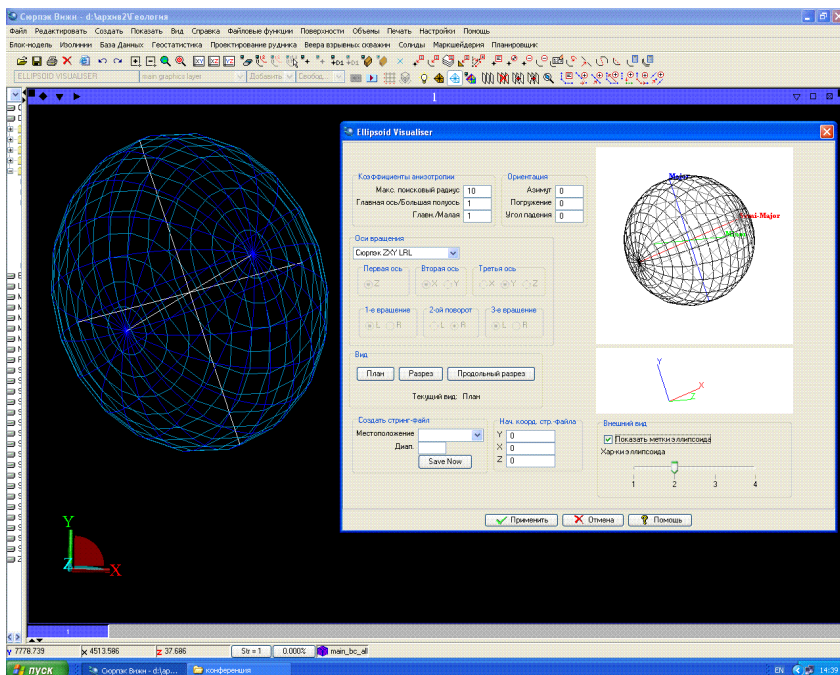
Отношение длины главной оси к длине большой полуоси или длине малой оси называется коэффициентом анизотропии. Если нет направления предпочтения, то **изотропная** модель может быть выбрана для установки на ноль следующих параметров: азимут простирания, погружение и угол падения, а коэффициент анизотропии на единицу.

Главная ось (Major axis): это направление ориентации выборки данных с наибольшей выдержанностью. Азимут Главной оси размещен в плоскости XY. Азимут измеряется в десятичных градусах и может варьировать от 0 до 360 включительно и вращается вокруг Малой оси.

Большая полуось (Semi-major axis): Данная ось расположена под прямыми углами к Главной оси в плоскости XY. Ось вращается вокруг Главной оси с допустимым вводом десятичных градусов между -90 и 90 включительно.

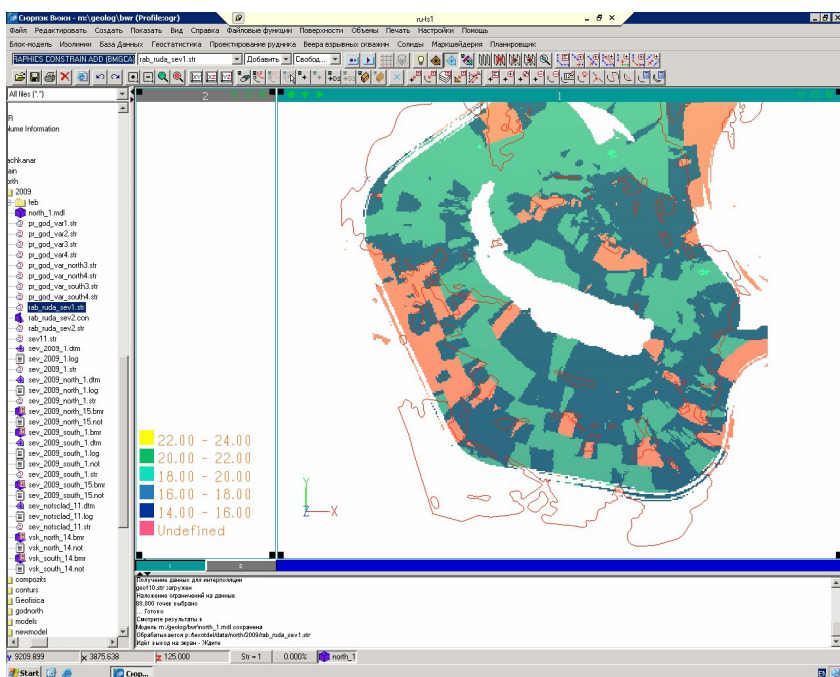
Малая ось (Minor axis): Малая ось – это вертикальная ось, взаимно перпендикулярная Главной оси и Большой полуоси.

Азимут: Азимут Главной оси в плоскости XY. Азимут должен быть между 0 и 360 десятичными градусами включительно согласно правилам.

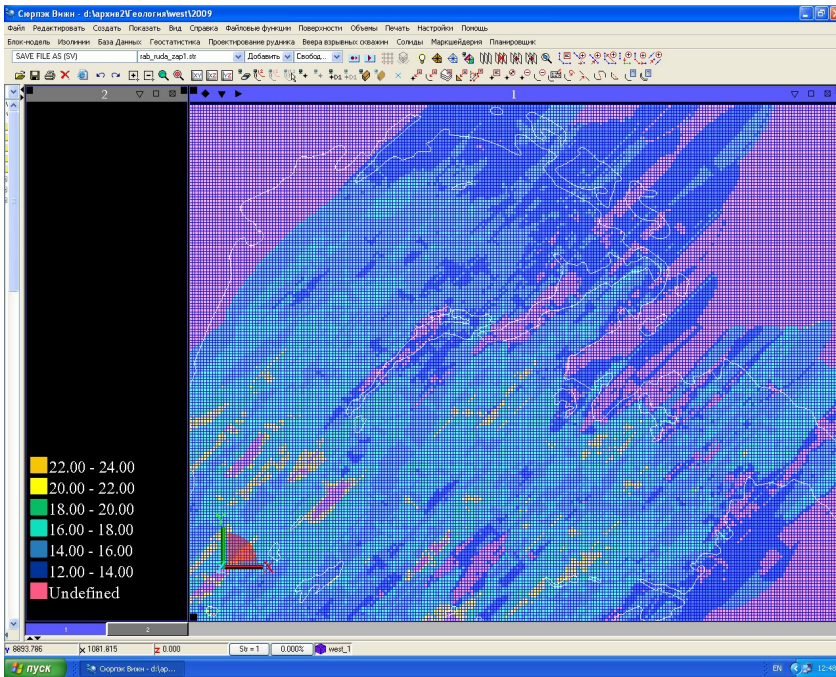


Погружение:
 Погружение – это вращение Главной оси вокруг Большой полуоси и должно быть в пределах -90 и 90 десятичных градусов. Для эллипса, который имеет азимут 0 градусов, положительное вращение – это северное погружение, а отрицательное вращение – это южное погружение, как показано на рисунке 5.

Для решения задач оперативного контроля качества руд и литологического расчленения геологического разреза по взрывным скважинам в карьере рудоуправления ОАО "Ванадий" разработан и изготовлен опытный образец программно-управляемой каротажной станции «КАРЬЕР - 2М». Интервал измерения станции равен 10см что обеспечивает детальность построения блочной модели с таким же шагом. Что даже больше чем необходимо.



На рис. 7 показано сопоставление контуров блочной модели по данным геофизического опробования и полигональных методов геофизического опробования



На рис. 8 показано сопоставление контуров блочной модели по данным кернового опробования и полигональных методов по данным геофизического опробования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бристол Рауди. Инструкция по блочному моделированию // Перевод Крупник Владимир. Surpac Minex Group Ltd, 2005.

УДК 550.36(470)

Цифровые модели геофизических полей (теплового, гравитационного, магнитного) северо-западного региона России

*О.Б. Негров e-mail: Oleg_Negrov@vsegei.ru
ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия*

В последние годы во ВСЕГЕИ созданы цифровые модели геофизических полей России (теплового, гравитационного, магнитного) и на этой основе построены соответствующие карты в рамках единого ГИС-пакета ArcMap. Карты имеют единую проекцию и возможность масштабирования, что создает благоприятные условия для комплексного анализа.

Тепловое поле северо-запада России изучено недостаточно (рис. 1) [4]. В последние годы XX века геотермиками ВСЕГЕИ и ряда других организаций выявлено две аномалии теплового потока (ТП) в этом регионе [1]. Это аномально низкий ТП (<10 мВт/м²) в синклинии Ветреного пояса (Карелия) и повышенный ТП (>60 мВт/м²) южного склона Балтийского щита (БЩ). Отражение в тепловом поле этих двух различных геологических структур – это проявление глубинных или поверхностных факторов?

