

УДК 553.98:550.831

Псевдотрехмерное преобразование в системе «Vector» результатов региональной профильной гравиметрической съемки

Г.В. Простолупов, Г.П. Щербинина

тел. 8(342)2445581, факс 8(342)216-75-02, gravik2@rambler.ru

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, г. Пермь, Россия

Региональные гравиметрические исследования проводятся в малоизученных районах с целью оценки перспективности территории на нефть и газ. Для покрытия геофизическими исследованиями значительных территорий геофизические работы на начальной стадии планируются по протяженным профилям, их длина достигает 200 км, средняя квадратическая ошибка измерения силы тяжести - около 0.03 мГал. Как правило, проводятся совместные сейсморазведочные и гравиразведочные работы. Применяются также геохимические, аэрокосмогеологические и др. методы исследований.

В течение последних лет в лаборатории геопотенциальных полей Горного института УрО РАН проводились преимущественно площадные работы, для чего разрабатывались соответствующие методики обработки. Переход к профильной съемке неизбежно приводит к снижению числа методов интерпретации, уменьшению достоверности результатов интерпретации. Практика заставила сделать шаги к адаптации достаточно эффективной системы обработки данных площадной съемки «Vector» к обработке материалов профильной съемки.

Приведем краткое описание данной методики. В системе «Vector» реализован новый подход при обработке потенциальных полей, основанный на использовании высокой чувствительности векторов полного горизонтального градиента к боковым неоднородностям. Горизонтальные градиенты вычисляются на основе программной тригонализации профилей с измеренными значениями поля силы тяжести. Трансформации на уровне векторов с процедурой последующего интегрирования (восстановления) поля из градиентов позволяют провести особое детальное разделение аномалий поля в плане и по глубине с привязкой каждого источника аномалий к шкале эффективных глубин. Процедура обработки осуществляется путем «векторного сканирования», под которым подразумевается разделение полного горизонтального градиента на составляющие в скользящем замкнутом контуре (окне). Результаты обработки в системе «Vector» представляются в виде горизонтальных (двумерных) и трехмерных диаграмм гравитационного поля. Трехмерные диаграммы могут быть построены как на базе карт модулей градиентов и карт восстановленного из градиентов поля Δg , так и на базе карт разностей модулей градиентов и карт разностей восстановленного поля. Последние можно считать диаграммами объемного распределения квазиплотности геологической среды. Результатом таких трансформаций является геофизическая модель плотностного строения территории, адекватная наблюдаемому полю Δg , причем полученная без какой-либо априорной информации о строении территории (1).

Адаптация приемов обработки трехмерного поля к обработке двумерного заключается в следующем.

1. Построение псевдотрехмерных квазиплотностных разрезов.

На первом этапе одномерные (профильные) исходные данные полевых наблюдений, пересчитанные в редукцию Буге, преобразуются в псевдоплощадную (двумерную) матрицу данных путем сдвига с некоторым оптимальным шагом точек профиля в направлении, перпендикулярном простирацию профиля, до тех пор, пока массив точек не образует почти квадратную матрицу.

Далее этот массив подвергается процедуре создания трехмерной диаграммы гравитационного поля по методике «Vector», как и при стандартной площадной съемке. Детальность аномалий трехмерной диаграммы в значительной степени зависит от размеров участка обработки: чем больше участок, тем больше глубинность исследований и ниже детальность интерпретации горизонтов, залегающих ближе к поверхности земли. Поэтому гравиметриче-

ский профиль разбивается на отрезки, соответствующие оптимальной интерпретации целевых горизонтов.

Вертикальные сечения серии полученных трехмерных диаграмм поля соединяются в единую соответствующую длине профиля квазиплотностную диаграмму (рис.1).

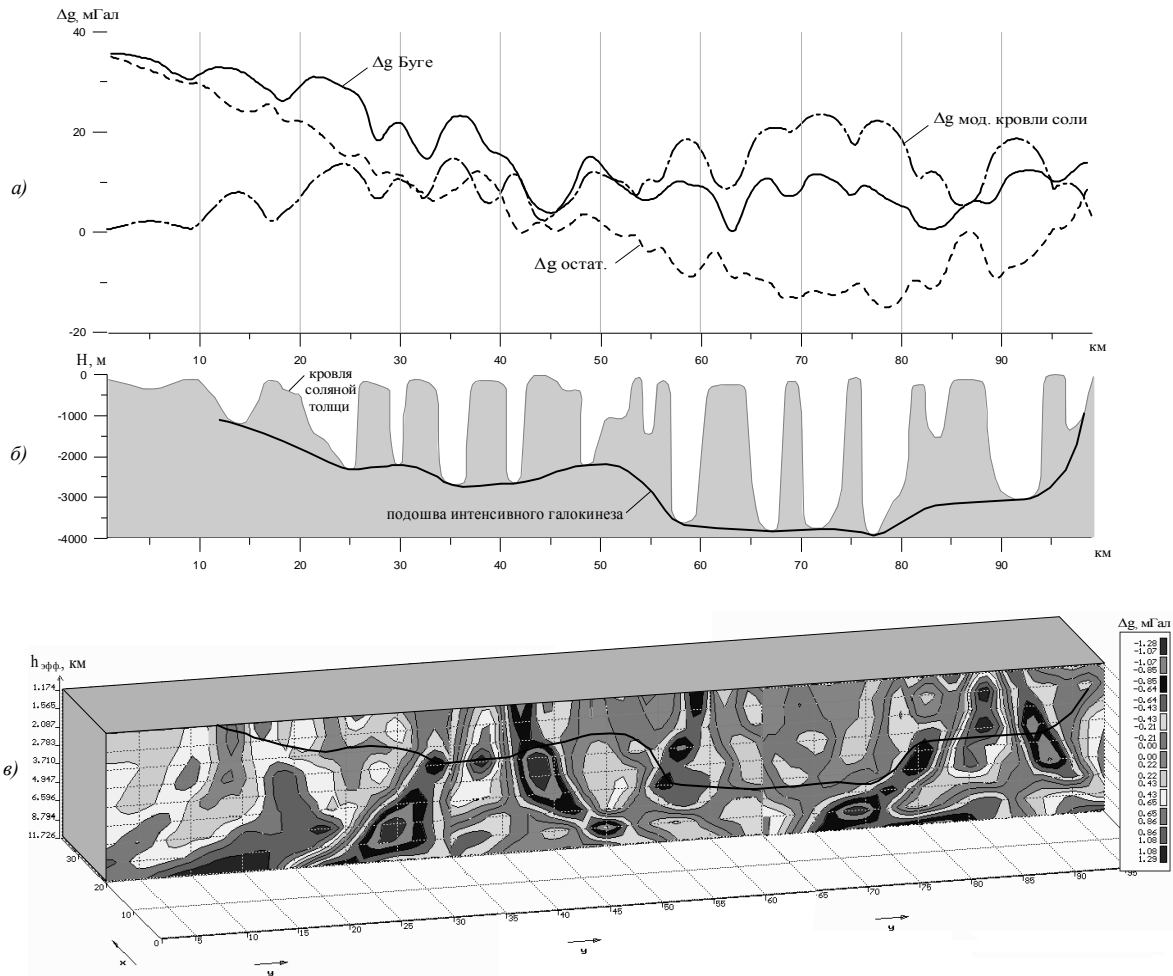


Рис.1. Схема формирования квазитрехмерной диаграммы гравитационного поля по профильной съемке: а) графики: “Δg Буге” - наблюдаемого поля в редукции Буге, “Δg мод. кровли соли” – рассчитанного гравитационного эффекта от модели кровли соли, “Δg ост.” – результат редуцирования; б) модель кровли соляной толщи; в) диаграмма гравитационного поля, построенная по данным поля “Δg ост.”

В качестве примера приведем обработку региональных профилей в Оренбургской области. Изучаемая территория расположена в пределах Бельской впадины Предуральяского краевого прогиба и характеризуется развитием интенсивной соляно-купольной тектоники. Совмещенные сейсморазведочные и гравиметрические работы проводились на нескольких профилях. По каждому профилю имелся следующий исходный материал: значение силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2.30 \text{ г/см}^3$) и абсолютные отметки кровли соли, полученные в результате обработки сейсморазведочных материалов. Задача заключалась в расчете прямого гравитационного эффекта влияния кровли соли и вышележающих терригенных толщ с тем, чтобы после вычитания его из наблюдаемого поля Δg Буге получить остаточное поле, которое характеризует строение подсолевых толщ и обработать его по программе «Vector» с локализацией аномалий по глубине. Целевые объекты в палеозойских толщах - органогенные постройки, локальные поднятия, приподнятые участки - создают в наблюдаемом поле поло-

жительные аномалии. Это имелось в виду при выделении перспективных на выявление ловушек УВ участков на профиле.

На рис.1 показано изменение силы тяжести Δg Буге вдоль профиля (рис.1а) и морфология кровли соляной толщи по данным сейсморазведки (рис.1б). Для удаления из Δg Буге влияния кровли соли решена прямая задача. Плотность соли принята 2.2 г/см^3 , плотность перекрывающей толщи подбиралась. Критерием подбора являлись визуально близкие величины амплитуд локальных аномалий от соляных поднятий на графике наблюдаемого поля Δg Буге (сплошная кривая) и амплитуды аномалий, рассчитанных от модели кровли соли (пунктирная кривая). Для надсоляной толщи величина эффективной подобранной плотности составила 2.42 г/см^3 . При принятой плотности соли 2.2 г/см^3 перепад плотности на границе «перекрывающая толща – соль» составил 0.22 г/см^3 . После вычитания рассчитанного гравитационного эффекта от кровли соли из поля Δg Буге получили остаточное поле Δg ост. - показано на графике прерывистой линией.

Обработав остаточное поле по программе «Vector», получили картину распределения локальных аномалий в вертикальном сечении (рис.1в). Для анализа ее введем понятие «глубина проявления интенсивного галокинеза» - это огибающая впадин кровли соли (рис.1б), которая в Предуральском прогибе близка по морфологии подошве соляной толщи. Теоретически, если бы была абсолютно правильно определена глубина залегания кровли соли и точно известна эффективная плотность перекрывающих пород, тогда выше глубины проявления интенсивного галокинеза на вертикальном сечении трехмерной диаграммы гравитационного поля (рис.1в) наблюдалось бы почти однородное поле, в котором проявлялось бы только затухающее поле от объектов, расположенных ниже. Это, в принципе и наблюдаем на вертикальном сечении. Значит соотношение введенных в модель плотностей надсоляной и соляной толщ достаточно близко к истинному.

На вертикальном сечении наблюдаемое выше «глубины проявления интенсивного галокинеза» поле значительно менее градиентно по простиранию, чем ниже этой кривой (если применять формальные термины, то нужно говорить - на больших коэффициентах трансформации). В области распространения солесодержащего комплекса локализуется только одна интенсивная аномалия. Ее формирование вызвано боковым влиянием близкой зоны Уральских складок, где отсутствуют соляные породы. Зона складчатости подходит с севера к линии профиля в районе пикета 87 км и повышает наблюдаемое поле, образуя положительную аномалию на графике Δg Буге и Δg ост.

В подсолевом комплексе выявляется ряд положительных аномалий, которые отражают, вероятно, наличие нижнепермских органогенных построек, а также органогенные карбонатные массивы в палеозойской толще $D_2 - C_2 (C_3)$.

2. Псевдоплощадная обработка:

При обработке в системе «Vector» основным видом интерпретационного материала являются разностные карты, характеризующие плотностную неоднородность слоя, залегающего между «парой» глубин.

Участки гравиметрической съемки редко состоят из одного профиля, чаще это несколько пересекающихся профилей. В этом случае значения силы тяжести интерполируются на прямоугольную сетку с шагом, оптимальным для площадной обработки в системе «Vestog». Проводится стандартная обработка с получением серии разностных карт. По мере удаления от профиля (в горизонтальной плоскости) достоверность полученной трансформанты снижается, поэтому содержательной интерпретации подвергаются достаточно узкие полоски карты вдоль профилей.

Результаты интерпретации гравитационного поля на региональных профилях изложенным приемом показаны на рис.2. Поскольку на данной территории (север Пермского края) локальные поднятия имеют в основном конседиментационное формирование, а также возможно наличие органогенных построек, то можно сделать вывод, что критерием для прогнозирования ловушек УВ по гравитационному полю на данной территории являются положительные аномалии на трансформантах.

В случае профильной съемки положительные аномалии означают наличие положительных перегибов слоев только по линии профиля. Необходимо отметить, что на поворотах профиля иногда могут наблюдаться ложные аномалии, поэтому профили по возможности должны быть прямолинейными.

На рис.2 показана изменчивость «плотности» пород в эффективном слое 1 – 2 км (нижняя часть карбонатного палеозойского комплекса - верхняя часть терригенного комплекса). Перспективные на выявление локальных поднятий участки выделены темным цветом.

Таким образом, благодаря применению псевдоплощадной обработки гравитационного поля, измеренного на региональных профилях, появляется возможность более эффективно прогнозировать локальные поднятия, перспективные на нефть и газ, в осадочном чехле.

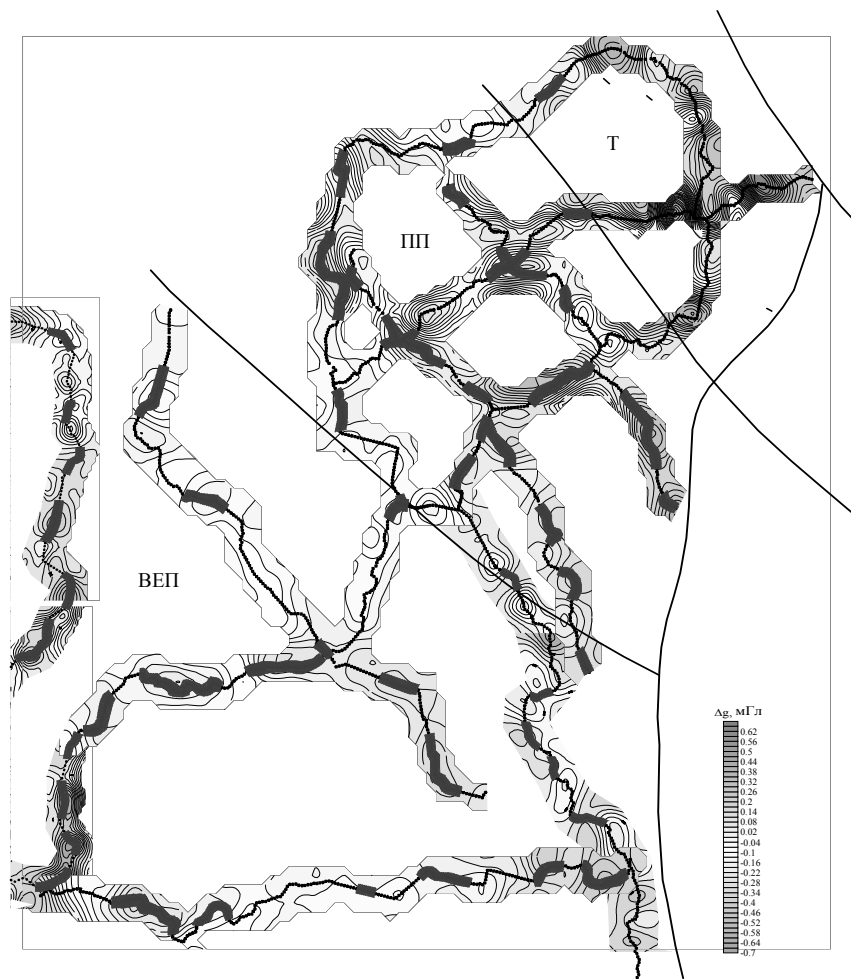


Рис.2. Разностная трансформанта гравитационного поля, соответствующая толщине, залегающей на эффективных глубине 1 км – 2 км (ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ПП – Предтиманский прогиб; Т – Тиманский

ЛИТЕРАТУРА

1. Novoselitskiy, V.; Bichkov S.; Prostoloupov, G.; Scherbinina, G.; Tchadaev, M. The computer-based system "VECTOR" as a tool for detection and localization of both gravity and magnetic field sources and its applications at geological interpretation/ Abstracts of Contributions of the EGS-AGU-EUG Joint Assembly, France, Nice, 2003. Vol.5, №01497.

УДК 550.8.013

Самоподобные базисы в прямых и обратных задачах гравиразведки

А.В. Пугин, Н.В. Веселкова, (342)216-10-08, факс: (342)216-75-02, Pugin@mi-perm.ru
Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Вопрос об актуальности ускорения вычислительных процессов в различных задачах геофизической практики остается открытым, несмотря на обратное утверждение целого ряда исследователей. По-мнению авторов, алгоритмы направленные на снижение вычислительных и временных затрат по-прежнему обладают практической ценностью. Современные персональные компьютеры имеют высокую производительность, но их возможности далеко не

безграничны. Уже сейчас разработчики оборудования определяют дальнейшие перспективы наращивания мощности ЭВМ не через увеличение предельных характеристик внутренних устройств (тактовой частоты процессора, емкости кэша и т.д.), а путем распараллеливания процессов.