Мощность границы Мохо на склоне БЩ характеризуется величиной 44-48 км, на Ветреном поясе 36-40 км, что дает основание предполагать «стандартный» разрез земной коры. Обе структуры проявляют себя в гравитационном поле, как слабо положительные (10-20 мГал), при этом синклиний Ветреного пояса более дифференцирован по этому параметру (рис.2) [2]. Синклиний Ветреного пояса приурочен к стыку крупнейших структур Балтийского щита – Карельского и Беломорского геоблоков. Из анализа гравитационного и магнитного поля сделан вывод, что зона сочленения имеет тектоническую природу (при субвертикальной границе раздела между геоблоками). Время заложения – долопийское и, следовательно, по длительности развития эта зона разломов

Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2009 г.

является долгоживущей, Гришин А.С., 1983г. Склон БЩ (Прибалтийско-Ладжская моноклиза) тоже можно охарактеризовать как «стык» главнейших геологических структур – БЩ и Восточно-Европейской платформы. В магнитном поле структуры отражаются: склон БЩ отрицательными значениями (до -300 нТл), синклиорий Ветреного пояса – сильно дифференцированными значениями (от -250 до 250 нТл) (рис.3) [3].

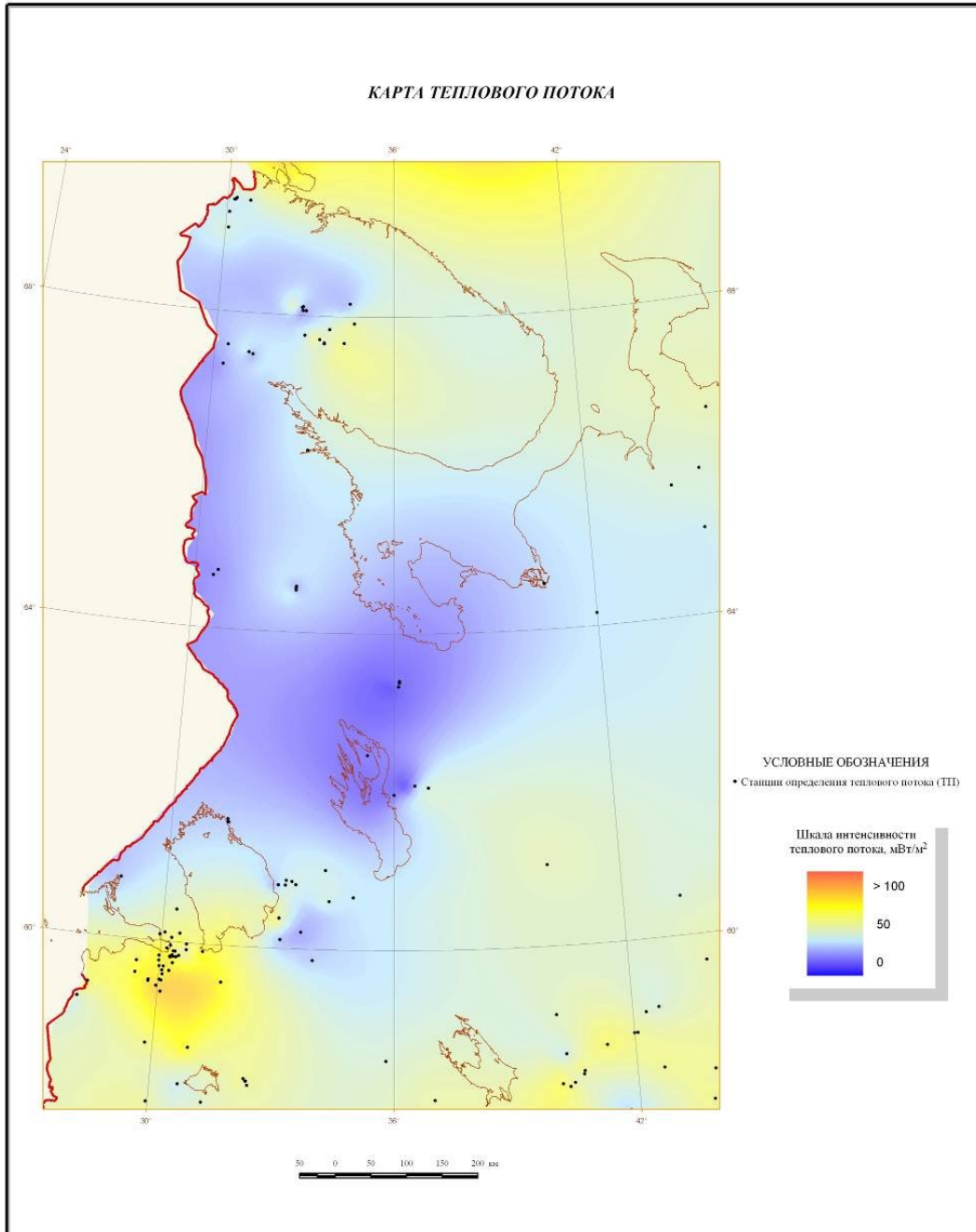


Рис.1

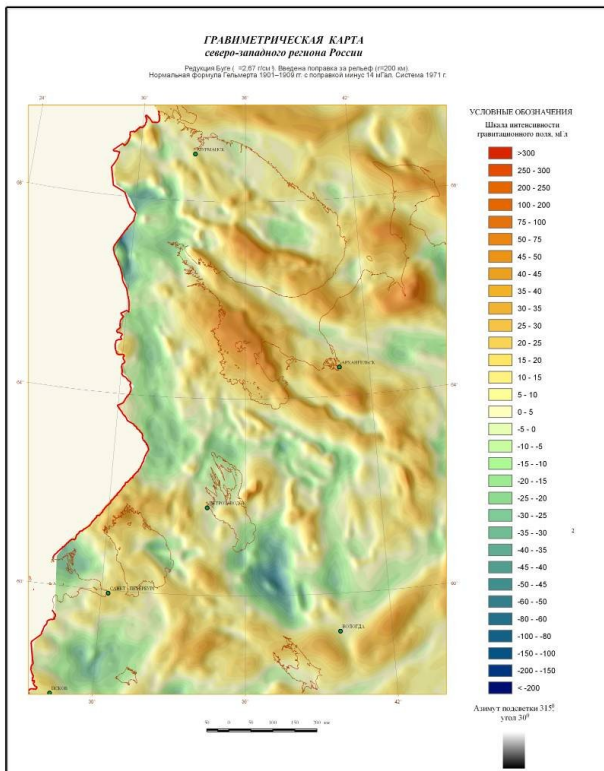


Рис.2

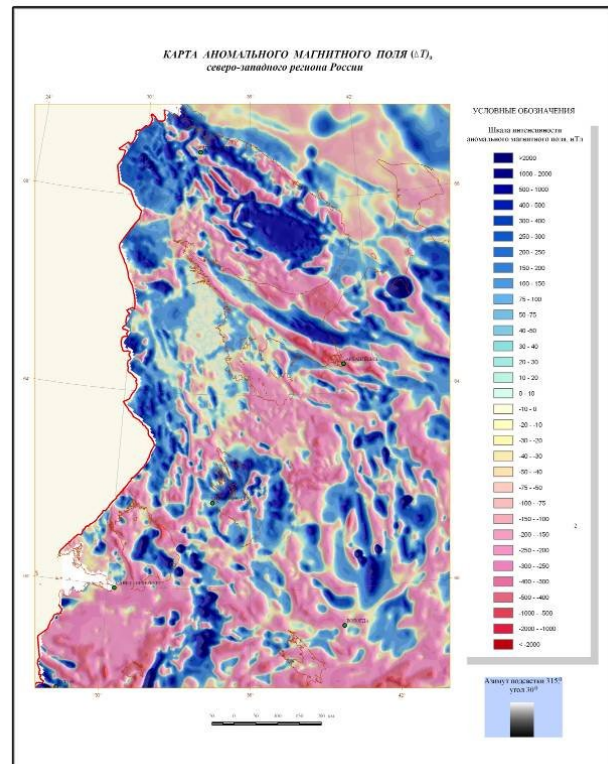


Рис.3

На склоне БЩ тепловая аномалия подтверждена геотермическими измерениями в относительно глубокой (1008 метров) скважине на южной окраине Санкт-Петербурга. Она вскрыла фундамент на глубине 258 метров (до этого геотермическими измерениями на склоне БЩ были охвачены скважины, которые прошли только осадочный чехол). ТП по этой скважине оказался равен ~ 64 мВт/м². Это подтверждает глубинный характер величины ТП. Теплопроводность плагиогранито-гнейсов биотитовых, плагиогнейсов биотитовых, микроклиновых гранитов (эти породы слагают 80% разреза скважины, вскрывшего фундамент) оказалась несколько выше (~ 3.2 Вт/м К) расчетных величин, поэтому измеренная температура на глубине 1 км – 30⁰С, на 2⁰С ниже проектных данных. Теплогенерация вышеуказанных пород типична для гранитов – 2.5 мкВт/м³, что не дает оснований связывать аномалию ТП с радиоактивной составляющей разреза [5].

Тепловая аномалия синклиория Ветреного пояса выявлена в ходе геотермических исследований ВСЕГЕИ 1985-90 г.г. на трех участках (Вожминский, Коматиитовый, Светлоозерский). ТП оценен по 10-ти скважинам глубиной 300-600 м и равен 9-12 мВт/м². Высказано предположение об охлаждении верхней части разреза инфильтрационными водами, что подтверждается геологическим разрезом верхней части фундамента – сильно серпентинизированные породы или серпентиниты, имеющие в своем составе «молекулу» воды (водные силикаты). Косвенно это предположение подтверждает единичная скважина (970 м) участка Аганозеро (Онежский блок), где также отмечены низкие значения геотермического градиента, 5-7 ⁰С/км и ТП – 9 мВт/м². Геологический разрез синклиория позволяет интерпретировать и аномальное магнитное поле. Так, при серпентинизации железо выделяется в форме вторично серпентинизационного магнетита.

Таким образом, верхний структурный этаж может скрывать глубинную природу тепловых аномалий, и к вопросу об интерпретации тепловых полей, а на их основе к прогнозу глубинных температур нужно подходить дифференцированно. В этом должны помочь геотермические исследования Онежской глубокой скважины, которая сейчас прошла 3268 метров и вскрыла в нижнем протерозое мощную соляную (галит) толщу мощностью ~ 200 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Моисеенко У.И. Тепловое поле южного склона Балтийского щита. – Геофизический журнал, Киев, Наукова Думка, 1984, т.6, №3.
2. Гравиметрическая карта России. М-б 1:5 000 000. ВСЕГЕИ, 2004.
3. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. М-б 1:5 000 000. ВСЕГЕИ, 2004.
4. Национальный Атлас России. Том 2. Природа и экология. Москва, 2007.
5. Negrov O.V., Moiseenko U.I. The Leningradskaya heat anomaly. The Earth's thermal field and related research methods. Moscow, Russia, 2002.

УДК 550.34, 539.3+532.591

Натурные наблюдения и математическое моделирование гравитационного оползня

Немирович-Данченко М.М.¹, Колесников Ю.И.² (3822)52 70 41, e-mail: michnd@mail.ru

¹*Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30,*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3*

Появление персональных компьютеров с большой вычислительной мощностью привело в последние годы к резкому увеличению использования численных методов при решении самых разнообразных задач. Однако большинство исследователей, обращаясь к численному моделированию таких сложных природных и техногенных процессов, как оползневые явления, взрывы, горные удары упрощают модель среды, сводя ее к классическим прямоугольным, сферическим или цилиндрическим областям. Тем самым снижается адекватность проводимых расчетов и ухудшается возможность проведения сравнения результатов численного моделирования с натурным экспериментом, физическим моделированием, полевым наблюдением. В предлагаемой статье авторы проводят численное моделирование развития напряженно-деформированного состояния в теле гравитационного оползня. При постановке задачи о напряженном состоянии в теле оползня и при анализе результатов за основу взяты данные исследователей из Института физики и механики горных пород Кыргызстана [1]. Ими подробно рассмотрены различные виды оползней, характерные для Кыргызстана. Для анализа напряжений в теле оползня и оценки его устойчивости в монографии [1] приводятся результаты физического моделирования. Модели имеют различные склоны, максимальный - 35°. Методом фотоупругости построены области максимальных касательных напряжений. Показывается, что для углов склона 35 градусов наиболее характерным является смещение области концентрации напряжений от угловой точки вниз по склону и это служит признаком потенциальной неустойчивости склона и его оползнеопасности (см. рис. 1).

В данной работе расчеты напряженного состояния в теле оползня проводятся в рамках модели гипопругой среды [2]. Полная система динамических уравнений для модели гипопругой среды выглядит следующим образом [3]:

Уравнения движения (первый закон Коши):

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho(X, Y, Z) \ddot{u}_i, \quad i=1,2,3; \quad (1)$$

Определяющие соотношения для гипопругой среды:

$$\sigma^{\nabla}_{ij} = c_{ijkl} \dot{\varepsilon}_{kl}, \quad (2)$$

где

$$\sigma^{\nabla}_{ij} = \frac{d\sigma_{ij}}{dt} - \sigma_{ik} \Omega_{kj} - \sigma_{jk} \Omega_{ki} - \text{производная Яуманна,}$$

Ω_{lm} - тензор скоростей вращений (спин-тензор),

$$\frac{d\sigma_{ij}}{dt} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_k} v_k - \text{полная производная по времени;}$$

тензор скоростей деформаций:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

Здесь u - смещения, v - скорость смещений.

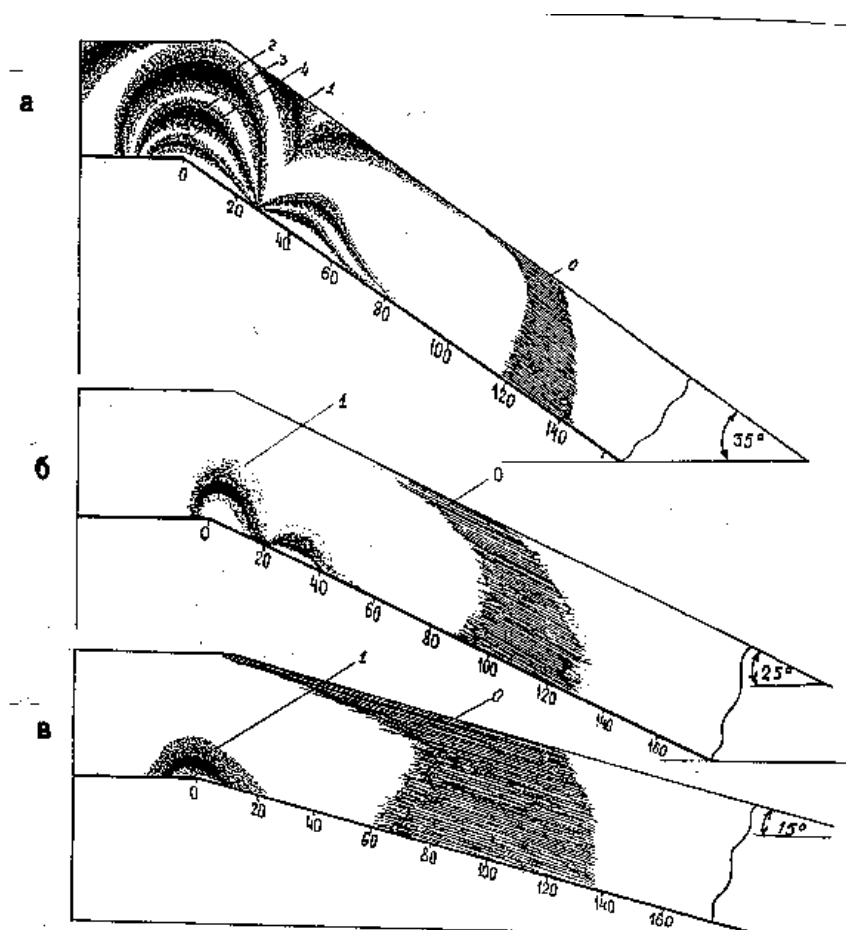


Рис. 1. (рис.3.5 из работы [1]) а - крутизна склона 35°, б - крутизна склона 25°, в - крутизна склона 15°; 1, 2, 3, 4 - порядок полос, 0 - изотропная область.

Эта система замкнута и при дополнении ее соответствующими граничными и начальными условиями может быть сформулирована соответствующая краевая задача.

Система (1)-(3) решается численно конечно-разностным методом. Для численного моделирования была взята область с углом наклона 35 градусов (рис. 2). Мощность покровных отложений (толщина) на склоне составила 24.5 метра. Упругие свойства среды: модуль Юнга $E=5$ МПа, плотность $\rho=1500$ кг/м³, коэффициент Пуассона $\nu=0.32$. Сила тяжести вводится в уравнения движения и направлена вертикально вниз.

Общая длина модели 250 м, длина АВ = 70 м, толщина BD 24.5 м, число расчетных ячеек 250x31.