Несмотря на несомненную пользу и необходимость распараллеливания решений сложных задач, этот фактор является скорее вспомогательным, чем основным. Причин этому несколько. Первая – не всякий процесс можно распараллелить. Вторая – персональные компьютеры до сих пор не обладают большими возможностями для многопоточного решения практических задач большой вычислительной сложности. Существуют информационные центры, имеющие в наличии многопроцессорные ЭВМ. Но действительно доступные технологии должны ориентироваться на аппаратную базу стандартного пользователя. Производственные организации, в которых геологоразведочные работы представляют собой непрерывный технологический цикл, имеют свои приоритеты в выборе компьютерных интерпретационных технологий: 1) они должны обеспечивать решение широкого круга необходимых задач в кратчайшие сроки и 2) работать на обычных персональных компьютерах – на всех, имеющихся в распоряжении компании.

В статье предлагается новый и весьма технологичный алгоритм решения прямой задачи гравиразведки с адаптивной аппроксимацией контактной границы. Алгоритм базируется на подходе предложенном А.С. Долгалем к моделированию геометрии геологических объектов на основе быстрого вейвлет-преобразования с ортогональными функциями Хаара [1].

Одна из основных концепций моделирования геологического пространства заключается в представлении объема V , содержащего источники поля (носителя масс), в виде совокупности конечных элементов – парциальных объемов v_i простой геометрической формы.

Упаковка $V^* = \sum_{i=1}^N v_i$ построена из не имеющих общих внутренних точек односвязных носителей v_i таким образом, что справедливо неравенство $\|V - V^*\|_C \leq \delta_v$ или $\|V - V^*\|_E \leq \delta_v$, где δ_v - требуемая точность описания геометрии пространства.

При использовании цифровых моделей в виде матриц геометрических параметров (абсолютных отметок или глубин залегания контактных границ) наиболее рациональным элементарным носителем масс является прямоугольная призма. Кусочно-призматическая аппроксимация создает плотную и однородную упаковку, способную детально описать особенности морфологии геологических границ. Гравитационный эффект призмы определяется известным аналитическим выражением, что позволяет находить решение прямой задачи гравиразведки, задавая закон распределения плотности в модели, и принимая ее постоянной в каждой элементарной призме.

Недостатком данного способа является большая вычислительная сложность, проистекающая из весьма громоздкого аналитического описания гравитационного эффекта прямоугольного параллелепипеда. Даже с применением упрощенной формулы Ремпеля процесс вычисления модельного поля от конструкции, содержащей порядка 10^4 - 10^5 призм, занимает от нескольких минут до нескольких часов. Не говоря уже об итерационных алгоритмах решения обратных задач, требующих многократного решения прямой задачи. При адаптивной аппроксимации согласно работе [1] количество призм сокращается и вычислительные затраты могут быть снижены. Но возникает проблема неравномерности новой упаковки, что может привести к усложнению алгоритма. Эта проблема была преодолена с помощью одной центральной идеи [2]: в силу аддитивного характера гравитационного поля решение можно производить поэтапно при синтезе геологической поверхности, то есть непосредственно на выходе из пространства вейвлет-коэффициентов. На каждом этапе синтеза упаковка призм сохраняется равномерной. Алгоритмическая постановка этого решения задачи излагается ниже.

В состав алгоритма входят следующие основные операции:

1. Применение процедуры БВП с системой вейвлетов Хаара к геологической поверхности, заданной в виде значений глубин или абсолютных отметок на множестве квадратной сети точек. На рисунке 1 приводится пример кратномасштабного анализа дискретной функции, описывающей геологическую поверхность. Заливкой черного цвета показаны коэффициенты в конечных узлах нуль-дерева разложения, в которых хранится вся информация о морфологии, и которые непосредственно участвуют в синтезе границы.

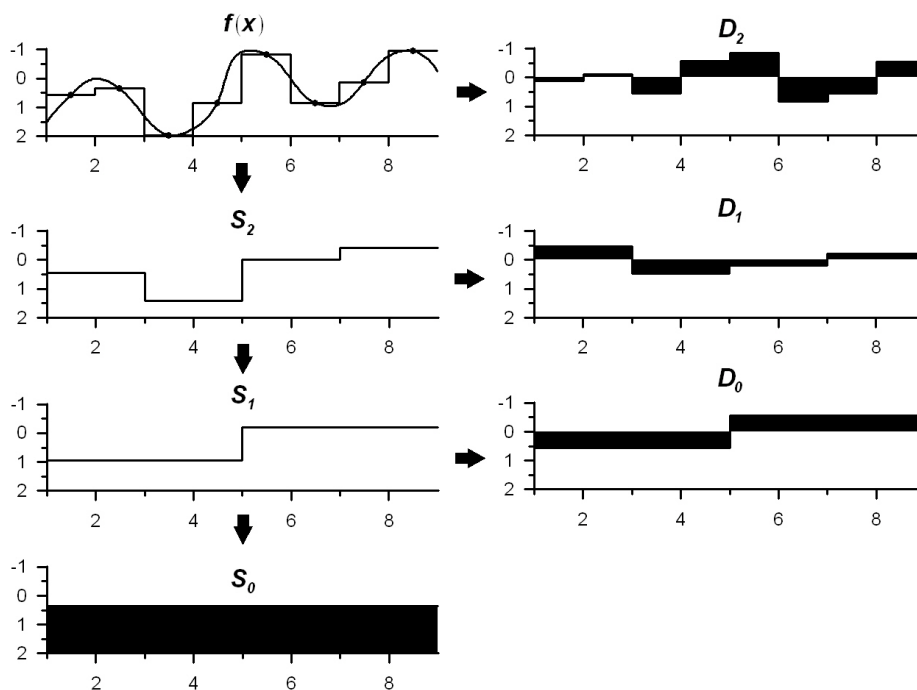


Рис.1. Пример разложения дискретной функции в вейвлет-ряд Хаара

2. «Мягкое отбрасывание» незначительных по амплитуде коэффициентов вейвлет-ряда $d_{i,j}^k \leq \delta_{порог}$. Термин «мягкое отбрасывание» означает, что величина порогового значения $\delta_{порог}$ определяется для отдельной ячейки каждого уровня разложения исходя из полной величины погрешности аппроксимации δ_v с прослеживанием по всем «предкам» и «потомкам» структуры дерева. Альтернативой является «жесткое отбрасывание» при фиксированном значении $\delta_{порог}$ независимо от масштаба разложения, в случае которого оценка полной погрешности аппроксимации выполняется апостериори.
3. Выполнение синтеза поверхности с одновременным решением прямой задачи на каждом уровне восстановления.

В двумерной постановке произошел отказ от процедуры БВП и переход к построению классического ниспадающего квадродерева [3]. Это обусловлено большей гибкостью последнего перед БВП в отношении выбора скейлинга (скейлинг – среднее значение функции в ячейке дерева, создающее грубый образ объекта). В БВП скейлинг функция имеет фиксированный вид ступеньки единичной высоты. В классическом квадродереве в качестве скейлинга может выступать любое среднее из значений в ячейке (среднее арифметическое, медианное и т.д.), что в ряде случаев более удобно.

Анализ возможных распределений значений в отдельной ячейке квадродерева показал, что корректный выбор среднего значения позволяет сократить количество аппроксимирующих призм в модели на несколько процентов от их общего числа. Кроме того, в методе квадродерева, в отличие от БВП, отсутствуют операции нормирования и денормирования коэффициентов преобразования, излишние при решении прямой задачи.

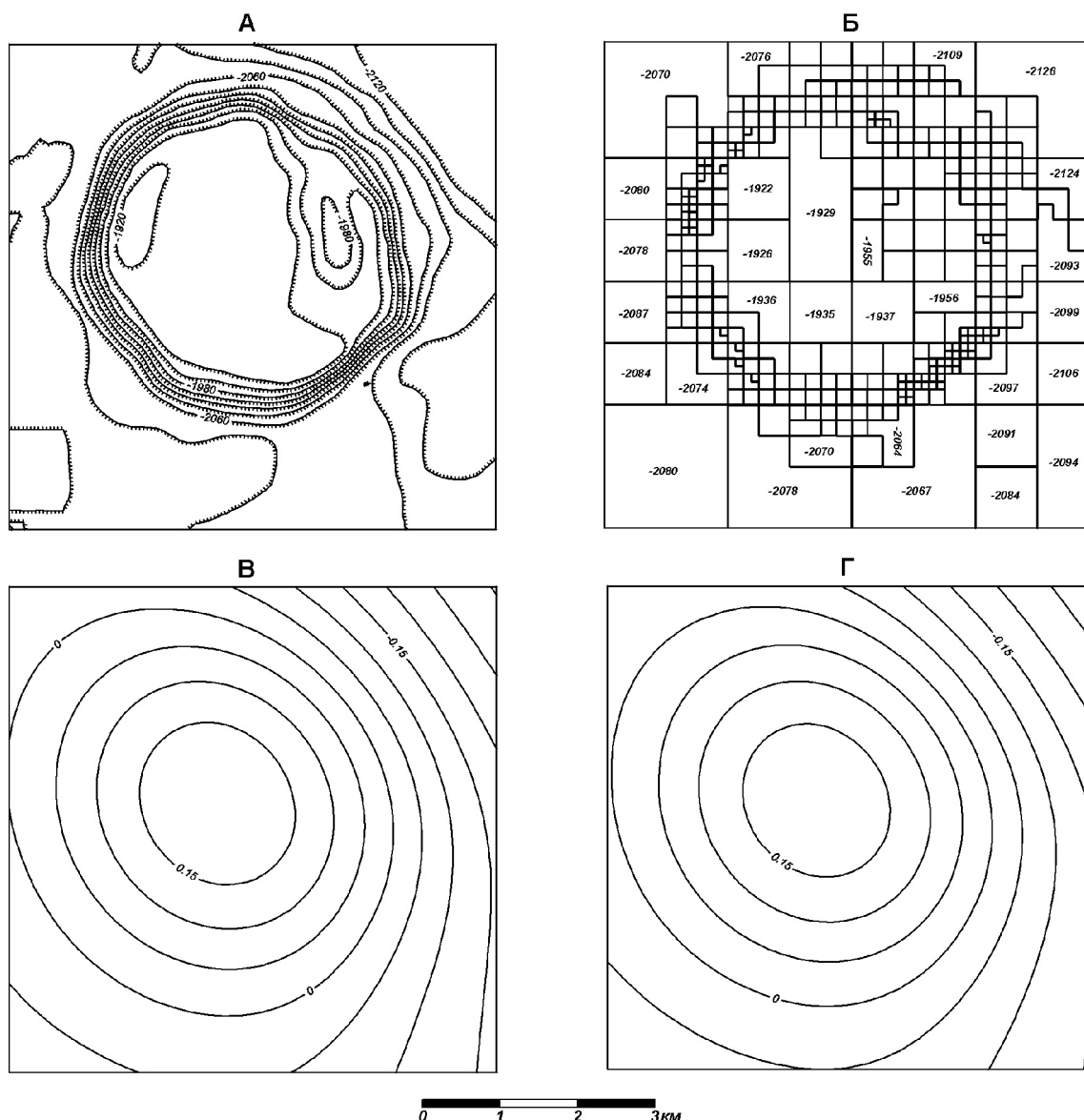


Рис.2. Практический пример использования алгоритма

А – изогипсы кровли нефтеперспективной структуры; Б – адаптивная призматическая модель, синтезированная с применением алгоритма (цифрами указаны глубины верхних кромок наибольших по величине оснований призм); В – модельное гравитационное поле от контактной поверхности, вычисленное с использованием равномерной призматической упаковки; Г – гравитационное поле, вычисленное с использованием адаптивной модели.

Рассмотрим работу алгоритма на практическом примере (рис.2). В качестве контактной границы использовалась поверхность кровли одной из крупных нефтеперспективных структур осадочного чехла по данным сейсморазведки. Исходная цифровая модель границы задана в виде матрицы размером 64 строки на 64 столбца и содержала 4096 призм. Амплитуда поверхности более 200 метров при средней глубине залегания около 2 км. Значение аномальной плотности в $0,2 \text{ г/см}^3$ при решении прямой задачи выбрано исходя из разницы плотностей терригенных и карбонатных пород на данной территории. Решение на основе генерализованной модели сравнивалось по совокупности статистических параметров со стандартным решением от равномерной упаковки призм (табл.1).

Характеристики работы алгоритмов: стандартное решение и новая технология

Параметры на входе и выходе алгоритма	Стандартная модель	Генерализованная модель
Диапазон глубин поверхности в метрах	$(-2140) \div (-1910)$	$(-2135) \div (-1915)$
Количество призм в модели	4096	360
Процент сжатия $P = \frac{\text{кол} - \text{во отброшенных}}{\text{общее кол} - \text{во}} * 100\%$	0	91,2
Аномальная плотность на границе г/см ³	0,2	0,2
Точность восстановления геологической поверхности (минимум и максимум отклонения) в метрах	0	± 20
Диапазон значений поля в мГал	$(-0,30) \div 0,19$	$(-0,28) \div 0,18$
Точность восстановления поля (минимум и максимум отклонения) в мГал	0	$(-0,02) \div 0,01$

Для получения решения в диапазоне погрешности $(-0,02) \div 0,01$ мГал при исходных пределах значений поля $(-0,19) \div 0,30$ мГал (с потерями не более 6% от полной амплитуды поля) достаточно упаковки из 360 призм вместо 4096. Коэффициент сжатия модели при этом составляет более 91% при точности восстановления границы ± 20 метров.

Предложенный алгоритм успешно апробирован на серии модельных и практических примеров при решении прямых задач гравиразведки структурного типа, и наглядно продемонстрировал эффективность в плане снижения вычислительных затрат. Целесообразность применения алгоритма при решении задач рудного типа с моделированием изолированных объектов определяется размерностью множества точек, описывающих их геометрию. Ограничений на работу метода в такой постановке нет – для его применения достаточно выполнить условную процедуру разделения ограниченного объема на две подобласти – верхнюю и нижнюю. Отдельный интерес представляет включение метода в итерационные алгоритмы решения обратных задач. Варианты технологий в такой постановке в данный момент разрабатываются авторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгаль А.С. Использование быстрого вейвлет-преобразования при решении прямой задачи гравиразведки. / А.С.Долгаль // Доклады Российской академии наук. – 2004. – Т. 399, № 8 – С.1177-1179.
2. Пугин А.В. Компьютерные технологии интерпретации геопотенциальных полей на основе аналитических аппроксимаций и вейвлет-анализа: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10: защищена 25.05.07 / Пугин Алексей Витальевич. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2007. – 25 с.
3. Уэлстид С.Т. Фракталы и вейвлеты для сжатия изображений в действии: учеб. пособие. / С.Т.Уэлстид. - М.: Триумф, 2003. – 320 с.

УДК 550.341.5

Парадоксы прогноза параметров тектонических событий (на примере вариаций эксхалляции радона)

*В.А. Пьянков, тел. (факс) 287-88-72, v_pyankov@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

Поиски связи между аномальными вариациями физических полей и сейсмической активностью основаны на предположении о том, что протекающие в земной коре тектонические процессы могут изменять структурное состояние массива горных пород и трансформиро-

ваться в физическое поле. Изменения физических параметров блоков земной коры, связанные с процессами структуризации горных пород на всех иерархических уровнях, могут вызывать локальное искажение нормальной картины поля геофизических вариаций, возникающих на поверхности Земли. Для вариаций геофизических полей, сопровождающих или предвещающих то или иное тектоническое событие, характерна определенная пространственно-временная структура, по которой пытаются определить параметры предполагаемого землетрясения. Причем, по установившейся традиции считается, что чем масштабнее пространственно-временная картина физического поля, тем выше магнитуда ожидаемого землетрясения. А сам временной отрезок между началом регистрации физического поля и моментом землетрясения определяется как время предвестника тектонического события. Кроме того, в отличие от статических геофизических полей, в динамических полях практически не учитывается влияние нормального поля геофизических вариаций. Чаще всего этого вызвано непониманием самого механизма возникновения исследуемых вариаций. Из-за этой же причины остается непонятным процесс повторяемости тектонических событий. По нашему мнению, физическая мезомеханика вносит некоторую упорядоченность в понимание тектонических процессов. В физической мезомеханике развивается релаксационный многоуровневый подход. Согласно [1] пластическая деформация и разрушение нагруженных твердых тел связаны с потерей их сдвиговой устойчивости на различных структурно-масштабных уровнях. Пластические сдвиги развиваются как локальное структурное превращение в деформируемом материале в зонах сдвиговых напряжений различного масштаба. Методология многоуровневого подхода предполагает единую природу всех типов деформационных дефектов, которые должны описываться в рамках термодинамики сильнонеравновесных состояний. При достаточных степенях деформации, когда плотность дефектов кристаллического строения резко возрастает и сдвиговая устойчивость нагруженного материала значительно снижается, развиваются механизмы деформации мезомасштабного уровня: некристаллографическое распространение мезополос локализованного пластического течения, повороты зерен горных пород и структурных элементов (доменов) как целого, макрофрагментация материала, эффекты его экструзии. Таким образом, пластическая деформация нагруженного твердого тела связана с локальной потерей его сдвиговой устойчивости и по своей природе является релаксационным процессом. А разрушение материала классифицируется как ротационная мода деформации и развивается путем генерации макроконцентратора напряжения трещины, когда потоки микро-и мезодефектов не обеспечивают необходимую скорость релаксационных процессов, чтобы предотвратить формирование макроконцентраторов напряжений (Панин, Дерюгин, 1999). Следовательно, пластическая деформация является начальным этапом, за которым при определенных условиях может следовать разрушение объема горных пород, что макроскопически проявляется в виде землетрясения. Деформации подвергается не весь объект, а деформация локализуется в полосы, посредством которых происходит диссипация энергии напряжений. Резюмируем следующее. Под ротационной модой деформации понимается то, что в теле происходит «сдвиг+поворот». А также, что все процессы структурных изменений твердого тела представляют собой способ сохранения целостности объекта путем диссипации энергии деформаций. Из выше перечисленного следует, что магнитуда ожидаемого события находится в обратной зависимости от продолжительности и амплитуды предвещающих его вариаций геофизического поля. Площадь, околтуренная кривой вариаций и осью координат t , как правило, пропорциональна количеству диссипировавшей энергии тектонических напряжений. В уточнении «как правило» заключен следующий смысл. Поскольку в наблюдаемых вариациях содержится как аномальное, так и нормальное поле в разных пропорциях, то указанная зависимость не является строго функциональной. Из анализа наблюдений за землетрясениями известна следующая закономерность. За достаточно сильным тектоническим событием через довольно небольшой промежуток времени следует одно, а за ним и другое землетрясение примерно такого же энергетического класса. Из мезомеханики известно, что и развитие землетрясений происходит по схеме «сдвиг+поворот». Если рассмотреть, например, треугольный в сечении блок земной коры, развивающийся по указанной

схеме, то его поворот как целого возможен только при поочередной активизации сдвиговых деформаций на каждой из его сторон. Одновременная активизация невозможна. Таким образом, для осуществления процесса «сдвиг+поворот» необходима серия тектонических событий, разделенных по времени.