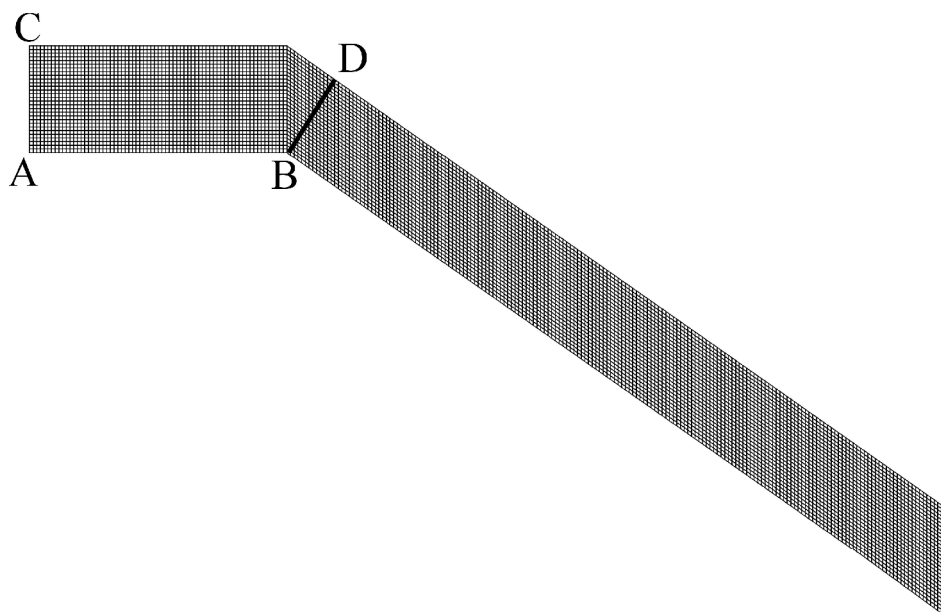


Рис. 2. Исходная геометрия для расчета оползневого течения.

На рис. 3 приводится установившаяся теневая картина максимальных касательных напряжений, полученная в результате расчета (около 40 000 шагов по времени). Хорошо видно, что особая точка поля напряжений не совпадает с углом модели, а сдвинута вниз по склону, что соответствует упомянутым результатам физического моделирования. В целом максимальные значения напряжений сдвинуты к основанию оползня (более темная часть на рисунке).

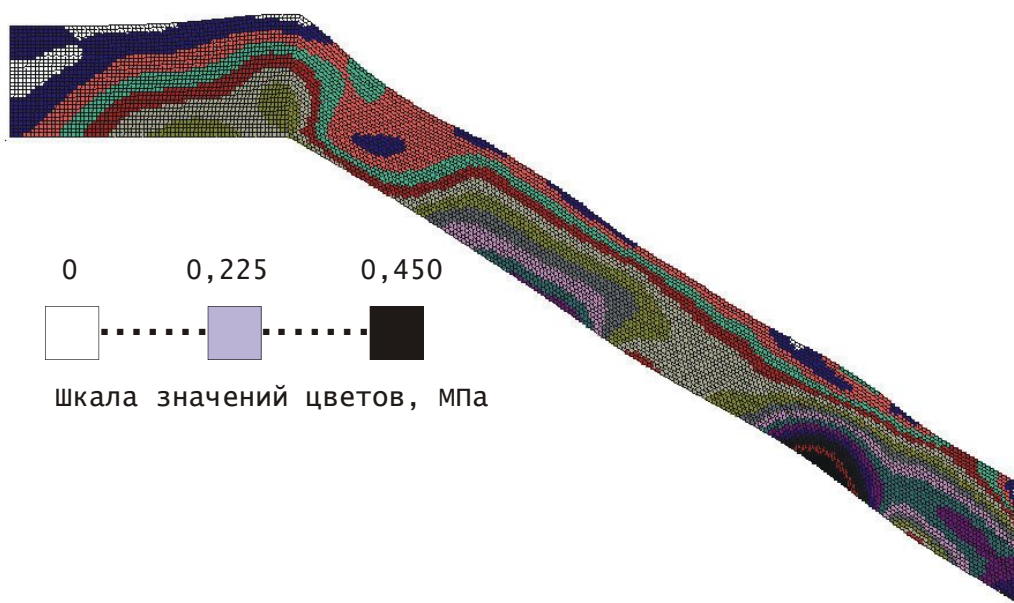


Рис.3. Изолинии максимальных касательных напряжений в верхней части расчетной области.

Проведенные далее расчеты показали, во-первых, описанное в литературе проседание среды вблизи точки D, отмеченной на рис. 2. Кроме того, область концентрации растягивающих напряжений спускается к нижнему правому концу модели, что соответствует подножию склона. Отметим еще, что максимальное значение напряжений достигается на нижней границе склона и равно 0.45 МПа, на дневной поверхности максимальное значение составляет 0.12 МПа.

Таким образом, численное моделирование оползневого процесса может быть проведено как для оценки характера акустической эмиссии, вызванной микроразрушениями на подошве оползня, как это было показано нами ранее [4], так и для анализа напряженно-деформированного состояния всего склона. Такой анализ может служить теоретической

предпосылкой более широкого применения сейсмических методов при исследовании оползней, выяснении критичности их состояния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айтматов. И.Т., Кожоголов К.Ч, Никольская О.В Геомеханика оползнеопасных склонов. Бишкек: Изд-во "Илим", 1999. - 208 с.
2. Жермен П Курс механики сплошных сред. Общая теория. - М.: Высшая школа, 1983. - 399 с
3. Немирович-Данченко М.М. Модель гипопругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород //Физическая мезомеханика, 1998, Т. 1, №2. С. 107-114.
4. Kolesnikov Yu.I., Nemirovich-Danchenko M.M., Goldin S.V., and Seleznev V.S. Slope stability monitoring from microseismic field using polarization methodology // Natural Hazards and Earth System Sciences. - 2003. - Vol.3. - P. 515 – 521).

Вычислительная схема 4D сейсмической томографии для детального изучения геодинамики внутриконтинентальной земной коры

*Непомнящих И.А., Жунусова А.Ж., ingvarnepnep@mail.ru
ТОО Институт сейсмологии, Алматы, Казахстан*

Аннотация: Предлагается новая вычислительная схема 4D сейсмической томографии, предназначенная для изучения геодинамики земной коры, представленной субгоризонтальной анизотропной слоистой средой при наличии слабых латеральных неоднородностей и подверженной горизонтальным силам сжатия. Ключевые слова: сейсмотомография, земная кора, сейсмические скорости, мониторинг.

Как известно, лучевая сейсмическая томография на проходящих волнах в своей стандартной постановке неприменима при изучении анизотропных сред из-за того, что здесь неправомерно объединение линейных уравнений, составленных для лучей разного направления, в единую систему уравнений, так как значения скорости для таких лучей различно. Это замечание относится также и к 4D сейсмической томографии, предназначенной для выявления изменений скоростей сейсмических волн во времени под действием направленного сжатия, поскольку эти изменения значений скоростей также будет различно в различных направлениях. Поскольку задача заключается в обнаружении слабых изменений скоростей, то наличие зависимости этих изменений от направления еще более существенно осложняет задачу.

Кроме того, применение 3D сейсмической томографии в стандартной постановке при выявлении локальных аномалий скоростей сейсмических волн столкнулось с серьезными проблемами. Суть их заключается в том, что необходимо рассчитывать в трехмерном пространстве сложные криволинейные траектории (лучи) распространения сейсмических волн в среде с переменной скоростью по глубине, а также при наличии локальных неоднородностей. Помимо того, что выполнение такого расчета достаточно сложно (по крайней мере, до сих пор он проводится при упрощающих предположениях) и его трудно проверить, совмещение задач определения скоростей и траекторий лучей в общей схеме сейсмической томографии приводит к необходимости решения нелинейной задачи, которая является неустойчивой и неоднозначной, по крайней мере, решение которой сильно зависит от начального приближения и наличия априорных данных [1, 2].

Как показал опыт применения сейсмической томографии на Северном Тянь-Шане [3], при имеющейся в этом регионе сети станций и присущим ему режимом сейсмичности местоположение и форма выделенных локальных неоднородностей с помощью разных известных программ сейсмической томографии по одинаковым выборкам исходных данных

или выделенных по разным выборкам с помощью одной программы значительно сильнее различаются между собой с увеличением глубины. Это говорит о том, что стандартная схема сейсмической томографии при обнаружении локальных изменений во времени скоростей сейсмических волн, по крайней мере, при существующей сети станций, не может дать на Северном Тянь–Шане достоверной информации.