Далее на примере анализа пространственно-временной картины вариаций эксхалиции радона рассмотрим возможность определения времени и места тектонического события. Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров развития аномальной зоны земной коры, свойства которой и формируют условия протекания тектонического события. Таким образом, нам необходимо проинтерпретировать наблюдаемые данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с его разделения на нормальную и аномальную составляющие. В нашей работе проведены исследования вариаций поля эксхалиции радона из массива горных пород, полученные Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 год [2]. В этот период времени произошло 17 сейсмических событий с магнитудой около 5. Для анализа выбраны данные эксхалиции радона, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов. Для выделения тектонического сигнала в поле вариаций эксхалиции радона применен аппарат факторного анализа, использование которого позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать за ее локальными искажениями во времени. В факторном анализе предполагается, что наблюдаемые переменные (в нашем случае это ряды данных на скважинах непрерывной регистрации концентрации радона) являются линейной комбинацией некоторых латентных переменных, число которых, как правило, существенно меньше числа исследуемых переменных.

Факторный анализ представляет собой набор моделей и методов, предназначенных для сжатия информации, содержащейся в исходной матрице, из которой формируется матрица коэффициентов корреляции r_{ij} . Пирсон предложил эвристический метод сжатия большого массива информации с одновременным выделением максимальной дисперсии, а позднее Хотеллинг развил эту идею, создав метод главных компонент [3].

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \dots + a_{jn}F_n \quad (1),$$

где каждый из наблюдаемых параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) F_1, F_2, \dots, F_n .

Поскольку элементами, используемыми в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы Z на транспонированную Z' равно произведению корреляционной матрицы R на скаляр N :

$$ZZ' = NR \quad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы Z , то ранг матрицы $R = ZZ'$ равен также m . Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюдаемых данных. В работе [3], сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если Z есть $n \times N$ – матрица ранга m с действительными элементами, то $ZZ' = R$ является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m .

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы Z , может быть установлено и с помощью матрицы R . А n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m – ранг корреляционной матрицы параметров. Набор из n параметров можно анализировать в терминах общих факторов (тогда на главной

диагонали матрицы R стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, R есть матрица Грама, а факторное решение

$$z = A f \quad (3)$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь A есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$f = A^{-1} z \quad (4)$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оценками».

Таким образом, если мы проводим разделение вариаций радона методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение.

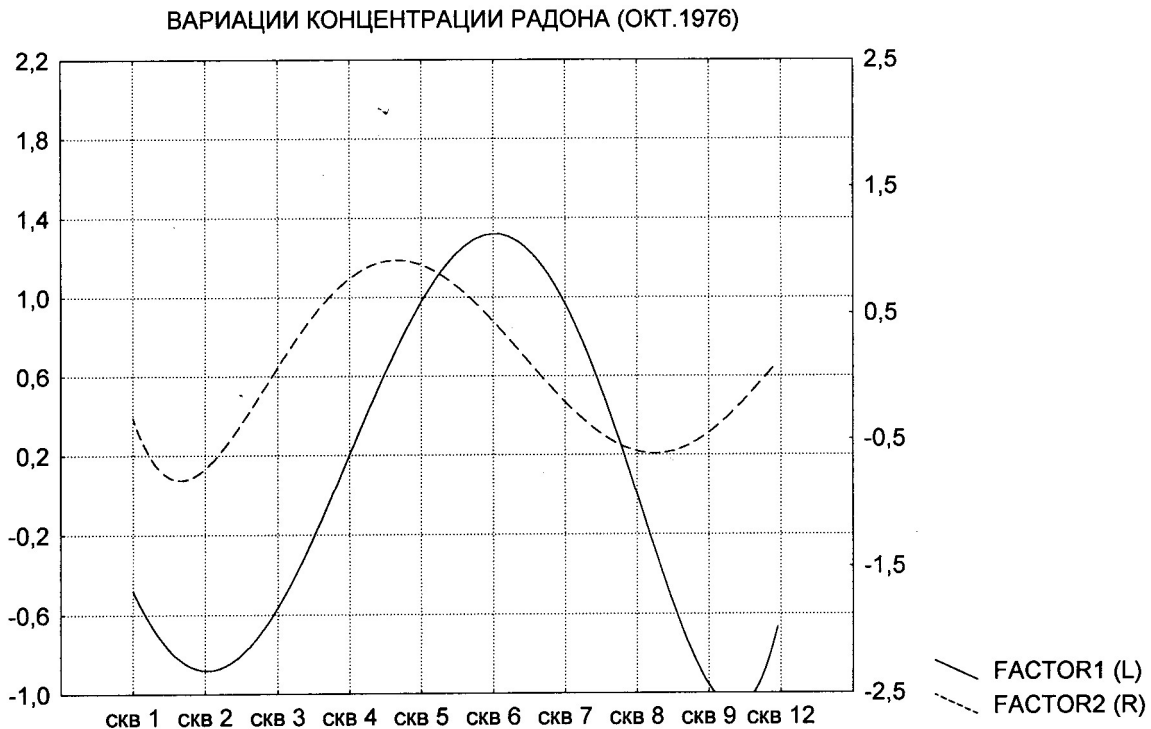


Рис. 1

Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на начальной стадии развития тектонического события

В режиме «реального времени» проанализированы отрезки рядов наблюдений на скважинах с 1 по 12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас. При анализе использован скользящий интервал. Для каждого интервала времени определялось количество латентных факторов. Проведенный анализ позволяет предположить следующий сценарий развития системы наблюдаемых переменных. В тектонически спокойные периоды ряды на станциях непрерывного наблюдения отражают только вариации нормального поля эксхалляции радона. Отрезки рядов за эти периоды — однофакторные. Затем, в период подготовки тектонического события, начинает работать механизм, ответственный за перераспределение концентрации радона в объеме горной породы. Начиная с этого момента времени, отрезки рядов наблюдений становятся двухфакторными. Причем, вначале фактор, ответственный за нормальное поле, преобладает (рис. 1). Далее усиливается роль второго (аномального) фактора (рис. 2). После тектонического события система вновь становится однофакторной. Так, например, с октября по декабрь 1976 года при исследовании 10 переменных об-

наружено, что система из однофакторной становится двухфакторной за 8 недель до землетрясения с $M = 5$. Причем, зона экстремума второго фактора пространственно совпадает с эпицентральной зоной землетрясения с точностью ± 5 км, что соответствует пространственной дискретности наблюдений. Всего из 17 землетрясений прогноз осуществлен для 14. Отмечено, что время предвестника прогрессивно уменьшается с 8 недель для событий 1976 года до 1 недели в 1980 году. Кроме того, факторы становятся менее контрастно связанными с эпицентром прогнозируемого землетрясения. Наиболее ярким является пример прогноза землетрясения с $M > 5$, произошедшего между двумя пересекающимися профилями наблюдений. Так, предвестниковый сигнал, наблюдающийся в аномальном втором факторе, проявляется на этих двух профилях, что позволяет произвести засечку места будущего тектонического события (рис. 3).

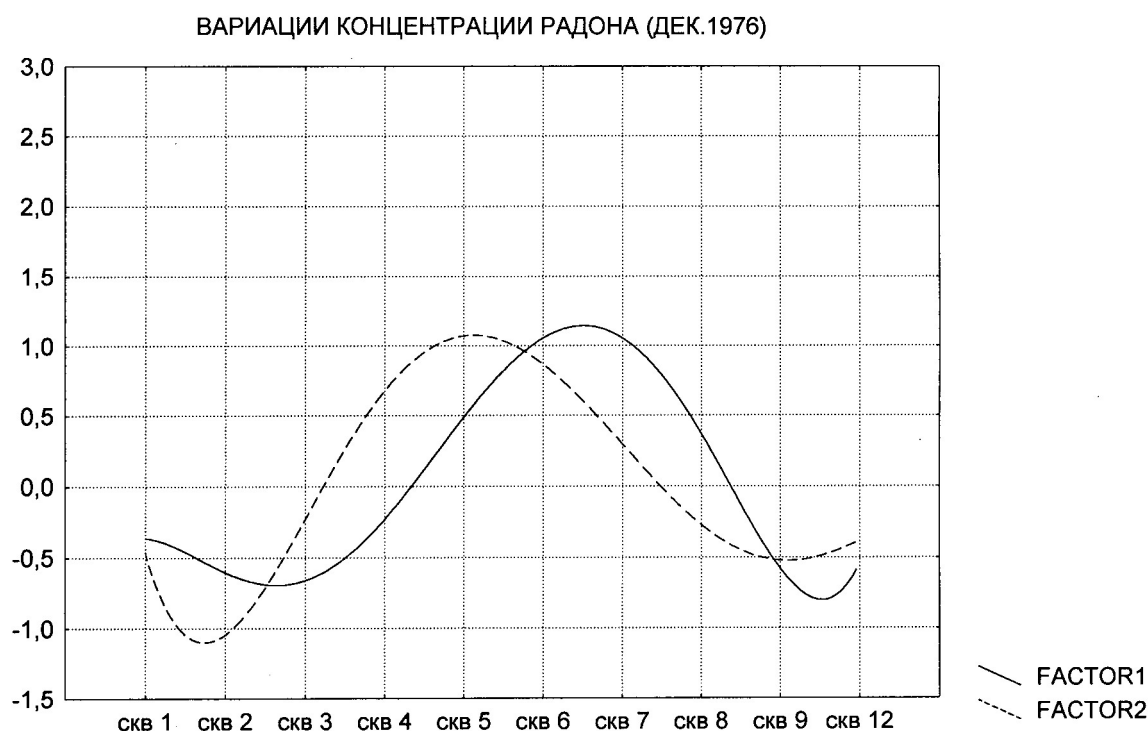


Рис.2

Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на конечной стадии развития тектонического события

Таким образом, в результате исследования пространственно-временной картины эксхалляции радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас удалось в режиме «реального» времени получить достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемых землетрясений. Анализ как суммарного, так и аномального значений концентрации радона подтверждает первоначальные выводы о том, что ни амплитуда, ни длительность «предвестника» не позволяют судить о магнитуде ожидаемого события. Выделенный аномальный сигнал позволяет надеяться, что в результате дальнейших исследований удастся оценить параметры аномальной зоны земной коры в результате этого получить параметры прогнозируемого события.

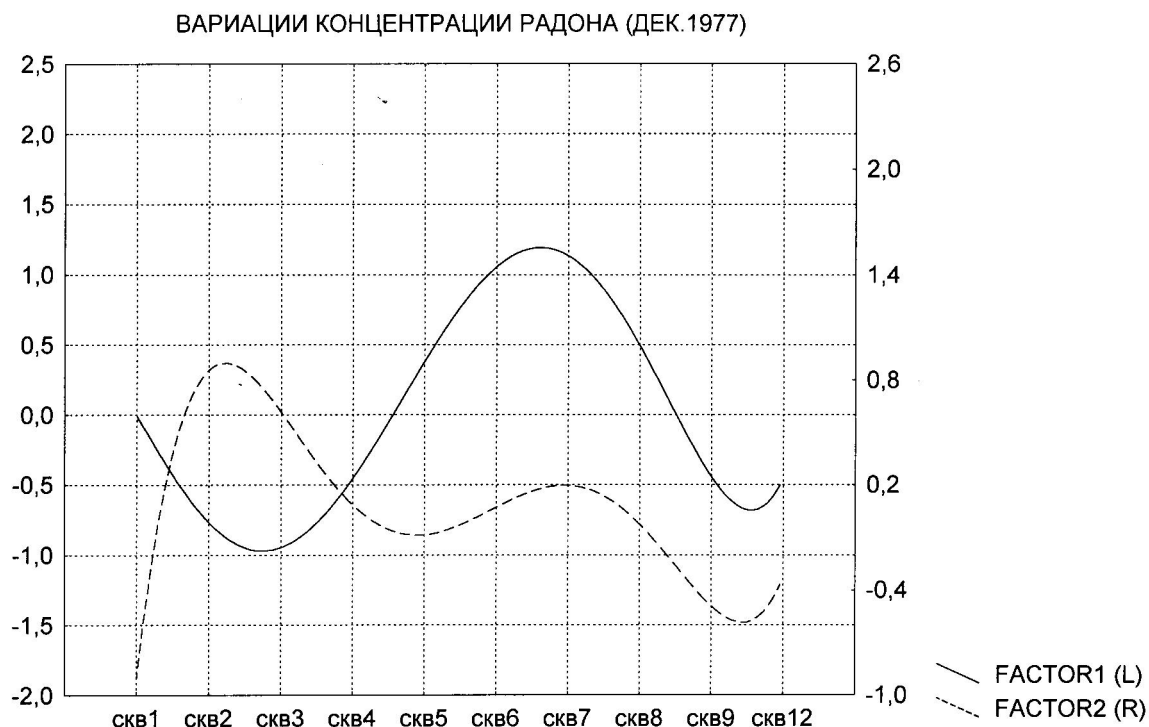


Рис. 3

Прогноз землетрясения с предполагаемым эпицентром между скв.2 и скв.7

ЛИТЕРАТУРА

1. Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформируемом твердом теле. Доклады РАН. 1996. Т.350. №1. С. 35-38.
2. King Chi-Yu. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquakes. J. Geoph. Res., 1980, v.85, No.6, pp. 3065-3078.
3. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 350 с.

УДК 551.214 (265)

Применение томографической интерпретации геомагнитного поля для изучения гайотов Магеллановых гор Тихого океана

¹В.А. Рашидов, ²А.С. Долгаль, ²П.Н. Новикова
(41522)-584-02, (41522) 5-47-23, rashidva@kscnet.ru
(342) 216-10-08, (342) 216-75-02, dolgal@mi-perm.ru

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

²Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

Томографическая интерпретация – новое, интенсивно развивающееся в последние годы направление анализа геопотенциальных полей, связанное с попытками получения послойного распределения физических свойств горных пород при минимуме априорной информации о возмущающих объектах [1]. Необходимость построения трехмерных распределений плотности и намагниченности, приближенно характеризующих геологическое строение изучаемого объема среды, диктуется практикой геофизических работ, так как решения обратных задач в 2D или 2.5D постановке не всегда позволяют получить удовлетворитель-

ные результаты. Несмотря на теоретические ограничения, связанные с неоднозначностью решения обратной задачи магнитометрии, а также с неопределенностью взаимосвязи трансформант поля и глубин исследования (в общем случае), методы томографической интерпретации позволяют успешно проводить решение разнообразных геологических задач в различных физико-геологических условиях.

Выделяют два основных подхода к томографической интерпретации: аппроксимационный и фильтрационный [1]. Фильтрационный подход реализуется, в частности, в компьютерной технологии VECTOR, разработанной в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого [13]. Выделение «разноглубинных» компонент из наблюдаемого поля осуществляется векторным преобразованием горизонтальных градиентов в скользящих окнах различных размеров.

Несколько другой метод позднее был предложен П.С. Мартышко с соавторами [11]: для выделения источников поля, локализованных между заданными глубинами, используется пересчет гравитационного поля Δg в верхнее полупространство на различные уровни h . Аномальный эффект горизонтального слоя горных пород, расположенного между глубинами h_1 и h_2 ($h_2 > h_1$), отождествляется с разностью пересчитанных вверх и затем восстановленных на поверхности наблюдений полей $\Delta g_{h_1} - \Delta g_{h_2}$. При пересчете полей вниз используется метод регуляризации М.М. Лаврентьева, а влияние боковых источников приближенно определяется, как результат решения задачи Дирихле [11].

Представленный в данной работе «дифференциальный» метод фильтрационной томографической интерпретации базируется на идеях построения «разностных трансформант» для горизонтального слоя (В.М. Новоселицкий) и использования для их вычисления пересчета поля на вышележащие уровни (П.С. Мартышко и др.). Как очевидно, в случае наличия низкочастотной (фоновой) составляющей более контрастную локализацию физических неоднородностей позволяет получить сочетание пересчета потенциального поля в верхнее полупространство с вычислением вертикальной производной $\partial U / \partial z$ [7]. Таким образом, осуществляется полосовая фильтрация поля, при этом сохраняется линейный характер взаимосвязи между его «разностными» компонентами $(\partial U / \partial z)_{h_1} - (\partial U / \partial z)_{h_2}$ и петрофизическими параметрами разреза. Следует также отметить, что хотя характер взаимосвязи параметров h_1 и h_2 с реальными глубинами залегания для совокупности возмущающих объектов весьма сложный, 3D-диаграммы вертикальных производных поля $\partial U / \partial z$, объединяющие аномальные эффекты отдельных слоев, позволяют получить принципиально новую информацию о строении изучаемого объема геологической среды.