В связи с этим автором был разработан новый подход к сейсмическому мониторингу сейсмоактивных зон, основанный на специальной модификации сейсмической томографии, в которой используются только субвертикальные лучи прохождения сейсмических волн. Это достигается сведением четырехмерной задачи изучения продольных и поперечных скоростей $V_p(x, y, z, t)$, $V_s(x, y, z, t)$ к серии одномерных задач $V_p(x_i, y_i, z, t_n)$, $V_s(x_i, y_i, z, t)$, $i = 1, 2, \dots, I$, где I – число точек в пределах полигона, для которых вычисляются зависимости скорости от глубины для каждой точки (x_i, y_i) и интервалов времени $n = 1, 2, \dots, N$ по временам прихода волн из очагов к станциям, расстояния которых до данной точки (x_i, y_i) по горизонтали меньше некоторого заданного диаметра $2R$. В этом случае используются только сейсмические волны, распространяющиеся в элементарном цилиндре радиуса R (или в усеченном конусе с заданными радиусами на вершине и в основании) субвертикально и которые в субгоризонтально слоистой среде даже при наличии локальных латеральных неоднородностей в слоях испытывают слабые преломления, то есть лучи распространения этих волн практически прямолинейны. Кроме того, в данной постановке определяются изменения скоростей только в вертикальном направлении, то есть в направлении максимального их изменения под действием горизонтального сжатия [4].

И, конечно, важным преимуществом данного подхода является и то, что матрица системы уравнений при решении указанной задачи становится треугольной, что значительно упрощает решение соответствующей системы уравнений. Фактически система возбуждения-приема здесь подобна системе возбуждения-приема при сейсмическом каротаже, который дает наиболее точную информацию о скоростях.

Вся схема выполняется итерационно. Но первой итерации вся среда в пределах сейсмического полигона представляется горизонтально слоистой, то есть определяются единые законы изменения скоростей продольных и поперечных волн по вертикали для всего полигона, которые затем используются в качестве исходного приближения на последующей итерации. На последующих итерациях полигон делится на все более меньшие блоки, в каждом из которых скорости волн изменяются только по вертикали. Также на последующих итерациях весь период времени, в пределах которого имеются представительные сейсмологические данные, также делится на все более короткие интервалы. Скорости, полученные на предыдущей итерации служат исходным приближением на последующей итерации.

Предельно достижимая разрешенность в пространстве и во времени определяется числом событий и станций, попадающих в пространственно-временной блок и необходимых для устойчивого решения задачи. При этом действует принцип неопределенности между максимально достижимыми разрешенностями в пространстве и во времени: с увеличением разрешенности в пространстве падает разрешенность во времени, и наоборот. Выбор оптимума определяется количеством станций, режимом сейсмичности, строением региона и поставленной задачей.

Кроме того, горизонтальные размеры блоков должны превышать шаг вычислений, чтобы исходные данные на соседних точках перекрывались, по крайней мере, на 70-80%. Это позволяет гарантировать надежное сравнительное измерение слабых изменений скоростей, что и является предельно достижимой возможностью сейсмической томографии [5]. Перекрываться также должны и временные интервалы, в пределах которых решается томографическая задача.

Изложенная вычислительная схема была опробована с использованием программы VELEST [6] при решении томографической задачи для горизонтально слоистой среды на материалах по Алматинскому полигону.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельфер И.К., Непомнящих И.А. Сейсмическая томография. //Разведочная геофизика: Обзор ВИЭМС, М., 1988, 70с.
2. Sydykov K., Nepomnyaschikh I., Matveyev V. Reflection tomography – velocity model reconstruction// 56th Meeting and Technical Exhibition, Vienna, Austria, 6-10 June 1994, P059.
3. Сабитова Т.М., Адамова А.А., Усольцева О.А., Винник Л.П. Сопоставительный анализ и общая характеристика моделей, рассчитанных с применением разных методов и алгоритмов. //В кн.: Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек, Илим, 2006. С .47-64.
4. Gupta I. N. Seismic velocities in rocks subjected to axial loading up to shear fracture. //J. Geophys. Res., 78, P.6936-6942, 1973.
5. Simons F.J. Seismic tomography: Art or science? Princeton University, 2005.
6. Kissling E. Velest user guide. Short Introduction, 1995.

УДК 550.83; 553.981/982.0.41(1/9)

**О контроле месторождений углеводородов Западной Сибири
глубинными геомагнитными структурами**

*Г.Г. Номоконова, Д.Ю. Расковалов, А.Ю. Колмаков, (382-2)426-162, geof@tpu.ru
Томский политехнический университет, Томск, Россия*

Замечательным свойством геофизической информации является объективность, что предполагает ее многократное использование. Вся территория Западной Сибири была покрыта высокоточной и детальной аэромагнитной съемкой еще к началу 90-х годов прошлого столетия. Причина невнимания к результатам этой съемки в настоящее время кроется в том, что в аэромагнитных данных практически не отражается строение и состав осадочного чехла, в котором локализована основная масса месторождений углеводородов, а все аэромагнитные аномалии обусловлены магнитными неоднородностями фундамента. Но геофизическая практика показывает, что, во-первых, магнитная съемка является очень информативной при решении широкого круга геологических задач, и, во-вторых, в геофизических данных, как правило, отражается больше новой, заранее не предвиденной геологической информации, чем это следует из поставленных перед геофизикой задач.

Основываясь на приведенных положениях, мы напрямую сопоставили аэромагнитные планы Западной Сибири с планами размещения месторождений углеводородов. При интерпретации магнитного поля и объяснении выявленных закономерностей были использованы также планы гравитационных полей, структурные карты по материалам МОГТ, результаты геофизических исследований в скважинах, петрофизические данные и геологические сведения о месторождениях. Результаты проведенных исследований приводятся ниже.

Магнитное поле Западно-Сибирской плиты (ЗСП) высоко аномальное, указывающее на сложный состав и строение фундамента. Основой его структуры являются интенсивные положительные узлокальные магнитные аномалии, а также относительно изометричные магнитные аномалии того же знака и небольшой амплитуды отрицательные магнитные аномалии.

С достаточной для интерпретации регионального аэромагнитного поля детальностью наиболее распространенные неоднородности состава фундамента можно объединить в три группы. Группа пород с высокой плотностью и высокой намагниченностью включает долериты, базальты, гипербазиты, андезиты. Низко плотные и слабо магнитные породы – это аргиллиты, песчаники, кислые эффузивные породы, глинистые сланцы, граниты. Повышенной плотностью и низкой намагниченностью обладают известняки и доломиты.

Обратим внимание на два обстоятельства. Во-первых, между плотностью и намагниченностью имеется тесная согласованность, что на практике проявляется в совпадении знаков аномалий магнитного и гравитационного полей. Во-вторых, и это главное, положительные аномалии магнитного поля отражают продукты базальтоидного и андезитового магматизма, а также офиолитовые комплексы. Иными словами, магнитное поле Западной Сибири, его положительные аномалии, избирательно фиксируют структуры глубинного (низов литосферы) происхождения.

Результаты интерпретации материалов аэромагнитной съемки ЗСП изображены на рис. 1. Судя по магнитному полю, в структуре фундамента можно выделить четыре типа линейных структур.

Наиболее ярко выражены в магнитном поле положительными аномалиями протяженные глубинные разломы, интерпретируемые как элементы континентальной рифтовой системы [1], а также подобные им по «магнитному отображению» разломы. «Разграничивающие» разрывные нарушения проводятся как границы блоков фундамента с существенно различающейся геомагнитной обстановкой. «Секущие» разрывные нарушения выделяются узкими отрицательными магнитными аномалиями. Они хорошо прослеживаются при пересечении положительных аномалий первого типа, что говорит об их наложенном характере по отношению к рифтовой системе. К четвертому типу разрывных структур отнесены оси положительных магнитных аномалий, являющихся элементами кольцевых геомагнитных структур и фиксирующих границы месторождений и нефтегазоносных районов [2].

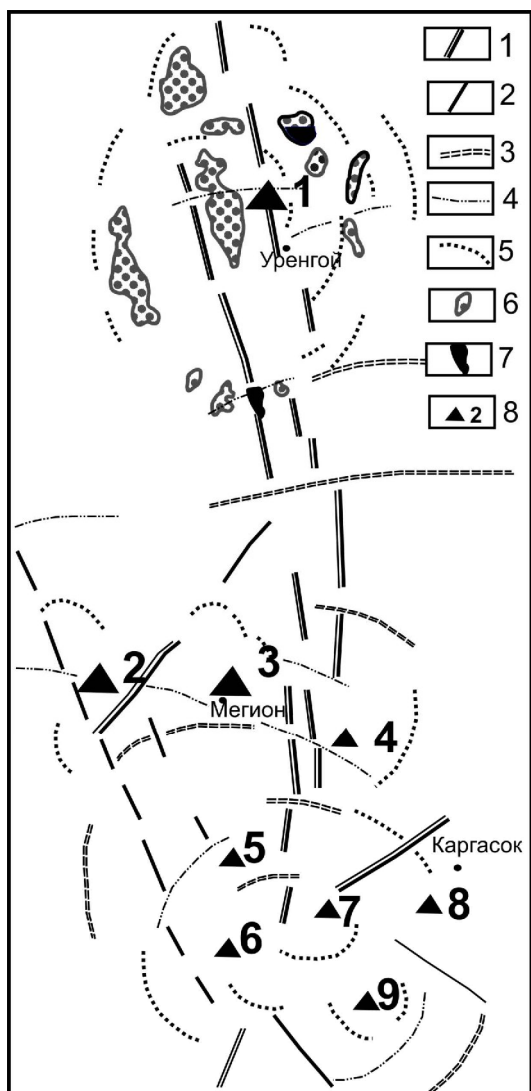


Рис. 1. Глубинные геомагнитные структуры, контролирующие локализацию углеводородов в Западно-Сибирском осадочном бассейне.

1-4 – оси аномалий магнитного поля, интерпретируемые как глубинные разрывные нарушения: континентальные рифты (1); другие субмеридианальные нарушения (2); разграничивающие (3) и секущие (4) геомагнитные обстановки; 5 - оси положительных магнитных аномалий - элементы кольцевых структур; 6-7 – месторождения газа (6) и нефти (7); 8 - нефтегазовые объекты – кольцевые геомагнитные структуры:

1 – Надым-Пурская НГО; 2-9 – нефтегазоносные районы: Сургутский (2); Нижневартовский (3); Александровский (4); Каймысовский (5); Нюрольский (6); Средневазюганский (7); Сильгинский (8); Пудинский (9).

Каркас структуры фундамента ЗСП образуют две системы нарушений первого типа:

- Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, контролирующий (вместе с сопряженными структурами) в северной части ЗСП размещение гигантских газовых месторождений, а в южной – нефтегазоносных районов (НГР) (рис.1);
- зона аномалий «типа рифта» северо-западного простирания, контролирующая локализацию Сургутского, Каймысовского и Нюрольского НГР.

Северная, вмещающая гигантские газовые месторождения, и южная преимущественно нефтеносная части ЗСП существенно различаются по структуре магнитного поля, в первую очередь по плотности аномалий первого типа, масштабах зональных геомагнитных структур [2], соотношению линейных и кольцевых структур (рис.1). Между этими частями размещена широкая полоса сложного закономерно построенного магнитного поля с явным сужением аномалий от рифтов. Это обстоятельство указывает на возможное наличие здесь сжимающих напряжений, типичных для надвиговых систем. Характерно, что эта полоса отмечается повышением рельефа дневной поверхности, а также повышением рельефа фундамента и мощности земной коры [3].

Месторождения углеводородов закономерно отражаются в магнитном поле. С учетом источника магнитных аномалий, правильнее сказать, что в магнитном поле отражаются не сами месторождения, а условия их локализации.

Гигантские газовые месторождения северной части ЗСП (Уренгойское, Ямбургское и др.) локализованы в отрицательных аномалиях магнитного поля, обрамленных положительными магнитными аномалиями [2]. Аномалии магнитного поля образуют слабо вытянутые в направлении рифтов концентрические геомагнитные структуры. Границы отрицательных магнитных аномалий и контуры месторождений практически совпадают, что создает ложное впечатление о месторождениях как причинах аномалий.

По иному отображаются в магнитном поле нефтяные и газоконденсатные месторождения южной части ЗСП. Отрицательные магнитные аномалии фиксируют границы не отдельных месторождений, а НГР в целом [2]. Так Сургутский НГР локализован в узле пересечения трех систем нарушений: северо-восточного Аганского рифта, северо-западного глубинного разлома, разделяющих НГР на две части, и секущего глубинного нарушения, совпадающего в плане с руслом реки Оби. Месторождения локализованы в двух отрицательных аномалиях магнитного поля, совпадающих с отрицательными аномалиями силы тяжести и окруженных положительными магнитными аномалиями.

В юго-восточной части ЗСП (в границах Томской области), размещенной в узле схождения двух главных структур – Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта и северо-западной зоны аномалий «типа рифта» (рис.1), магнитное поле в целом усложняется, теряет свою линейность, более выразительно проявлены концентрические зональные геомагнитные структуры, соответствующие НГР. Размещение месторождений в кольцевых зональных геомагнитных структурах так же закономерно, но зависит от фазового состава и пространственного положения месторождения относительно Колтогорско-Уренгойского рифта.

Месторождения Среднеvasюганского, Сильгинского и Пудинского НГР (рис.1) размещены в отрицательной части зональных геомагнитных структур. Это нефтяные и газоконденсатные, как правило, многопластовые залежи. Положение их в зональных геомагнитных структурах мало отличаются от севернее расположенных месторождений.

Месторождения Каймысовского и Нюрольского НГР, размещенных к западу от Колтогорско-Уренгойского рифта и испытывающих влияние северо-западной глубинной структуры (рис.1), напротив, локализуются в границах положительной аномалии зональных структур [2]. Месторождения нефтяные, продуктивен один пласт (Ю1), залегающий под региональным флюидоупором – битуминозными аргиллитами баженовской свитой, которая именно в этих НГР обладает наиболее аномальными свойствами (по данным геофизических исследований скважин) и является самым выразительным отражающим горизонтом. По материалам 3-D сейсморазведки нефтеносные структуры Каймысовского свода по форме

напоминают вулканы центрального типа [4], не характерные для рифтогенных структур. Понижение рельефа поверхности фундамента в центре предполагаемого вулкана соответствует отрицательной аномалии магнитного поля – центральной части геомагнитной структуры.

Контроль локализации скоплений углеводородов кольцевыми зональными геомагнитными структурами проявляется не только на уровне месторождений и нефтегазоносных районов. Судя по данным рис.1, где приведены наиболее значимые структуры глубинного происхождения (по геомагнитным данным), в ЗСП выделяется две надпорядковые кольцевые геомагнитные мегаструктуры

Центральной частью Северной мегаструктуры является отрицательная магнитная аномалия, вмещающая Уренгойское газовое месторождение. Внешнюю зону мегаструктуры образуют положительные магнитные аномалии, являющиеся также элементами геомагнитных структур других газовых месторождений. Геомагнитные данные здесь подтверждают мнения многих исследователей, в первую очередь М.Н. Смирновой (2002), о кольцевом строении Уренгойской структуры, вмещающей газовые гиганты севера ЗСП.

Центральной частью Южной мегаструктуры, вероятнее всего, является Среднеvasюганский мегавал, локализованный на пересечении Колтогорско-Уренгойского и Усть-Тымского рифтов. Сам Среднеvasюганский мегавал вмещает газовые и газоконденсатные месторождения и окружен кольцевыми геомагнитными структурами Каймысовского, Нюрольского, Сильгинского и Пудинского НГР с преимущественно нефтяными залежами. На плане регионального магнитного поля ЗСП Сургутский, Нижневартовский и Александровский НГР представляют собой внешнее полукольцо Южной мегаструктуры.

Причина отражения месторождений нефти и газа в аэромагнитном поле ЗСП не очевидна, поскольку месторождения локализованы в осадочном чехле, а источником магнитных аномалий является фундамент. В какой-то мере объяснения выявленным закономерностям можно найти в последних публикациях, посвященных участию глубинных процессов в формировании месторождений углеводородов (Г.И. Амурский, 2002; Б.М. Валяев, 2007; А.Н. Дмитриевский, 2007; Р.Х. Муслимов, 2006 и др.).

Здесь кратко перечислим выводы из собственных наблюдений и результатов исследований.

1. Центральным частям геомагнитных структур соответствуют также отрицательные аномалии гравитационного поля и повышение поверхности фундамента. С учетом различия по плотности пород осадочного чехла и фундамента центральные части геомагнитных структур следует рассматривать как зоны разуплотнения.

2. Анализ результатов геофизических исследований в скважинах (ГИС) на месторождениях юго-востока ЗСП показывает, что в продуктивных скважинах наблюдаются аномально-высокие пластовые давления (АВПД) и слабые (на геохимическом уровне) гидротермальные изменения пород, однотипные на всем вертикальном разрезе. Положение залежи углеводородов в вертикальном разрезе месторождения и ее богатство определяются не столько качеством коллектора, сколько качеством покрывки, что проявляется в материалах ГИС и сейсморазведки.

4. Практически все структуры геомагнитного поля, интерпретированные как глубинные, находят отражение в современном рельефе дневной поверхности, то есть сохраняют длительную и унаследованную тектоническую активность.