Нами была впервые предпринята попытка использовать «дифференциальную» томографическую интерпретацию геомагнитного поля для выделения подводных магматических каналов в вулканических постройках при интерпретации материалов гидромагнитной съемки гайотов Магеллановых гор Вулканолог и Коцебу.

Магеллановы горы являются одним из наиболее интересных районов проявления мелового вулканизма в Тихом океане и представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном, гайотов, в средней части Восточно-Марианской котловины, простирающуюся на 1100 км от Марианского желоба к северо-востоку, востоку, а затем и к юго-западу, в направлении восточного окончания Каролинского вала (рис. 1). Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~ 5500 – 6000 м на высоту до 4500 – 4800 м и достигают глубинных отметок 1300 – 1200 м.

Гайоты Вулканолог и Коцебу были исследованы во время проведения 13 рейса НИС «Вулканолог» [14-18] в 1986 г.

Позднее эти гайоты были изучены в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» [5, 8-10] и при проведении исследований на судах Мингео СССР [2-4, 12].

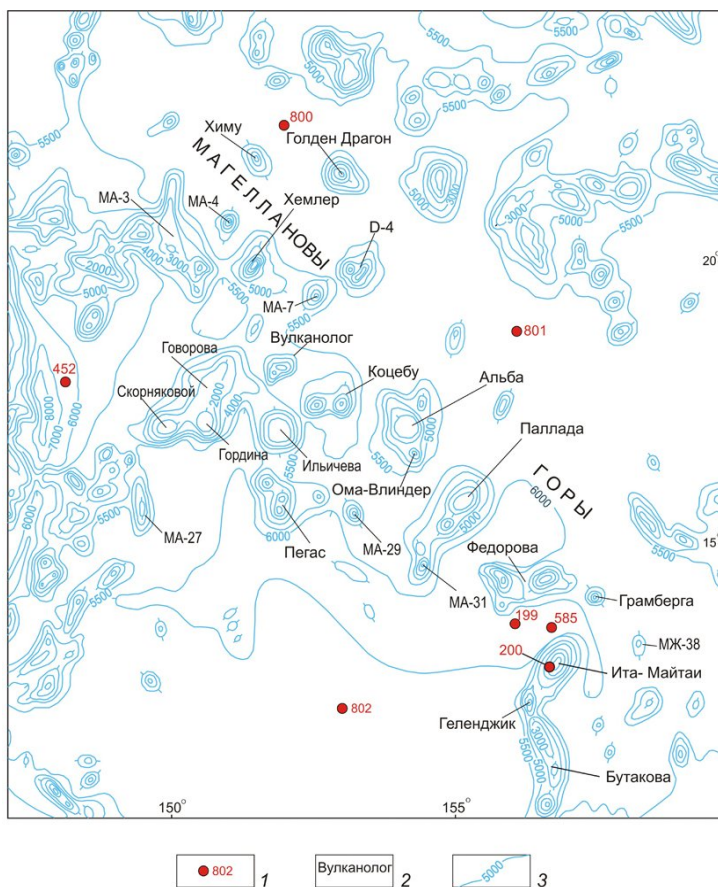


Рис. 1. Гайоты Магеллановых гор. 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – название гайотов; 3- изобаты

Гайот Вулканолог [14-18] состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 18 км друг от друга и имеющих общее основание овальной формы (рис. 1). Диаметр гайота по изобате 5000 м около 50 км. Плоские вершины расположены на глубинах 1200 м и 1380 м. Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 2000 м и имеет субширотное простирание. Склоны гайота сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях перекрыты плотными рифогенными известняками. Они осложнены большим количеством мелких возвышенностей - вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до нескольких сотен

метров. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек и линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения.

Гайот Коцебу [14-18] состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 40 км друг от друга (рис. 1). Размер гайота по изобате 4000 м - 80×35 км. Вершины расположены на глубинах 1360 м и 1180 м. Плоские вершины построек имеют треугольную форму и размеры в поперечнике – 14-19 км. Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 3500 м и имеет субмеридиональное простирание. Склоны гайота расчленены процессами подводной эрозии и осложнены большим количеством мелких возвышенностей, вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до первых сотен метров. Они сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях перекрыты плотными рифогенными известняками. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек и линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения. В гравитационном поле в редукции свободного воздуха западной постройке гайота Коцебу соответствует положительная аномалия [8].

При драгировании, выполненном в 13 рейсе НИС «Вулканолог», с вершин гайотов Вулканолог и Коцебу были подняты обломки рифогенных известняков и облегающих их мощных, до 12-15 см черных Fe-Mn корок. Доминирующая роль Fe-Mn корок в поднятом драгами материале создает впечатление полного обрастания и заглаживания ими вершин обоих гайотов [15, 16, 18].

Магнитные аномалии ΔT_a , зафиксированные над гайотами, имеют обратную полярность [15]. Гайоты расположены в области развития отрицательного магнитного поля, и только на их северном и южном склонах отмечены положительные значения. Интенсивность отрицательных аномалий над вершинами гайота Вулканолог достигает 1000–1200 нТл, а над вершинами гайота Коцебу - 400–600 нТл. Столь интенсивные аномалии магнитного поля могут быть вызваны лишь вулканическими породами, слагающими ядро гайота, а рифогенные известняки и Fe-Mn корки существенного влияния на структуру магнитного поля не оказывают.

Возраст формирования гайотов, определенный по результатам магнитного моделирования, приходится на границу обратной полярности баррем-готтерив и составляет 123-127 млн. лет [2-4].

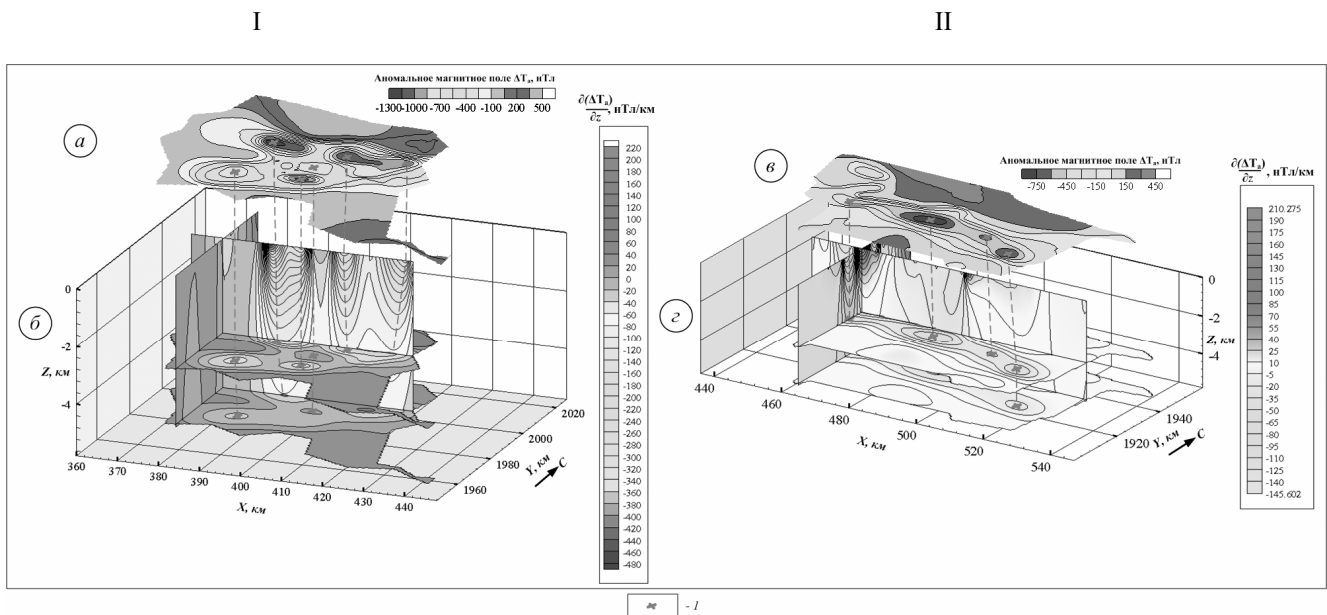


Рис. 2. Карты изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а, в) и ортогональные сечения 3D-диаграмм квазинамагничности горных пород (б, г) гайотов Вулканолог (I) и Коцебу (II). I – эпицентры магнитных аномалий.

В результате применения томографической интерпретации, полученные цифровые модели геомагнитного поля ΔT_a были преобразованы в трехмерные диаграммы $\partial(\Delta T_a)/\partial z$ (рис. 2), характеризующие пространственное распределение эффективной намагниченности горных пород - «квазинамагниченность» [6]. При этом на вертикальной оси координат указаны значения параметра эффективной глубины Z центра для каждого отдельного горизонтального пласта.

Построенные модели отражают на качественном уровне основные особенности внутреннего строения исследуемых гайотов - многожерловых вулканических аппаратов центрального типа. Отчетливо выделяются и прослеживаются на глубину подводящие каналы, по которым происходили излияния лавы.

Дополнительными возможностями использованного метода интерпретации является принципиальная возможность его применения в низких геомагнитных широтах, при преобладающей роли индуктивной намагниченности горных пород: $J_i > J_n$. С учетом направления нормального геомагнитного поля исследуемой территории T_0 можно выполнить преобразование модуля напряженности наблюдаемого поля в модуль его вертикальной составляющей [7]: $\Delta T_a \rightarrow \Delta Z_a$ (т.е. «привести поле к полюсу»), а затем вычислить «послойные» вертикальные производные для компоненты ΔZ_a . Результативная 3D-диаграмма $\partial(\Delta Z_a)/\partial z$ будет адекватно отображать пространственное распределение петромагнитных неоднородностей изучаемого объема геологической среды.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-3-А-08-427).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабаянц П.С.* Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D»// Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского.- М: ОИФЗ РАН, 2004.- С. 11.

2. *Брусиловский Ю.В.* Время формирования Магеллановых подводных гор (Тихий океан) по данным геомагнитного изучения / Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Соколов Б.А. // ДАН. 1992.- Т. 322.- № 1.- С. 61-63.
3. *Брусиловский Ю.В.* Вулкано тектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения / Брусиловский Ю.В., Городницкий А. М., Соколов Б.А. // Геотектоника. 1992.- № 5.- С. 96-106.
4. *Брусиловский Ю.В.* Магнитное моделирование подводных гор из группы Магеллановых гор (Тихий океан) / Брусиловский Ю.В., Соколов Б.А.// Океанология. 1992.- Т. 32.- № 4.- С. 730-734.
5. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. д. г.-м. н. И. Н. Говоров и д. г.-м. н. Г. Н. Батурин.- М.: Наука, 1995.- 368 с.
6. *Бычков С.Г.* Гравитационное и магнитное поля Попигайской астроблемы / Бычков С.Г., Долгаль А.С., Кирплюк П.В. и др. // Глубинное строение. Геодинамика. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геопотенциальных полей. Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы.- Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2005.- С. 109-111.
7. *Долгаль А.С.* Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан: ООО «Фирма «Март», 2002. - 188 с.
8. *Жигулев В.В.* Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана / Жигулев В.В., Пущин И.К., Старшинова Е.А. и др. // Препринт. Южно-Сахалинск, 1988.- 46 с.
9. *Кулаков А.П.* Новые данные о морфоструктуре Юго-запада Тихого океана (результаты морфоструктурных исследований в 10-ом рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов») / Кулаков А.П., Ермошин В.В., Ищенко А.А., Никонова Р.И. // Препринт. Владивосток, 1987.- 58 с.
10. *Ломтев В.Л.* К строению и истории Магеллановых гайотов (ЮЗ Пацифика) / Ломтев В.Л., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др. // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. - Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. - С. 190-193.
11. *Мартышко П.С.* О разделении источников гравитационного поля по глубине / Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН».- № 1(20)'2002.- www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin
12. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. - 231 с.
13. *Новоселицкий В.М.* Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий / Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. // Геофизика и математика. - М.: ОИФЗ РАН, 1999. - С.104-107.
14. *Рашидов В.А.* Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006.- № 2. -С. 13-20.
15. *Рашидов В.А.* Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана / Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. -№ 1.- С. 103 - 126.
16. *Рашидов В.А.* Особенности строения и рудоносность гайотов Вулканолог и ТИГ Магеллановых гор Тихого океана / Рашидов В.А., Селянгин О.Б. // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы юбилейной сессии Камчатского научного центра ДВО РАН, посвященной 40-летию Института вулканологии. Петропавловск-Камчатский. Из-во КГПУ, 2003.- С. 29-30.
17. *Шкира В.А.* О строении и происхождении гайотов подводных гор Магеллана, Тихий океан // Вулканогеологические исследования на Камчатке. Тез. докл. конференции молодых ученых-вулканологов. Петропавловск-Камчатский. 1990.- С. 61-65.

18. *Rashidov V.A.* Structure and ore-bearing capacity of guyots Volckanolog and TIG (Magellan seamounts, Pacific ocean) / *Rashidov V.A., Selyangin O.B.* // Minerals of the ocean integrated strategies-2. International conference 25-30 April, 2004. St. Petersburg. VNIIOkeangeology. Abstract.- P. 67-70.

УДК 551.2.3 ББК 26.324

Разлом как особое тело в земной коре

Ю.Л. Ребецкий, reb@ifz.ru

Институт физики Земли О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Разломы являются одним из важнейших тектонических элементов земной коры. С механической точки зрения *тектонические разломы* земной коры представляют собой участки пониженной прочности геосреды, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов, определяющее уровень девиаторных напряжений, действующих в окружающих массивах горных пород. Крупные разломы, протяженностью в первые километры и более, формирование которых связано с тектоническими смещениями больших объемов горных пород, являются локализованными *механическими сдвигами* или *сбросами*, *сдвигами по простиранью*, *взбросами*, *надвигами* с геологических позиций. Если блоки, на которые разломы разделяют земную кору, являются объектами, где аккумулируется энергия упругих деформаций, то разломы являются участками стока этой энергии в виде тепла на поверхности хрупкого разрыва, работы, пошедшей на создание пластических деформаций (в конечном счете также перешедшей в тепло), кинетической энергии сейсмических волн.

Как правило разлом имеет несколько поверхностей сместителя – *ветвей разрывов*, идущих иногда квазипараллельно, иногда пересекаясь и взаимно поглощаясь и расположенных в относительно узком участке земной коры (рис. 1). Поэтому говорят о *зоне разлома* зоне наибольшей деструкции горных пород, объединяя в единую структуру ветвящиеся поверхности разрывов.

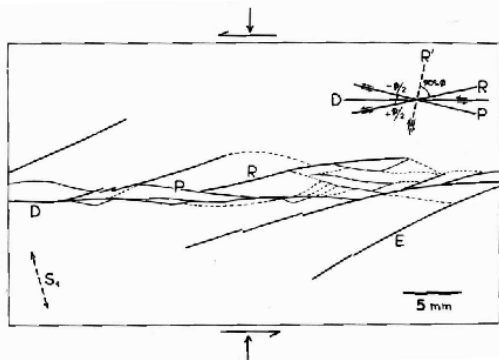


Рис. 1. Схема разрушения поверхности модели горизонтального сдвига на влажной глине с системами R и R'-сколов по результатам экспериментов Ж. Чаленко [1]

Эксперименты по моделированию эволюции формирования регионального разлома [2, 3] показывают, что возникновение в модели *магистральной трещины*, как единого сместителя или совокупности крупных сместителей, перерезающих всю мощность модели в одном из горизонтальных направлений, предваряется появлением множества мелких трещин, а также протяженных трещин теряющих в процессе развития больших пластических деформаций свою активность (R'-сколы при моделировании структур горизонтального сдвига). На поверхности модели мы можем видеть не только механические макросдвиги (взбросы, сдвиги, сбросы – геол.), но и макроотрывы (в природе они часто могут трансформироваться в сбросы), которые в своей совокупности формируют протяженную узко локализованную *область деструкции* модели (геосреды). Эта область имеет свои законы эволюции [4] (рис. 2). Трещины этой области, формирующиеся до начала возникновения фрагментов магистральной трещины, в приложении к природным объектам называют *опережающими разрывами* [5], т.к. они предваряют формирование крупного разрыва сплошности в природе.

Возникновение в области деструкции модели более крупных трещин – фрагментов магистральной трещины, которые на более поздней стадии и сформируют единый сместитель или совокупность крупных сместителей, усложняет ее морфологию. Это связано как с большими деформациями, изменяющими геометрическую форму протяженных трещин и приводящими к смятию в складки систем кулисных трещин, так и из-за возникновения в концевых зонах более крупных трещин и фрагментов магистральных трещин та, где происходит резкое изменение интенсивности и характера поля напряжений [6], мелких *оперяющих трещин*] (рис. 2). Таким образом, даже рассмотрение механического аспекта образования разлома показывает, что участок коры вблизи сдвигового (мех.) разрыва содержит большое число мелких разрывов различного кинематического типа, образовавшихся в различном поле напряжений.