Таким образом, по результатам исследования можно сделать два разноплановых заключения. Во-первых, формирование и пространственная локализация месторождений углеводородов Западно-Сибирской плиты определяются глубинными длительно развивающимися структурами, контролирующими субвертикальные флюидные потоки. Надежность такого заключения обеспечено большим объемом количественной и объективной информации. Во-вторых, поскольку все эти процессы находят отражение в

геофизических материалах, то перед геофизическими методами можно ставить задачи генетического плана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мегакомплексы и глубинная структура Западно-Сибирской плиты /Под ред. В.С. Суркова. – М.: Недра, 1986. – 149 с.
2. Номоконова Г.Г., Расковалов Д.Ю., Серов В.В. О закономерностях и причинах отражения месторождений углеводородов в региональном магнитном поле Западной Сибири //Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сибири: Материалы межрегиональной научно-практической конференции. – Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2007. – С.213-219.
3. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. – 143 с.
4. Глебов А.Ф., Карапузов Н.И., Кривошеев Э.В., Мангазеев В.П., Максимов В.П. Новые 3-D-сейсморазведочные данные о доюрском фундаменте юго-восточной части Западной Сибири //Геофизика, №2, 1999. – С. 27-40.

УДК 550.34

Первые результаты площадного высокоточного GPS-мониторинга на Среднем Урале

А.В. Овчаренко¹, Д.В. Баландин² Ark-ovcharenko@yandex.ru, dmitry.balandin@gmail.com

¹Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

²Уральский государственный университет

Решение проблем современной геодинамики и связанных с этим различных задач сейсмологии, горного дела, строительства и эксплуатации ответственных сооружений в настоящее время невозможны без инструментального изучения подвижности верхней части земной коры. Перманентный высокоточный GPS-мониторинг выполняется в институте геофизики УрО РАН около десяти лет (обсерватория АРТИ, IGS-станция ARTU). В 2007-2008 годах были выполнены первые циклы дискретных площадных наблюдений на субширотном пересечении Урала от Красноуфимска до с. Макушино Курганской области. Наблюдения выполнялись по системе государственных геодезических реперов сессиями длительностью 36 часов. Использовалась двухчастотная односистемная (GPS Navstar) аппаратура Trimble-5700 и двухчастотная двухсистемная (Glonass/GPS) аппаратура Topcon-GB-500, Topcon-GB-1000 с антеннами класса Geodetic (Zephir, GR-G3 «Choke-Ring»). Применяемая аппаратура, методика наблюдений и средства постобработки (Gamit/Globk) позволяют принципиально достигнуть субмиллиметровой точности наблюдений координат. Параллельно с наблюдением региональных смещений выполняется значительный объем дискретных во времени наблюдений по реперам площадок важных инженерных сооружений в Свердловской и Челябинской области. Опыт первых лет выполнения и анализа инструментальных GPS-наблюдений показывает, что изучение подвижности верхней части земной коры больших территорий рационально выполнять относительно редкой сетью перманентных базисных станций и повсеместно сгущать такую сеть путем дискретных (1-2 раза в год) наблюдений на большом числе реперов. В последние годы, в связи с интенсивным внедрением в практику картографических, землеустроительных и т.п. работ методов спутниковой геодезии, создается сеть перманентных станций локального GPS-мониторинга (Киров, Самара, Тюмень и др.). Данные этих станций можно использовать для целей геодинамического мониторинга. На рисунке 1 представлены временные ряды смещений некоторых перманентных станций (ARTU, ЕКТВ и TUME) за 2007-2008 гг. На рис. 2 показаны репера площадного дискретного мониторинга и векторы глобальных скоростей смещений. Анализ этих материалов показывает, что скорость восточного смещения Предуралья (АРТИ), собственно Урала (Екатеринбург) и Зауралья (Тюмень)

примерно одинакова и составляет (табл.1) около (2.5E, 0.5N, 0.7U) см/год. Это свидетельствует, в первом приближении, о единстве современных региональных движений Евразийского континента. На рис.3 показана картина векторов современных горизонтальных движений относительно станции Арти. Эллипсы точности 95% доверительной вероятности в настоящее время еще не позволяют делать однозначных выводов относительно масштаба внутриплитных деформаций. Временные ряды деформаций геодезических баз ARTU-ЕКТВ, ЕКТВ-TUME показывают, что величина скорости деформаций не превышает $10^{-8} - 10^{-9}$. Информация GPS-мониторинга о деформационных движениях используется нами при комплексном 4D-моделировании для амплитудной калибровки моделей. К настоящему времени с использованием прямых и косвенных данных геодинамического мониторинга уточнены как региональная динамическая модель деформационного процесса всего Уральского региона, так и детальные динамические модели отдельных участков (Овчаренко А.В., 1998, 1999, 2007).

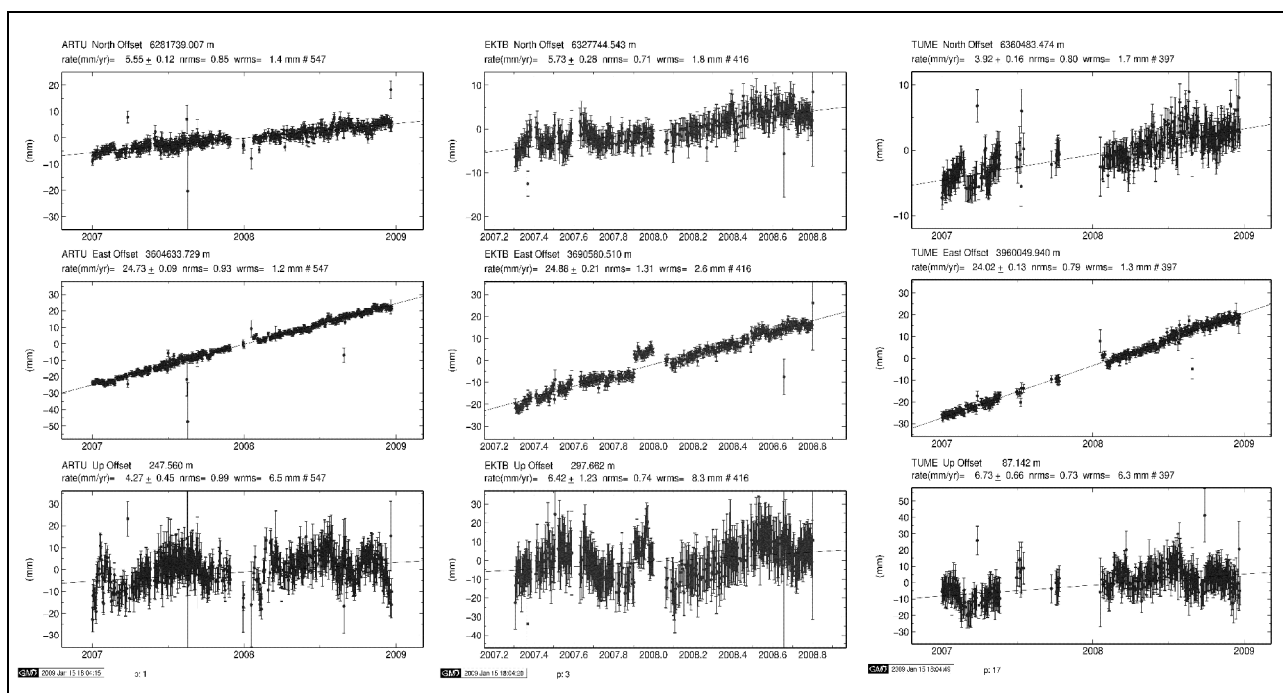


Рис.1

Среднесуточные смещения станций ARTU, ЕКТВ, TUME за 2007-2008 г.

Перспективы GPS-мониторинга в изучаемом регионе мы связываем с увеличением числа опрашиваемых реперов, увеличением числа перманентных станций, комплексировании с дистанционными методами типа InSAR и наземными методами лазерного сканирования.

Работа выполняется при поддержке грантами РФФИ 07-05-64729а, 08-05-99505рб и программ президиума РАН по Уральскому отделению. Выражаем свои благодарности А.В. Зубовичу за консультации по GAMIT, Р.В. Загретдинову и фирме «Навгеоком» за материалы по локальным перманентным станциям.

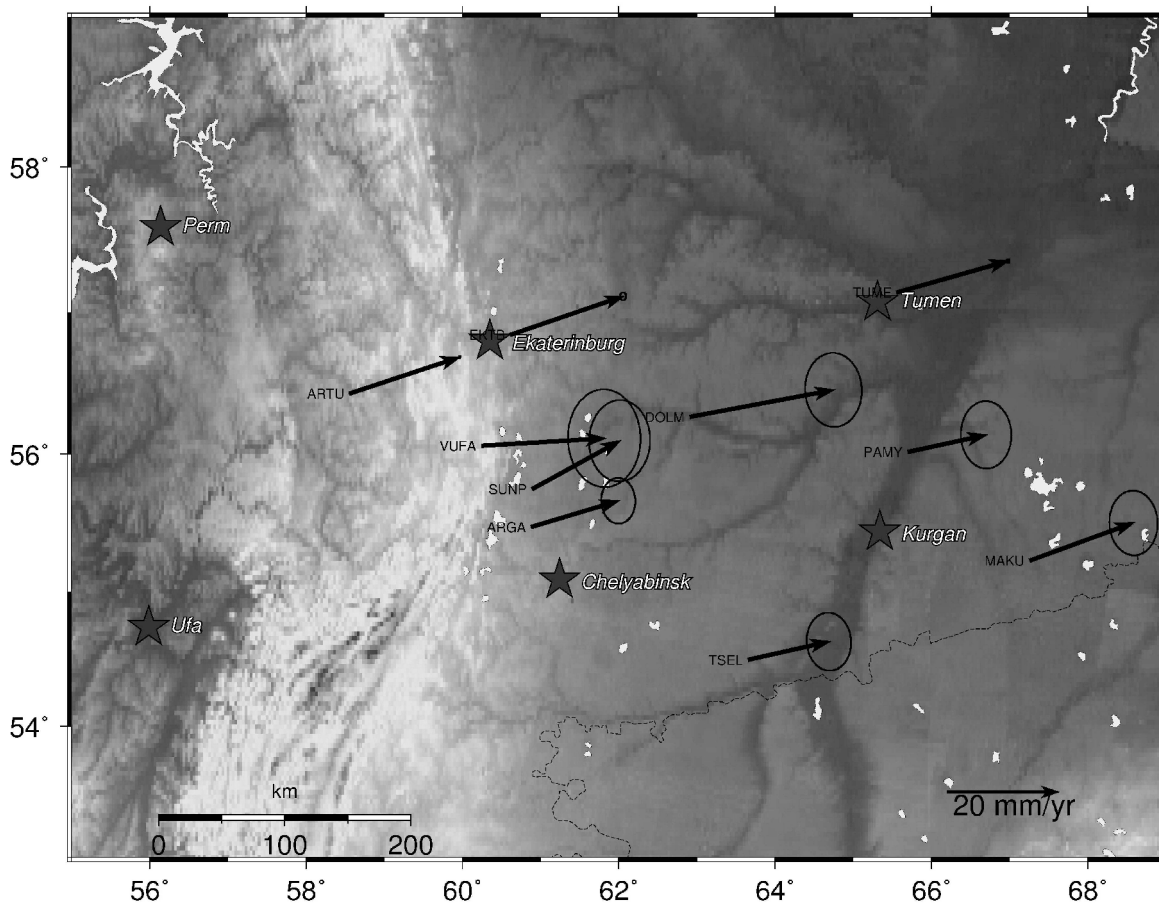


Рис. 2

Векторы скоростей современных горизонтальных движений Среднего Урала
По данным 20077-2008 г.г.

Скорости современных горизонтальных движений перманентных станций

Таблица 1

Станция	Северная компонента) мм /год	Восточная компонента мм/год	Высотная компонента мм/год
ARTU	5,17 (+- 0,17)	24,76 (+- 0,14)	7,16 (+- 0,69)
ЕКТВ*	5,53 (+- 0,38)	25,61 (+- 0,29)	4,92 (+- 1,69)
TUME*	3,75 (+- 0,23)	23,60 (+- 0,18)	10,71 (+- 0,95)

*Исходные данные по станции TUME любезно предоставлены фирмой Навгеоком, а по ЕКТВ А.А.Панжиным. Обработаны Д.В. Баландиным.

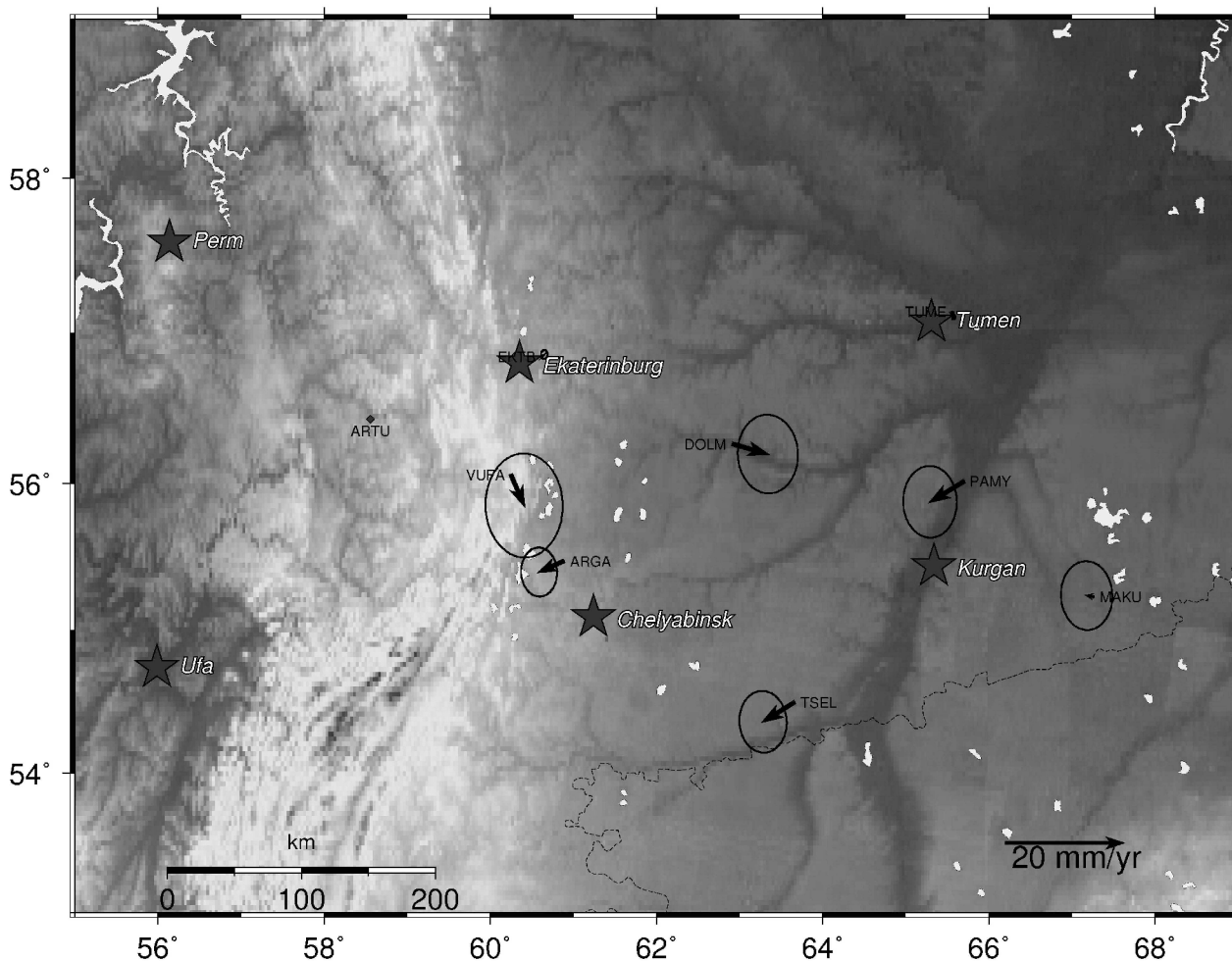


Рис. 3. Векторы скоростей современных горизонтальных движений Среднего Урала относительно станции Арти. По данным 20077-2008 г.г.

ЛИТЕРАТУРА

1. GAMIT/GLOBK Manual. T. A. Herring, R. W. King, S. C. McClusky. Massachusetts institute of technology. 2006, 182 p.
2. Geodynamic GPS network of central Asia. A. V. Zubovich, G. G. Schelochkov, O. I. Mosienko, P. V. Ereemeev, B. N. Bakka. Scientific Station of the Institute for high temperature – Association, RAS, Bishkek, 2001, 8 p.
3. Овчаренко А.В. Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, т. 359, № 2, 1998, с.251-254.
4. Ovcharenko, A.V., (1999): 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and Earthquake prediction, *J. of Earthquake Research in China*, **13**(1), 59-84 p.
5. Овчаренко А.В., Баландин Д.В. Высокоточный мониторинг на Среднем Урале. В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы XXXVI сессии Международного семинара. Казань 26-31 января 2009, Казань, КазГУ, сс.402-405.