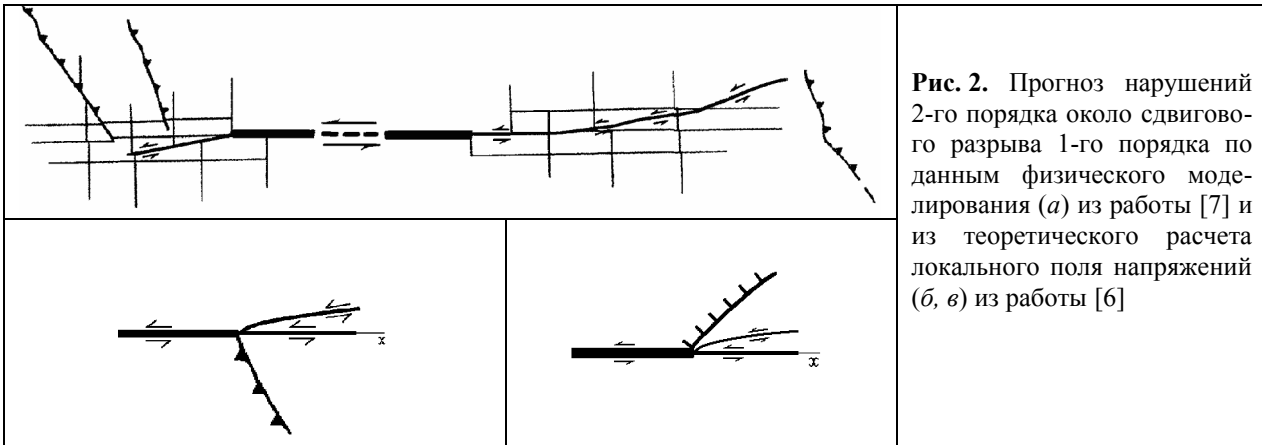


Рис. 2. Прогноз нарушений 2-го порядка около сдвигового разрыва 1-го порядка по данным физического моделирования (а) из работы [7] и из теоретического расчета локального поля напряжений (б, в) из работы [6]

Формирование в земной коре разлома возмущает существующее в ней напряженное состояние [8]. С механических позиций смещение вдоль хрупкой трещины, разрыву приводит сбросу части энергии упругих *деформаций изменения формы* (эти деформации отвечают за девиаторные напряжения), накопленных в геосреде. Поэтому если говорить об уровне *девиаторных напряжений* в масштабе осреднения, превышающем размер возникающего разрыва, то оно будет ниже уровня девиаторных напряжений *фонового напряженного состояния*, существовавшего до появления разрыва сплошности. На локальном уровне, при масштабах осреднения меньшем размеров возникающего разрыва, поле напряжений становится существенно менее однородным чем фоновое, говорят о *возмущенном трещиной (разрывом) напряженном состоянии*. В срединной части разрыва в обоих его бортах (крыльях) происходит уменьшение уровня девиаторных напряжений, а вблизи его концов, наоборот, девиаторные напряжения резко возрастают. Имеет место перераспределение также всестороннего давления. В процессе исследования на моделях закономерности разломообразования земной коры было введено понятие *области динамического влияния разлома* [9, 10], в которую входят участки коры охваченные возмущенным разломом режимом напряженного состояния. Соответственно эта область включает в себя зону деструкции самого разлома (зону разлома) или совокупность таких зон близкорасположенных разломов, объединенных в тектоническую зону.

Долгое время считалось, что такого механического и тектонофизического описания разломообразования в коре будет достаточно для решения задач прогнозного характера (предупреждение сейсмической опасности, горно-тектонические удары), для изучения закономерности эволюции распределения напряжений в земной коре. Однако современное развитие тектонофизических методов изучения природного напряженного состояния, а также данные в смежных научных направлениях показывают, что это не так. В настоящее время установлено, что для земной коры участков сопряжения океанических и континентальных или субконтинентальных плит (субдукционные области) девиаторные напряжения в масштабе осреднения 10-30 км не превосходят 250-350 бар при наиболее представительном (часто встречаемом) уровне этих напряжений 100 бар [11, 12], а для горно-складчатых орогенов внутриплитных областей не превосходят 1000-1200 бар при наиболее представительном

уровне напряжений 300-400 бар [13]. Столь низкий уровень действующих в коре напряжений предопределяет невозможность формирования разрывов соответствующего линейного масштаба в ранее ненарушенных участках кристаллической коры. Конечно же неоднородности меньших линейных размеров способны локализовать деформации и привести к повышению уровня напряжений до *предела локальной прочности* горных пород, соответствующей прочности образцов в первые десятки сантиметров (1500-2500 бар в условиях природного уровня всестороннего давления для глубин 7-10 км).

Становится очевидным, что механические напряжения сами не в состоянии создать условия для локализации деформаций и последующего разрушения в том виде, как это мы моделируем в физических экспериментах. Получается, что для локализации деформаций необходимо первоначально каким либо образом снизить прочность пород коры. В этой связи встают вопросы с одной стороны о процессах и явлениях, ответственных за формирование разломов в реликтовых – первично ненарушенных на мегаскопическом масштабном уровне участках коры, а с другой о явлениях, определяющих прочностные параметры уже существующих разломов. Ответы на эти вопросы можно найти если изучать не только морфологию разрывной структуры зоны разлома, но вещественное преобразования, которые возникают в породах разломной зоны. Для них установлено [14] несоответствие: минеральных масс классификациям осадочных, вулканических, интрузивных или РТ-метаморфических пород; распределения типовых породных масс *тектонитов* стратиграфической упорядоченности «разреза» в регионе; возрастных характеристик формирования тектонитов возрасту региональной стратиграфической шкалы; характера обособления породных тел и типа упорядоченности структуры упорядоченностям *обрамления разлома*. Область подобных вещественных изменений, резко отличающаяся от обрамления разломов, имеет разную мощность для отдельных ветвей разрывов разломной зоны от первых метров до десятков метров. Существующий термин тектониты, связанный с особым состоянием геосреды в зоне реализации механического сдвига, определяет наличие породы деформации, как сопровождающиеся, так и несопровождающиеся перекристаллизацией (милониты, сланцеватые породы).

Таким образом, внутри того участка коры, который мы называем зона разлома или область динамического влияния разлома, существуют: области *реликтового состояния* вещества, где влияние близкого разлома приводит к только изменению напряженного состояния, что отражается в морфологии ранее существовавших и вновь активизирующихся трещин; области относительно повышенной деструкции первичного вещества; участок коры интенсивной деструкции и преобразованного вещественного состава, тяготеющий к осевой зоне разлома. В реальных разломах эти области могут перемежаться между собой формируя специфическое состояние участка коры (рис. 5) и позволяющей осуществлять диссипацию механической энергии сопредельных с ним блоков. Этот участок коры следует именовать *телом разлома*.

Одним из характерных элементов строения разломов является уменьшение размера зерен пород по мере приближения к ядру – центральной части разлома [15, 16]. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов (рис. 3, а), которые являются не результатом механического перетирания а следствием их *рекристаллизации*, происходящей в зонах сдвига в условиях повышенного флюидосодержания. Экспериментально установлено, что по мере приближения к оси сдвига растет скорость рекристаллизации зерен (рис. 3, б), результатом которой и является изменение размера зерен. Подобная неравномерность строения обусловлена разной скоростью рекристаллизации из-за разных условий по флюидонасыщению зоны сдвига. Процесс рекристаллизации обусловлен снижением в присутствии флюида поверхностной энергии, уменьшающим потенциального барьера для образованием новой внутрикристаллической поверхности и препятствующей выходу дислокации на поверхность кристалла [17]. Это явление является одной из форм проявления эффекта Ребиндера – снижение прочности пород в присутствии поверхностно-активных веществ. Процесс рекристаллизации определяет растворение и переосаждение кристаллов, сопровождающийся переходом механической энергии

упругих деформаций в другие формы энергии, что фактически приводит к сохранению новой формы геосреды, появлению остаточных неупругих деформаций. Это явление именуется рекристаллизационной ползучестью.

Отмеченная выше зависимость размера зерен породы от зональности в теле разлома находит свое отражение в динамических характеристиках, сопровождающих деформации пород. Установлено, что уровень дифференциальных напряжений (σ - разница между максимальным и минимальным напряжениями) и размер зерен (d), образующихся при рекристаллизации взаимосвязаны:

$$\sigma = 10^{3.67} d^{-1.01} \quad (1)$$

Минимальный размер зерен в срединной части зоны сдвига определяет снижение напряжений не только там, где существуют зерна этого размера, но и силу выполнения равновесия сил также и во все зоне сдвига, т.е. и там, где размер зерен крупнее. Таким образом, уровень напряжений (1) в зонах сдвига контролируется наименьшим размером зерен, концентрируемых в осевой части.

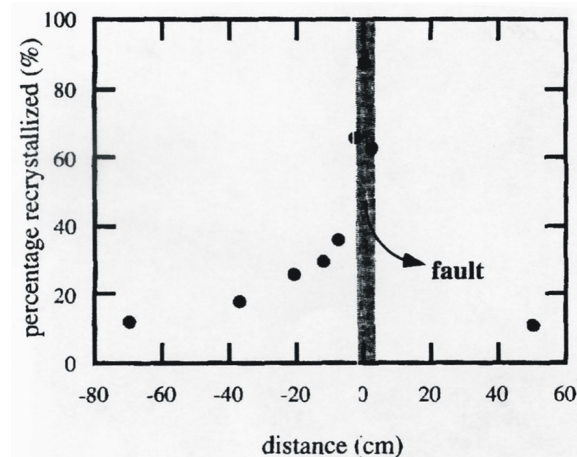
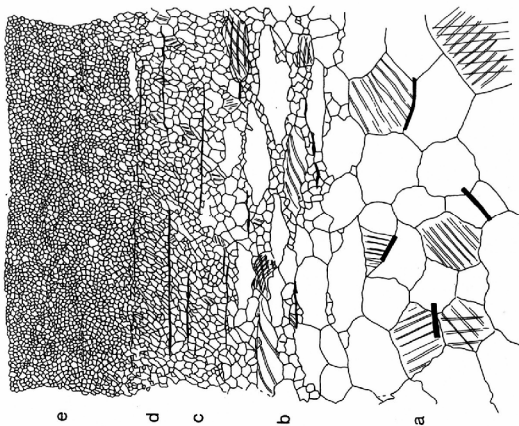


Рис. 3. Зональность милонитов (а) и процент рекристаллизации зерен в зоне сдвига (б) по работе [18]

Отметим, что уменьшение размеров зерен и увеличение числа дефектов кристаллической решетки может также обуславливаться образованием и разрастанием микротрещин сдвига, истиранием зерен и другими механическими процессами. *Диспергация* кристаллических сред (уменьшение размеров зерен и кристаллов без рекристаллизации) возможна, не только путем простого механического воздействия, осуществляемого в разломных зонах, но за счет автохтонного распада кристаллической среды на тонкодисперсные кристаллические и полукристаллические частицы – самопроизвольное диспергирование [19]. Это явление является другой формой проявления эффекта Ребиндера. По сравнению с рекристаллизацией диспергация кристаллов требует больших по величине снижений поверхностной энергии. Определяющую роль в диспергации играет переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному, сопровождающемуся действием поверхностно-активных жидкостей. Следует отметить, что Интеркристаллитное разрушение определяется не только раскрытием внутрикристаллических трещин, выходящих на межзеренные границы, но и формирование трещин внутри зерна, если жидкая фаза достаточно активна [20].

Диспергация, определяющая уменьшение размера зерен также сопровождается медленным снятием энергии упругих деформаций, которая на микроуровне является хрупкой. Поскольку хрупкое разрушение отдельного кристалла и зерна приводит к сбросу энергии малой величины, а сам процесс диспергирования некоторого объема в теле разлома растянут во времени, то, усредняя деформации по пространству и времени, это явление также можно рассматривать как пластическое (ползучее) деформирование. При этом, чем на более мелкие отдельные произошло разделение зерен и кристаллов, тем меньшую механическую жесткость будет иметь данный участок тела разлома, что определяет характер взаимосвязи между размером зерен и уровнем напряжений, подобный уравнению (1). Отличием диспергированного участка тела разлом от рекристаллизационного заключается в значительно большей

связности последнего. Участок диспергированных горных пород будет разрушаться при малейшем прикосновении.

Если ориентироваться на выражение (1), то на участках тела разлома, где уровень преобразования вещества ниже, где крупнее размер зерен породы, действуют девиаторные напряжения большей интенсивности. Состояние этих участков благоприятное для хрупкого разрушения. В результате в теле разлома формируется не совсем обычное состояние, когда области течения имеют меньший уровень напряжений, чем области хрупкого разрушения (в экспериментах на образцах пластическое деформирование требует высокого уровня обжимающих и девиаторных напряжений, хрупкое может происходить при низком уровне обжима и девиаторных напряжениях [21]). Это происходит из-за того, что течение пород обеспечено не истинной пластичностью, а квазипластическим деформированием (рис. 4). Отметим, что такое квазипластическое течение может возникнуть и в теле разлома в участках высокой трещиноватости там, где породы имея крупное зерно разбиты большим числом макротрещин. Этому состоянию отвечает более высокий уровень девиаторных напряжений.



Рис. 4. Распределение на диаграмме Мора различных типов поведения горных пород, возникающих при разных уровнях максимального касательного напряжения и всестороннего давления. Серым цветом на диаграмме Мора выделены предполагаемое положение участков, отвечающих телу разлома там, где имеет место милонитизация пород и пластическое их поведение.

Таким образом, можно утверждать, что в участках тела разлома, где наблюдается наименьший размер зерен и, следовательно, имело место наиболее интенсивная рекристаллизации и диспергация, происходит наибольший сброс внутренней упругой энергии, накопленной в упругих деформациях и достигается наименьший уровень девиаторных напряжений. Структурное состояние этих областей позволяет их рассматривать как участки квазипластического деформирования, течение которых формируется в большей мере за счет вращения мелких зерен при образовании микросдвигов по их границам. Оба этих процесса вносят существенный вклад в формирование структурных неоднородностей в теле разлома.

Говоря о теле разлома будем под ним понимать прежде всего области вблизи механического сдвига, в которых наблюдается не только повышенная трещиноватость, но и направленное изменение структуры пород от обрамления к оси разлома.

Другим важным следствием структурных изменений пород в теле разлома (милонитизации пород) является их повышенная способность к твердотельным фазовым превращениям [13]. Дело в том, что, начиная с некоторого размера (меньше миллиметра), дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем, т.к. высокая дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз [22]. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Но не только степень диспергированности среды и наличие жидкой фазы ускоряет прохождение реакций. Существенную роль играют девиаторные напряжения и скорости деформирования. Повышенное их значение в сочетании с тонкодисперсностью исходных реагентов может привести к тому, что скорости реакции возрастут на несколько порядков. Эксперименты показывают, что при достаточно высоком уровне сдвиговых напряжений в образцах, изготовленных из порошкообразных солей металлов [23], реакция дегидратации осуществляется взрывным образом, со скоростью диффузионного процесса на несколько порядков превышающей скорость диффузии в жидкой

фазе. Этот эндотермический процесс происходит в изотермических условиях. Требуемое для реакции тепло выделяется в момент взрыва и полностью используется в ходе химических превращений. Наблюдения природных объектов вещества [15] также показывает, что степень вещественного преобразования пород зависит от его структурных изменений, степени деформационных преобразований. С этой целью Е.И. Паталахой было введено понятие тектонофаций. Влияние девиаторных напряжений на метаморфические преобразования закреплено в термине стресс-метаморфизм [24]. Понимание того, что сами по себе девиаторные напряжения не являются решающим фактором рассматриваемого явления, этот термин следует заменить на термин: *метаморфизм диспергированных горных пород* в условиях пластического течения.

Метаморфические преобразования являются не только одним из способов релаксации напряжений и переводу упругих деформаций в остаточные. В результате метаморфической реакции (реакции дегидратации) в теле разлома в поровое пространство практически мгновенно впрыскивается большой объем флюида. Подобные процессы, с одной стороны, могут порождать резкое изменение химического состава флюидов, электросопротивления среды и являться источниками электромагнитных излучений, а с другой – сами достаточно сильно зависят от электрических, электромагнитных и радиационных полей. В милонитовом состоянии породы особо чувствительны к внешним воздействиям. Дополнительно возникающее теллурические токи или импульсные электромагнитные поля, возникающие в ионосфере, способны стать триггером метаморфической реакции.

Заключение. Таким образом, с рассмотренных выше позиций разлом, конечно, нельзя представлять как просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков. Разлом сам является трехмерным геологическим телом, существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному. Его упрощенное представление в виде области повышенной разномасштабной деструкции существенно обедняет анализ. Районирование разломных тела по интенсивности структурно-вещественных преобразований может явиться источником к оценки напряжений, ответственных за эти преобразования, а также эффективной прочности самих разломов, выделения признаков хрупкого или пластического поведения разлома.

Работа выполнена при поддержке программой №6 ОНЗ РАН и грантами РФФИ 09-05-00687, 09-05-01022, 07-05-00106.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Tchalenko I.S.* The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays // *Tectonophysics*. 1968. V. 6, N 2. P 159-174.
2. *Борняков С.А.* Моделирование сдвиговых зон на упруговязких моделях // *Геология и геофизика*. 1980. № 11. С. 75-84.
3. *Борняков С.А., Шерман С.И.* Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 7. С. 712-718.
4. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск.: Изд. СО РАН филиал Гео. 2003. 242 с.
5. *Чернышев С.Н.* Трещины горных пород. М.: Наука. 1983. 240с.
6. *Осокина Д.Н.* Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва // *Проблемы тектонофизики*. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 69-87.
7. *Стоянов С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
8. *Осокина Д.Н.* Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // *М.В.Гзовский и развитие тектонофизики*. 2000. М.: Наука. С. 220-244.
9. *Лобацкая Р.М.* Об изменении линейных размеров структур оперения в крыльях крупных разломов // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 266, № 5. С. 1209-1211.
10. *Шерман С.И., Борняков С.А. Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск.: Наука СО. 1983. 112 с.

11. *Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106, N B10. P. 21859–21882.
12. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
13. *Ребецкий Ю.Л.* Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // *Флюид и геодинамика.* М.: Наука. 2006. С. 120-146.
14. *Чилов Б.М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия // *Геологи и геофизика.* 1992. № 9. С. 3-37.
15. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А.* Тектонофаии мезозоны. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1987. 181 с.
16. *Чилов Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д.* Экспериментальное стресс - преобразование пироксенита // *Геология и геофизика.* 1989. № 6. С. 75-79.
17. *Скворцова З.Н.* Деформация по механизму растворение-пересаднение как форма адсорбционного пластифицирования природных солей // *Коллоидный журнал.* 2004. Т. 66. № 1. С. 5-15.
18. *Pluijm В.А.* Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms // *J. Struct. Geol.* 1991. V. 13. N 10. P. 1125-1135.
19. *Ребиндер П.А., Шукин Е.Д.* Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Т. 2. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. С. 203-269.
20. *Траскин В.Ю., Бедарев А.С., Скворцова З.Н., Арутюнян Л.Г., Брюханова Л.С., Перцов Н.В.* Интеркристаллитное разрушение поликристаллов щелочных галогенидов с жидкими межзеренными прослойками // *ДАН УССР, сер. Б.* 1986. № 11. С. 48-51.
21. *Byerlee J. D.* Frictional characteristics of granite under high confining pressure // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72, N 14. P. 3639-3648.
22. *Поспелов Г.С.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики литопетро-тектогенеза // *Геол. и геофиз.* 1972. № 12. С. 53-73.
23. *Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А.* Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // *ДАН СССР.* 1987. Т 29, № 3. С. 887-890.
24. *Елисеев Н.А.* Метаморфизм. М.: Недра. 1963. 428 с.

УДК 551.2.3 ББК 26.324

Структуры разрушения в глубине зон сдвига
Ю.Л. Ребецкий, А.В. Михайлова, Л.А. Сим, reb@ifz.ru
Институт физики Земли О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Начиная с 20-х годов прошлого века для механизма горизонтального сдвига выполнялось множество моделей из влажных глин, песка, парафина, в которых выдающиеся экспериментаторы Г. Клоос, В. Ридель, Э. Клоос, Д. Миид, Дж. Чаленко, М.В. Гзовский, С. Стоянов, В.Д. Парфенов, С.А. Борняков, А.В. Михайлова и др. изучали структуры разрушения и деформирования. Поэтому считается, что структурные особенности деформирования участков земной коры, обусловленные действием механизма горизонтального сдвига, хорошо изучены. Результатом этих экспериментов являются наблюдения за поверхностью моделей, определяющие кулисообразное расположение трещин сдвига (R и R' -сдвиги) вдоль формирующейся зоны сдвига, формирование трещин отрыва и эшелонов складок в соответствии с ориентацией осей сжатия и растяжений (рис. 1). Установлена зависимость ориентации этих структур от того, в какой обстановке (дополнительное сжатие или растяжение) осуществляется сдвигание. Именно эти эксперименты для геологов и геофизиков служат ос-

новой при интерпретации структур разрушения, наблюдаемых в природных объектах. Структуры горизонтального сдвига вновь оказались в центре внимания поисковой геологии и геофизиков, т.к. выяснилось, что они контролируют локальное положение ловушек нефти и газа [1]. Именно важные практические следствия теоретического вопроса о морфологии структур разрушения в глубине привели к необходимости ревизии всех предыдущих исследований в этой области.

Если ранее подобные наблюдения геологами осуществлялись на дневной поверхности, что соответствовало наблюдениям на поверхности модели в экспериментах, то в настоящее время развитие геофизических методов позволило выделять и анализировать морфологию структур разрушения на глубине. В связи с этим встает вопрос, а какие структуры мы должны увидеть на глубине в зонах сдвига, такие же, как на поверхности, или нет?

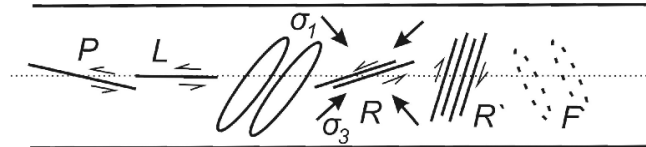


Рис. 1. Схема структур деформирования и морфологии трещин, формирующихся в зоне сдвига по работам С. Стоянова [2], А.Н. Бокуна [3], О.Б. Гинтова [4]. Дается ориентация главных осей напряжений (здесь σ_1 – ось максимального сжатия в отличие от принятой в настоящей работе системе индексации осей главных напряжений), трещин сдвига в виде R - и R' -сколов, трещин отрыва T , трещин сдвига в виде P и L -сколов, ориентация куполов складок. Штрих-пунктир – ось сдвига

Вопрос о морфологии структур разрушения на глубине (их пространственная ориентация и тип смещений) актуален также из-за трудности выполнения при физическом эксперименте условий подобия по одному из важнейших типов воздействия на горные породы – гравитационным силам [5, 6]. В результате проведенных исследований нами установлено, что эксперименты по моделированию зон сдвига подразделялись на две группы. В одной после нагружения происходила локализация сдвиговой деформации в виде узкой зоны дистрикции, преобразующейся на завершающей стадии в магистральную сдвиговую трещину, а в другой подобной локализации не было и структуры разрушения распределялись более менее однородно. Подобные различия связаны с условием нагружения модели, которое осуществлялось различным образом, как через ее торцы, так и через подошву (рис. 2).

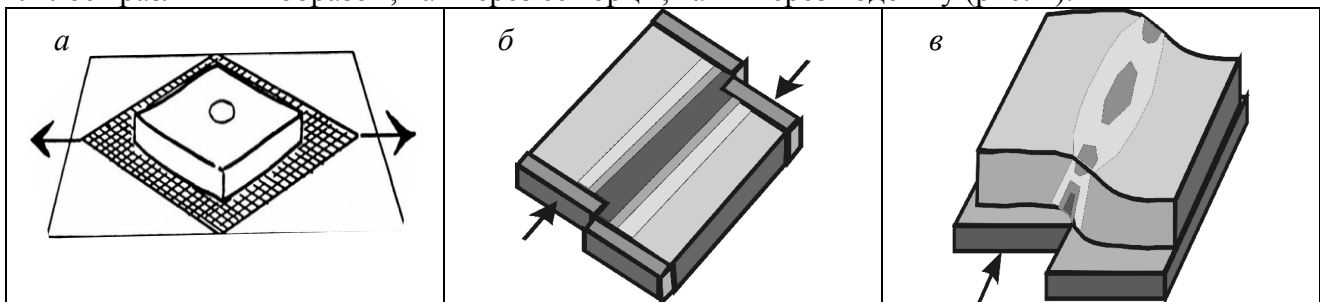


Рис. 2. Типовые схемы нагружения при изучении сдвиговых зон, определяющие формирование начального напряженного состояния: однородного по всей модели (а), неоднородного по латерали (б) и неоднородного по латерали и глубине (в)

Исследования, выполненные на основе методов математического моделирования, показали, что для большинства моделей с формирующейся зоной локализации внешнее нагружение определяло неоднородность напряженного состояния не только по латерали (вкострости простираения зоны сдвига рис. 2, б), но и по глубине (рис. 2, в). Подобная неоднородность определяет изменение ориентации осей главных напряжений в объеме модели, что предопределяет смену типа напряженного состояния от взрезового у подошвы модели на небольшом удалении от оси сдвига до сдвигового вблизи поверхности, а также по всей глубине модели вдоль оси сдвига. Этот важный вывод, сделанный еще в конце 80х годов прошлого века, остался незамеченным, хотя он определял изменение морфологии и кинематики структур разрушения в глубине модели (взбросы и сбросы у подошвы и сдвиги у поверхности). В ряде экспериментов (модели В.Д. Парфенова и С.А. Борнякова) даже по наблюдениям

за поверхностью модели было замечено наличие небольшой сбросовой компоненты у R-сдвигов и взбросовой у R'-сдвигов (рис. 3). Эта кинематика структур разрушения соответствует прогнозируемой из математического моделирования.

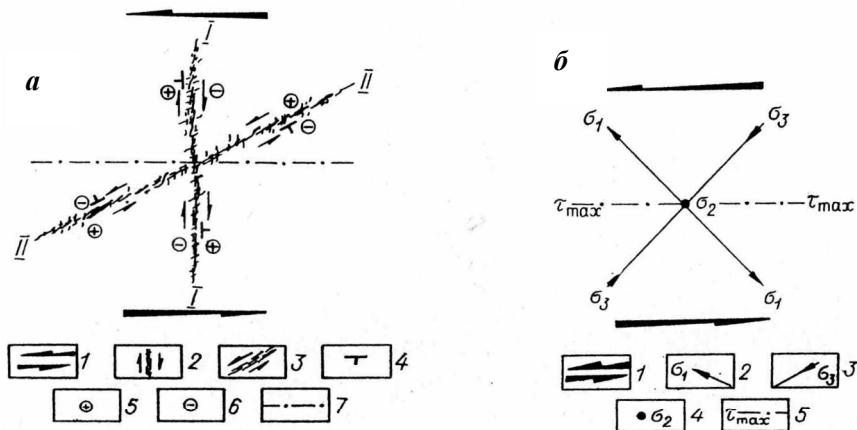


Рис. 3. Фото (а) и схема (б) разрушения поверхности модели влажной глины для неоднородного по глубине простого сдвига с системами R-сколов (II) и R'-сколов (I) по результатам экспериментов С.А. Борнякова [7]

Второй важный вывод последовал после анализа соблюдения условий подобия при моделировании на глинах. Наш анализ условий проведения этих экспериментов показал, что расчет коэффициентов подобия делался, исходя из положения о подобии деформационных процессов на длительных временах. Это позволяло моделировать без применения центрифуг в условиях естественной силы тяжести. Однако на самом деле условия подобия следовало рассчитывать из подобия прочностных параметров, а это приводило к тому, что в проводившихся экспериментах сила тяжести должна быть в 3-4 раза большее естественной. Из указанного факта следовало, что в экспериментах на глинах сила тяжести была недооценена, т.е. она должна быть много большей.

Сложности с достоверным выполнением условий подобия накладывают практически непреодолимые трудности, возникающие на пути физического моделирования структур разрушения с использованием влажных глин. При этом существуют широкие возможности исследования закономерности поля напряжений и структур разрушения для различных механизмов деформирования пород осадочного чехла над активными разломами фундамента с помощью математическое моделирование. Его возможности с развитием численных методов только расширяются. В работах [8, 9] было показано, что модель деформирования для нагружения, представленного на рис. 4, а, может быть асимптотически приближена бесконечным плоским слоем, лежащим в условиях полного сцепления (сцепление без возможности проскальзывания) на двух полубесконечных жестких блоках (основание модели), которые горизонтально смещаются вдоль плоской границы их контакта, содержащей в себе ось z . Верхняя поверхность слоя свободна от нагружения а на бесконечности напряжения вызванные сдвиганием жестких блоков нулевые. В такой модели в плоскостях, ориентированных перпендикулярно оси z , характер напряженного состояния один и тот же, а смещения w происходят параллельно оси сдвига. Таким образом, напряжения и смещения являются функцией только координат x, y и изменяются в плоскости xOy (двумерная задача). В условиях неограниченности слоя в горизонтальном направлении задаваемые вдоль подошвы слоя движения в направлении оси z формируют в нем смещения только в направлении этой оси, т.е. движения в направлении осей x и y можно считать нулевыми. Подобный тип смещений отвечает среде с линейной диаграммой нагружения (упругой, вязкой) и с линейной взаимосвязью между деформациями и смещениями. Данная схема нагружения в природном объекте отвечает осадочному чехлу (бесконечный слой), лежащему на кристаллическом фундаменте земной коры (полубесконечные жесткие блоки), разделенных между собой разломом.

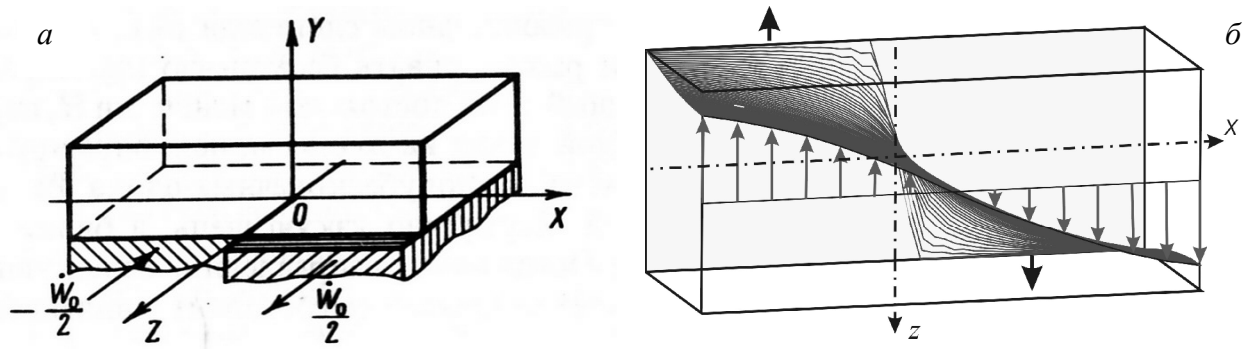


Рис. 4. Схема нагружения бесконечного в латеральном направлении плоского слоя, лежащего на двух полубесконечных жестких блоках при математическом моделировании (а) и деформации плоскости вертикального сечения (аксонометрия, вид сверху) в модели неоднородного по глубине простого сдвига (б)

В терминах механики состояние, отвечающее начальной стадии деформирования слоя (до формирования структур разрушения), блоки основания которого испытывают горизонтальные смещения, следует называть антиплоским деформированным состоянием. Для этого состояния в рамках схемы рис. 4, а и выбранной системы координат ненулевыми являются только касательные напряжения σ_{xz} и σ_{yz} (если не учитывать влияние собственного веса материала модели и при отсутствии бокового обжатия или растяжения в направлении, перпендикулярном осевой плоскости сдвига) все остальные компоненты тензора напряжений равны нулю. Решение поставленной задачи для линейной упругой (вязкой) модели среды было получено в аналитическом виде и для смещения вдоль оси z имеет следующий вид:

$$w = \frac{w_0}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{sh}(\pi x / 2H)}{\sin(\pi y / 2H)}, \quad (1)$$

где w_0 – относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента), а H – мощность слоя.

На рис. 4, б представлен в трехмерном виде характер горизонтальных смещений вдоль оси z линий, лежащих на разных глубинах (вдоль оси y) вертикального сечения, проведенного поперек оси сдвига (штрих пунктирные линии на подошве и поверхности модели). Как это хорошо видно, плоское вертикальное сечение приняло S-образную форму. Чем ближе к подошве слоя лежат маркирующие линии, тем более выражен изгиб линий вблизи оси сдвига. На самой подошве слоя смещения в направлении оси z испытывают разрыв второго рода, т.е. изменяются скачком. Градиент смещений имеет максимум у подошвы вблизи границы контакта двух подложек при физическом моделировании и обусловлен сменой направления движения вдоль осевой плоскости сдвига. Напряженное состояние, обусловленное только движениями блоков основания, определяется значениями касательных напряжений σ_{xz} и σ_{yz} :

$$\sigma_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\sin(\pi y / 2H) \operatorname{ch}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)}, \quad \sigma_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\cos(\pi y / 2H) \operatorname{sh}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)}, \quad (2)$$

где μ – модуль упругого сдвига.

Представленные выше выражения определяют вклад в общее напряженное состояние участка коры от горизонтального сдвигания блоков его кристаллического фундамента. Помимо этих напряжений в породах будут также действовать напряжения, обусловленные массовыми силами. В системе координат рис. 4 эти напряжения, запишутся в следующем виде [10]:

$$\sigma_{yy} = -\rho g(H - y), \quad \sigma_{xx} = \sigma_{zz} = -q\gamma(H - y), \quad (3)$$

где ρg – удельный вес материала слоя, а $q \leq 1$ – коэффициент, определяющий степень развития пластических или катакластических (трещинных) деформаций. В случае чисто упругого состояния [11] $q = \nu / (1 - \nu)$, а для стадии пластического (катакластического) течения, вы-

равнивающего все нормальные напряжения $q = 1$ [12].

Выражения (2) и (3) позволяют рассчитывать ориентацию главных осей тензора напряжений в слое, испытывающем воздействие от горизонтального сдвига блоков фундамента и от собственного веса. В случае, когда массовые силы не создают девиаторных напряжений ($q = 1$), подошва слоя вблизи его контакта с движущимися подложками является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, которые здесь направлены вдоль оси сдвига: $\tau^{ss} = \sigma_{yz}$, $\sigma_{xz} = 0$. Это предопределяет ориентацию осей главных напряжений σ_1 и σ_3 под углом 45° к подошве фундамента, а оси σ_2 перпендикулярно осевой плоскости сдвига (параллельно оси x). Осевая плоскость сдвига также является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, здесь: $\tau^{ss} = \sigma_{xz}$, (рис. 5)

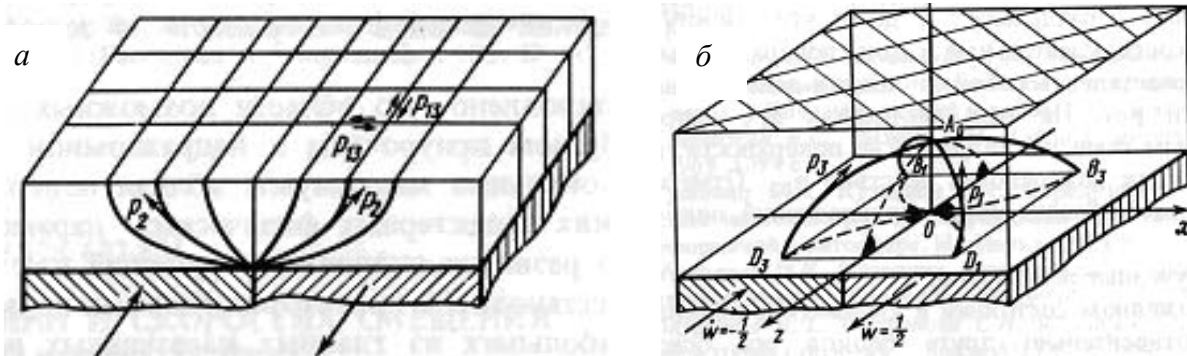


Рис. 5. Траектории осей главных напряжений для задачи антиплоского простого сдвига: *а* – траектории σ_2 в вертикальном сечении модели (на горизонтальной поверхности модели показана ориентация простирания плоскостей действия максимальных касательных напряжений). *б* – Траектории (сплошные линии) осей главных напряжений σ_1 и σ_3 внутри слоя (точки $D_i, B_i, i = 1, 3$ – точки входа и выхода осей из подошвы слоя, а точка A_0 – точка пересечения траекторий с осевой плоскостью сдвига)

Данные об ориентации осей главных напряжений, представленные на рис. 5, вместе с известными следствиями теории Кулона – Мора, позволяют выполнить прогноз вторичных нарушений на поверхности и в глубине модели [13], если считать, что гравитационные силы не создают девиаторных напряжений (см. далее раздел «напряжения от массовых сил»). На рис. 6 на нижней полусфере показаны ориентации осей алгебраически минимального и максимального главных напряжений и прогнозируемые плоскости сколов вблизи оси сдвига на нескольких глубинных уровнях, полученные в результате расчетов, когда массовые силы не вызывают возникновения девиаторных напряжений (величина бокового отпора $q = 1$). Наши расчеты опирались на упругое решение, однако оно, как показывает опыт, в основном и определяет структуры разрушения, формирующиеся на последующих стадиях деформирования. Исходя из этого на представленных ниже рисунках строились ориентации плоскостей скалывания. При подобном построения коэффициент внутреннего трения полагался равным 0.6, что определяет отклонение плоскостей скола от плоскостей максимальных касательных напряжений в сторону оси наибольшего сжатия на угол в 15.5° . Следует иметь ввиду, что в реальности в зависимости от механических свойств конкретных материалов может реализоваться какая либо одна из систем сколовых трещин. Поскольку в осевой части слоя над «разломом фундамента» согласно рис. 5 имеет место тип напряженного состояния горизонтального сдвига, то расчеты, представленные ниже, выполнялись для точек, отстоящих от оси на небольшом расстоянии ($x = 0.1 H$). Непосредственно вблизи поверхности модели (см. рис. 5, $y = 0.99 H$) оси главных напряжений σ_1 и σ_3 горизонтальны (длинные проекции осей), а оси промежуточного главного напряжения субвертикальны σ_2 , поэтому обе плоскости скалывания вертикальны, и одна из плоскостей (R -сколов) составляет с осью сдвига более острый угол, чем другая (R' -сколов). Обе системы трещин представляют собой сдвиги. Трещины, развивающиеся вблизи поверхности, но на небольшом от нее удалении, уже не вертикальны. Вначале обе эти системы трещин имеют приблизительно одинаковую крутизну погружения.

Затем с увеличением глубины (уменьшение y) их крутизна наклона начинает меняться, делая одну R -сколы более пологими. Погружение R -сколов для всего диапазона глубин направлено в сторону оси сдвига. Уже на небольших глубинах для этих сколов появляется дополнительная к сдвигу **сбросовая компонента** смещения. Эта компонента смещения возрастает с глубиной.

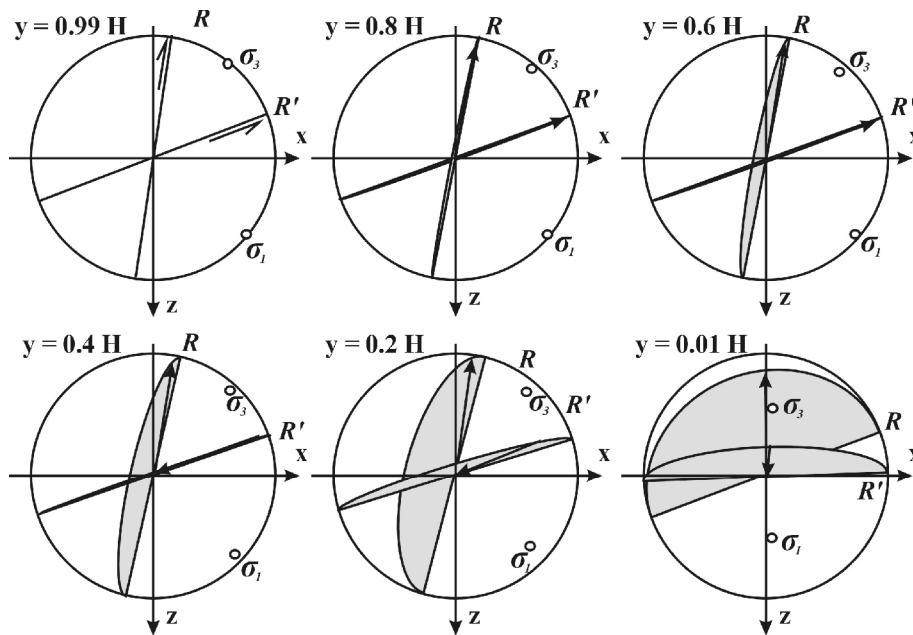


Рис. 6. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвига ($x = 0.1 H$) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу

На рис. 8 приведены результаты прогнозного расчета ориентации плоскостей хрупкого скола для суммарного напряженного состояния, когда массовые силы на начальной стадии (до смещения блоков фундамента) создавали девиаторные напряжения. При расчетах величина бокового отпора гравитационного напряженного состояния задавалась равной 0.8 от литостатического давления, а определяющих параметров задачи антиплоской деформации такие же как и при расчетах, представленных на рис. 6. Как видно из На рис. 7 непосредственно на поверхности слоя ориентация простирания R - и R' -сколов такое же как и в случае решения задачи о действии только напряжений, вызванных движениями блоков фундамента (см. рис. 6). Здесь влияние гравитационных напряжений практически отсутствует, а оси алгебраически минимального и максимального главных напряжений субгоризонтальны. Вблизи поверхности ($z = 0.99 H$) уже на небольшом удалении от оси сдвига ($x = 0.1 H$) плоскости R -сколов погружаются к осевой плоскости сдвига, а R' -сколов – от нее. При этом вдоль обоих типов сколов наблюдается очень небольшая сбросовая компонента смещения. Оба этих факта различают морфологию сколов от того, что было представлено на рис. 6. Изменение знака смещения вертикальной компоненты для R' -сколов в сравнении с результатами рис. 6 связано именно с действием гравитационных напряжений. С глубиной плоскости R - и R' -сколов разворачиваются, так что их простирания начинают постепенно сближаться, а угол погружения уменьшаться.

Еще глубже, начиная с $y = 0.3 H$ простирания плоскостей скалывания вновь начинают расходиться, меняется угол погружения каждой из систем сколов, а ось максимального сжатия постепенно становится более пологой. Начиная с этих глубин вновь проявляется влияние напряжений, вызываемых горизонтальным движением блоков фундамента. При этом следует иметь ввиду, что это влияние резко ослабевает по мере удаления от осевой плоскости зоны сдвига. Вблизи подошвы фундамента ($y = 0.01 H$) на очень небольшом удалении от оси сдвига ($y = 0.01 H$) оси алгебраически максимального и минимального главных напряжений имеют углы погружения около 40° , а их простирания отклонены от оси сдвига на углы менее 35° .

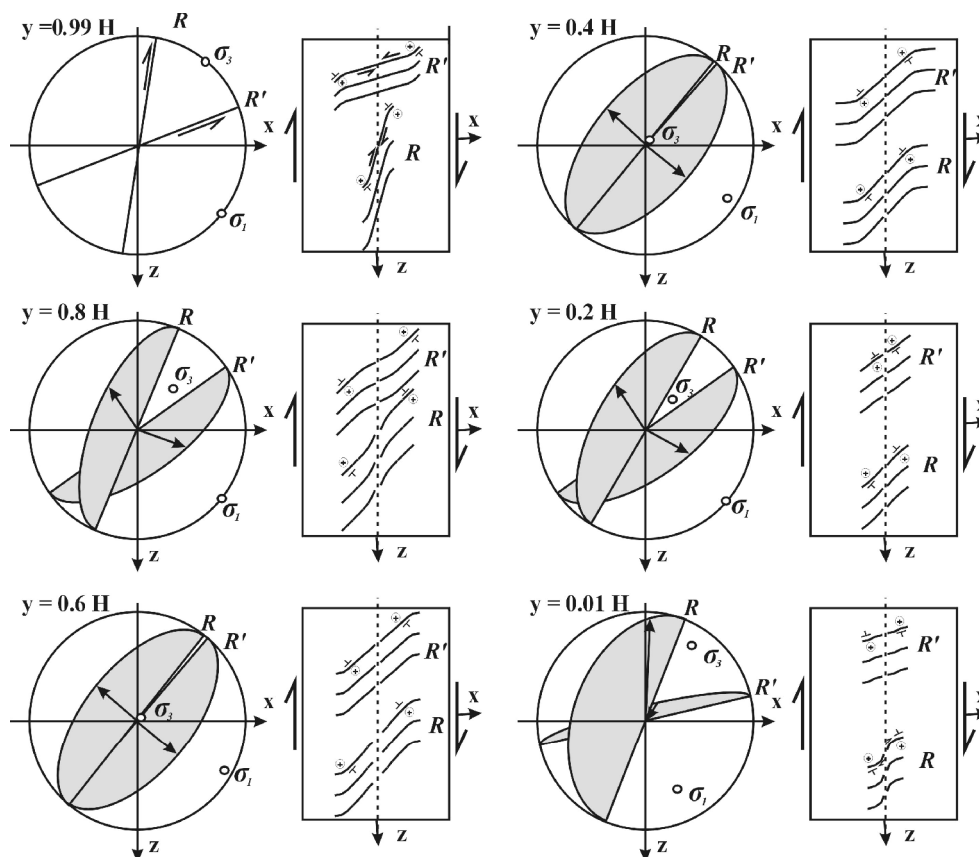


Рис. 7. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвига ($x = 0.1 H$) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвига (поднятое крыло скола обозначено $+$, а направление погружения плоскости $-\perp$) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил и горизонтального движения блоков основания

Заключение. При прогнозе структур разрушения участка осадочного чехла, подвергающегося сдвиговому режиму нагружения, следует выяснить специфику условий нагружения, разделяя сдвиг за счет движения боковых масс (неоднородный по латерали) и сдвиг за счет движения блоков фундамента (неоднородный по глубине). Условия внешнего нагружения определяют место локализации разрушений и кулисообразный характер разрывов в зоне сдвига. Кинематика разрывов и их морфология зависят от сочетания напряженных состояний от внешнего условия нагружения и от внутренних – массовых сил. Поскольку по глубине эти факторы изменяют свою интенсивность неодинаково, то параметры разрывных нарушений по глубине разрезов должны изменяться. Учет этих положений важен для безопасной и эффективной эксплуатации месторождений.

Работа выполнена при поддержке программой №6 ОНЗ РАН и грантами РФФИ 09-05-00687, 09-05-01022, 07-05-00106.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3-18.
2. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
3. Бокун А.Н. Некоторые закономерности образования разрывных зон в осадочном чехле при погружении блоков фундамента (по результатам физического моделирования) // Эксперим. тектон. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 112-120.
4. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.
5. Гуревич Г.И. Об исходных предпосылках моделирования в тектонофизике // Труды ИФЗ АН СССР. 1959. № 2 (169).
6. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19

7. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск. 1981. С. 26-44.
8. Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.
9. Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.
10. Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1-12.
11. Jager J.C. Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen & Co. LTD. 1962. 208 p.
12. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 431-466.
13. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Тектонофизическое моделирование структур сдвига // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С 103-140.

УДК 519.6;550.3

К разработке аппаратурно-программного комплекса для геофизических измерений

А.И. Сарвартинов тел.89501950622 e-mail:authur82@mail.ru

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

В настоящее время остается актуальной проблема разработки многоканальных аппаратурно-программных комплексов для сбора и обработки геофизической информации с первичных датчиков физических величин.

С появлением высокоточных многоканальных 24-разрядных аналого-цифровых преобразователей (АЦП) эта задача может быть успешно решена.

На рисунке 1 представлена блок-схема разрабатываемого аппаратурно-программного комплекса.

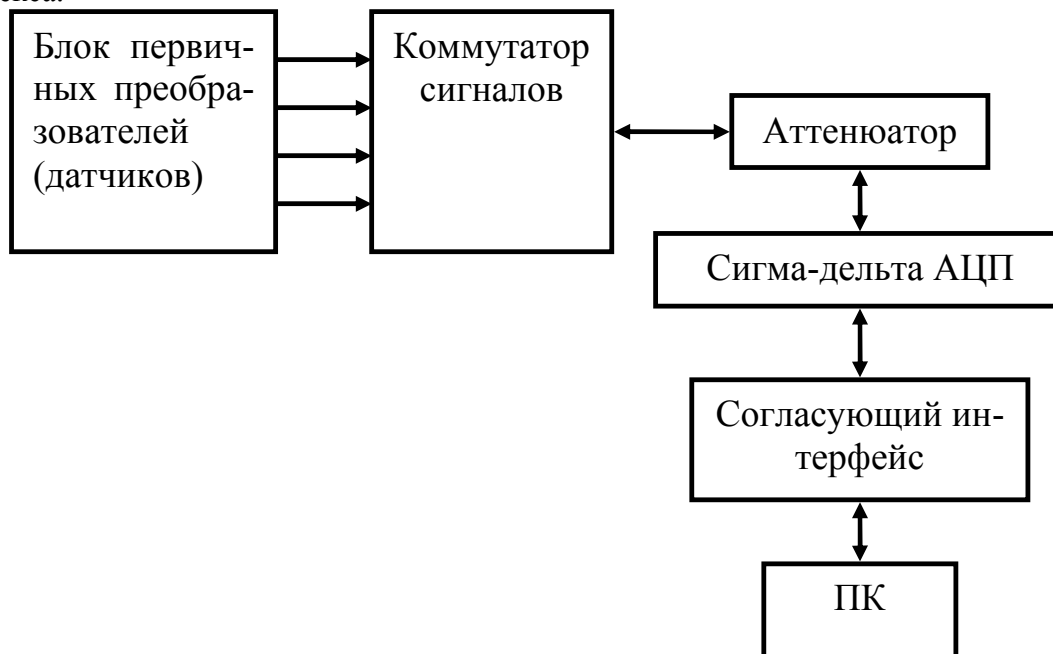


Рис.1 Блок-схема аппаратурной части комплекса.

Данная схема представляет собой аппаратную часть комплекса, которая позволяет регистрировать, накапливать выходные сигналы первичных преобразователей физических величин, и хранить эти данные на персональном компьютере для последующей их обработки. Блок-схема включает в себя:

1. Блок первичных преобразователей (датчиков) которые выдают величину физического параметра в аналоговом виде.
2. Коммутатор сигнала для очередного управления регистрацией каналов
3. Аттенюатор, регулирующий уровень сигнала
4. Сигма-дельта АЦП преобразователь сигнала из аналоговой формы в цифровую.
5. Согласующий интерфейс, использующийся для передачи данных от АЦП на персональный компьютер.
6. Персональный компьютер (ПК), компьютер, собственно принимающий и обрабатывающий сигналы измеряемых физических величин.

В том случае, когда требуется совместить многоканальность и точность измерения, например, в многоканальной контрольно-измерительной аппаратуре, компанией Analog Devices разработана серия 24-разрядных сигма-дельта АЦП: AD7734 (4 несимметричных входных канала), AD7738 (4 полностью дифференциальных или 8 несимметричных входных каналов) и AD7739 (4 полностью дифференциальных или 8 несимметричных входных каналов). Новое семейство 24-разрядных АЦП компании Analog Devices поднимает параметры промышленного стандарта благодаря своей высокой производительности, высокой точности и низкому уровню шума. Эти АЦП не имеют пропусков кода и обеспечивают скорость выдачи данных до 15 кГц, которая может устанавливаться пользователем. В состав АЦП включен буфер для получения высокого входного сопротивления, что позволяет подключать источники сигналов (датчики) непосредственно к микросхеме, без использования дополнительных схем формирования сигнала. Микросхемы имеют широкий рабочий температурный диапазон: $-40...+105^{\circ}\text{C}$.

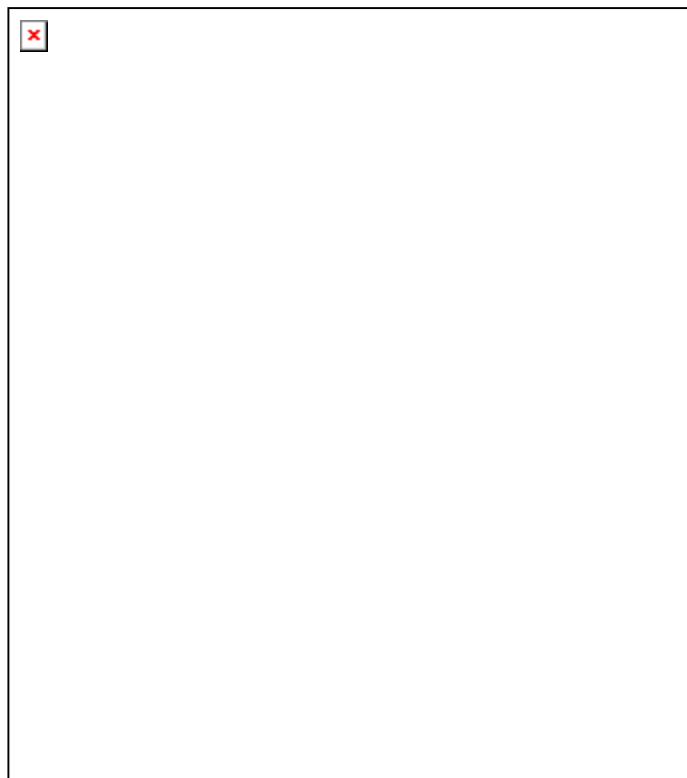


Рис.2 блок-схема АЦП AD7734 [1].

Сигма-дельта АЦП AD7734 имеет высокоточный высокоскоростной внешний аналоговый интерфейс для оборудования управления производственными процессами, PLC и

DCS. Истинное 16 битное разрешение аналоговых сигналов диапазона р-р при времени преобразования 500 мкс (частота опроса каналов 2 кГц) делает этот прибор идеальным для применения в мультиплексируемых системах с высоким разрешением.

Прибор может быть сконфигурирован через простой цифровой интерфейс, позволяя сбалансировать шумовые характеристики, снижая частоту дискретизации от 12,3 кГц.

Аналоговый внешний интерфейс имеет четыре несимметричных входа с униполярным или двухполярным входными динамическими диапазонами до ± 10 В при однополярном питании + 5 В. Прибор имеет возможность детектирования снижения входного аналогового сигнала ниже динамического диапазона и превышения его выше динамического диапазона при перенапряжении до $\pm 16,5$ В по одному из каналов, не влияющему на эффективность преобразования в другом канале.

AD7734 содержит внутреннюю калибровку и опцию калибровки отдельно каждого канала в системе. Цифровой последовательный интерфейс может быть сконфигурирован для работы в трехпроводном режиме и совместим с микроконтроллерами и DSP.

ЛИТЕРАТУРА

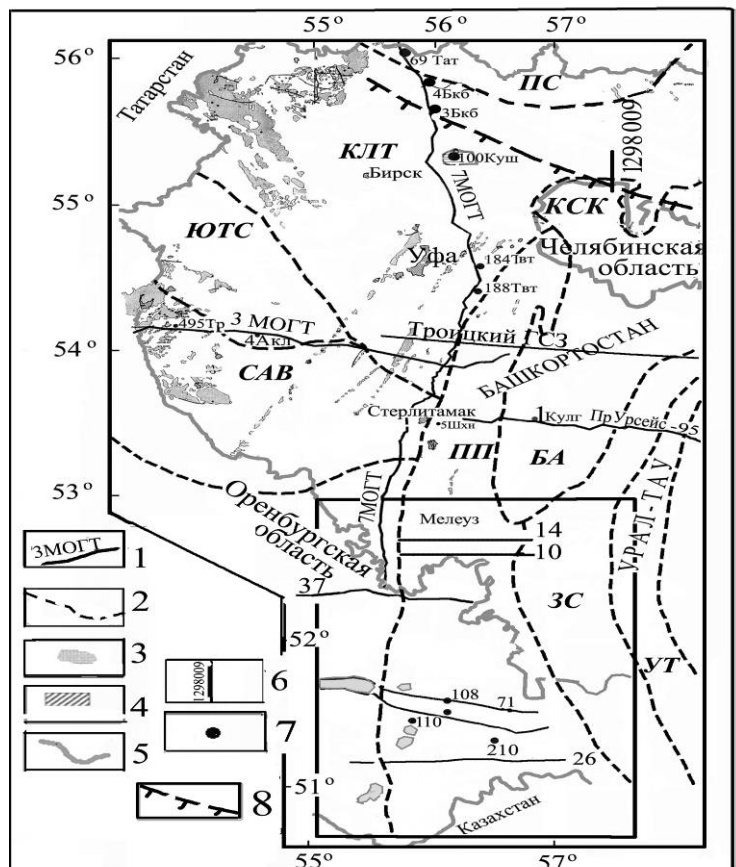
1. Техническое описание АЦП AD7734 http://www.analog.com/static/imported-files/data_sheets/AD7734.pdf.

УДК 551.24:550.83 (574.13)

Новый тип разломов в строении восточных районов Восточно-Европейской платформы (по сейсмическим данным).

А.Н. Светлакова. тел 272- 82 56,

Учреждение Российской Академии наук Институт геологии
Уфимского научного центра РАН, г.Уфа, Россия



Настоящая работа является результатом анализа и повторной интерпретации временных разрезов по новым региональным сейсмическим профилям, отработанным в ОАО Башнефтегеофизика согласно Государственной программе по изучению додевонских отложений. Рассмотренные профили МОГТ пересекают республику Башкортостан в субширотном направлении (№3-в центре Башкортостана, №7-вдоль Предуральяского прогиба). Также пересмотрены глубокий профиль ГСЗ Троицкий и профиль Урсейс-95.

Рис.1 Карта-схема профилей 1- региональные профили; 2 – границы тектонических областей; 3- месторождения; 4 – населенные пункты; 5 – административные границы; 6 – профиль через Каратауский сдвиг; 7 – скважины; 8 – положение Каратауского сдвига в плане

Сейсмический материал получен нами из геологических фондов, дана альтернативная интерпретация, отличающаяся от оригинальной интерпретации авторов [1]. Отличия заключаются в выделении разломов. Эти различия, на наш взгляд, играют важную роль не только в тектоническом строении региона, но, что особенно важно, в формировании зон нефтегазо-накопления.

Зона разлома является своеобразным геологическим телом, которое отличается по своим физическим характеристикам от вмещающих пород. В зоне разлома может наблюдаться как уплотнение пород, так и разуплотнение. В связи с этим, зона разлома должна отображаться в потенциальных полях и обязательно - в поле сейсмических (упругих) волн. Примеров узнавания зон разломов в гравитационном поле предостаточно, но мы пока остановимся на том, как выделяются разломы на сейсмическом материале. Контакт разлома с обычной породой – это место, где образуется дифрагированная волна, а значит, она должна проявиться в волновом поле, которое отображено на сейсмическом разрезе.

Еще в семидесятые годы исследователями было показано, [2] что дифрагированные волны при работах МОГТ суммируются как обычные отраженные волны и образуют систему коротких осей синфазности, начальные точки которых фиксируют плоскость (на разрезе – линию) разлома. Нами, при повторной интерпретации, были обнаружены системы коротких осей синфазности, отклоняющиеся от вертикали на разные углы. Такие наклонные системы коротких осей синфазности, мы, согласно теории [2], принимаем за тектонические контакты (разломы). Исходя из этой теории, мы и рассматривали сейсмический материал

Результаты наших работ показывают, что в пределах исследуемого района можно выделить 3 системы основных разрывных нарушений, это: сбросы, сдвиги и надвиги (взбросы). На последних мы не останавливаемся, поскольку о них много сказано в геофизической и геологической литературе.

Исследованный регион - можно отнести к типу передовых (форландовых) бассейнов, которые в поперечном сечении имеют асимметричное строение [3]. В них выделяют пассивный и активный борты. Активным является складчато-надвиговой ороген, пассивным – удаленный от орогена противоположный борт. Пассивный борт форландового бассейна осложнен сбросами. Активный борт - надвигами и сдвигами. Влияние активного борты в Приуралье настолько сильно, что мы наблюдаем сдвиги далеко на запад от орогена.. Причина формирования сбросовой структуры удаленного борты прогиба обсуждается в литературе [4]. Одной из причин считается влияние нагрузки на край платформы со стороны надвигового клина [5], Есть и другая точка зрения: в земной коре существуют мощные тангенциальные напряжения- сжатия со стороны надвигающегося орогена, которые и создают причину для формирования листрических сбросов

Так, в начале 80-х годов в институте Физики Земли АН СССР, в лаборатории В.Н.Николаевского [6] изучалась проблема разрушения горных пород. В лабораторных условиях они сконструировали модель сжатия горных пород. Разрушение достигалось за счет больших тангенциальных напряжений, порядка 0,2 ГПа. Область разрушения с глубиной расширялась, отклонялась от вертикали и выполаживалась. В природе такие разрушения начинаются с глубин 5-10км.

Было установлено, что в тектонически активных областях ось максимального сжатия с глубиной переходит от вертикального положения в горизонтальное: разломы становятся более пологими с увеличением глубины, потому что горизонтальная составляющая напряжения с глубиной становится больше вертикальной. Это подтверждается и наблюдениями в глубоких шахтах. Далее, как считают авторы работы, зона разломов формирует в земной коре протяженную область разрушенных пород, продолжающуюся по латерали на десятки километров. Эти области были названы коровыми волноводами, которые наблюдаются во многих регионах мира и на разных уровнях. Эти зоны разрушения пересекают «гранитный» и «базальтовый» слои, формируя в них волноводы, что мы и видим на глубинных профилях в нашем регионе.



Рис.2 Модель реологической расслоенности земной коры и верхней мантии[6].

Подобные разломы впервые были описаны Э. Зюссом в 1909 году и названы им листрическими (от греческого *listron* – совок, лопата.)[7].

Потом их посчитали случайным экзотиче-

ским явлением в геологии и благополучно забыли. Но в последнее время благодаря трудам В.Н. Николаевского, а также благодаря наблюдениям по сейсмическим профилям о таких нарушениях-сбросах снова заговорили. Такие разломы наблюдал И.С.Огарин на профилях ГСЗ Темир-Тау – Куйбышев и Аралсорскому [8]. Гарецкий и Клушин наблюдали такие разломы на сейсмических разрезах в Припятском палеорифте[9].

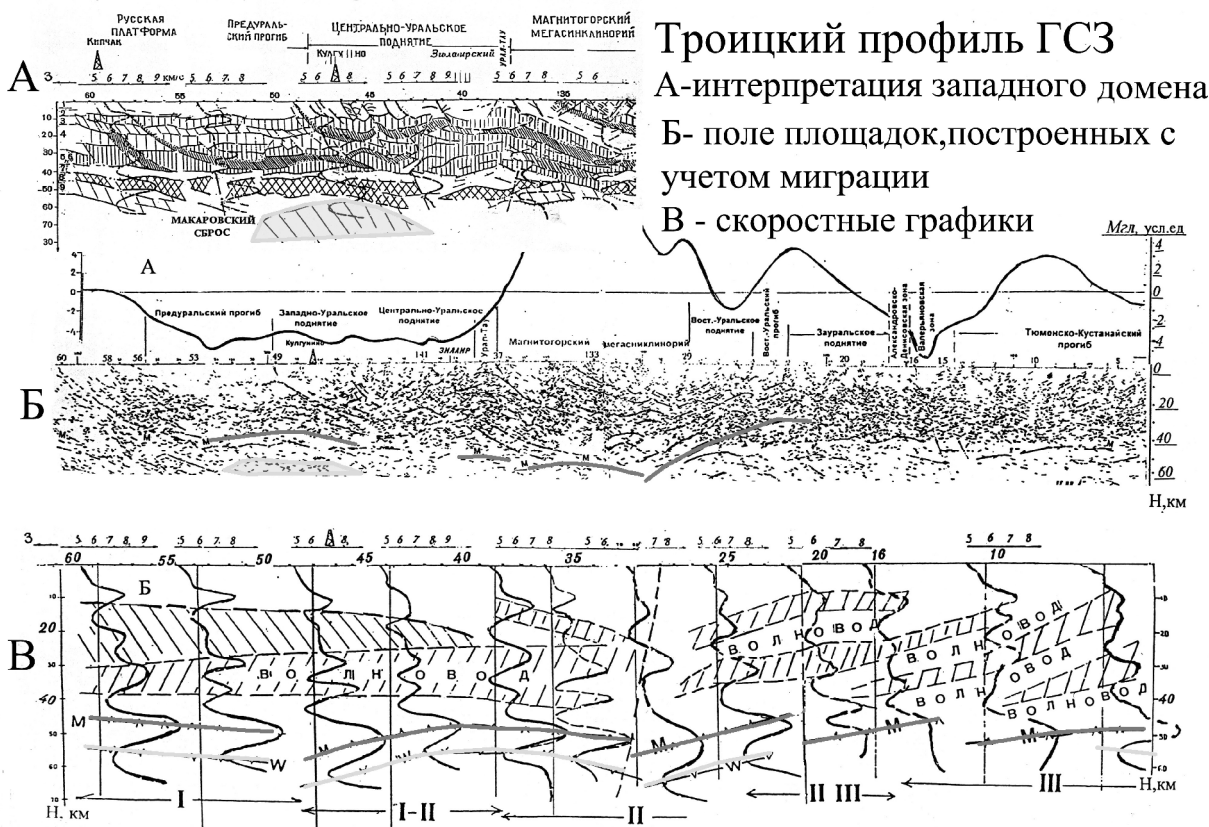
Несмотря на то, что в регионе отработано много глубинных сейсмических профилей, на них не нашли отображения представления российских и зарубежных ученых о существовании в земной коре и верхней мантии зон скоростных инверсий, хотя они и выделялись на отдельных участках отдельных профилей. В частности, они выделялись на Свердловском пресечении ГСЗ [10]. На профиле Троицкий-ГСЗ (Рис.3-А) мы также можем видеть такие листрические сбросы, как показано на модели Николаевского и в Припятском палеорифте. Эти листрические сбросы, выполаживаясь, протягиваются на большие расстояния и формируют волноводы в земной коре Урала и Приуралья. Последние подтверждаются графиками скоростей отраженных продольных волн.

Скоростная модель на первых профилях ГСЗ на Урале составлялась преимущественно по преломленным волнам. Интервальные скорости отраженных волн использовались только для дифференциации разреза на слои и блоки с разными скоростями, и соответственно, плотностями, которые затем использовались для составления гравитационной модели.[10,12]

Модель скоростей была составлена нами по принципу корреляции каротажных диаграмм. По латерали выделялись области повышенных и пониженных интервальных скоростей отраженных волн. Учитывалась и природа выделенных зон скоростей. Для того, чтобы согласовать скорости с другими геофизическими и геологическими данными, некоторые зоны объединялись в одну толщу. Так, аномальные инверсионные скорости были объединены для верхней части гранито-гнейсового слоя (раньше он назывался «гранитным»), а внутри гранулит-базитового («базальтового») слоя выделялась своя зона инверсии – волновод (Рис.3 –В).

Совместный анализ скоростей отраженных и преломленных волн, сопоставление их с каркасом из отражающих и преломляющих площадок позволили выделить в земной коре и в верхней мантии Урала и западного Приуралья до 9 слоев, в том числе 4 аномальных слоя – зон скоростных инверсий. По скоростной модели (графикам интервальных скоростей) выделяются: двуслойная осадочная толща, двуслойная гранито-гнейсовая толща; «базальтовый» слой (гранулит-базитовый) с зоной инверсии внутри него, слой с инверсионной скоростью (волновод) над кровлей мантии, высокоскоростная верхняя часть мантии, мощностью до 10 км, и отдельные участки низкоскоростных пород ниже этого уровня [11]. Так же как по трансформированным гравитационным полям (Огарин,1973), по графикам интервальных скоростей «гранитный» слой выклинивается к Урал-Тау, «базальтовый» слой увеличивается в мощности и образует «раздув» под Магнитогорским мегасинклином. Получение раз-

ными геофизическими методами одинаковых результатов придает ещё больший вес результатам каждого из методов.



Троицкий профиль ГСЗ
 А-интерпретация западного домена
 Б- поле площадок, построенных с учетом миграции
 В - скоростные графики

Рис.3 – Западный домен и скоростные графики – А и В (Пучков, Светлакова,1993). Б - поле площадок (по Дружинину, Кашубину,1986). Выделяются зоны скоростных инверсий, в самом низу – низкоскоростная область под кровлей мантии (пикеты 48-32)[11]

Анализ скоростей по Троицкому профилю показывает, что кора Южного Урала имеет зоны скоростных инверсий на тех же уровнях, как и в других регионах. Но примечательно то, что зона инверсии есть и в подошве земной коры – там, где в других регионах отмечается градиентная среда или относительно стабильные скорости.

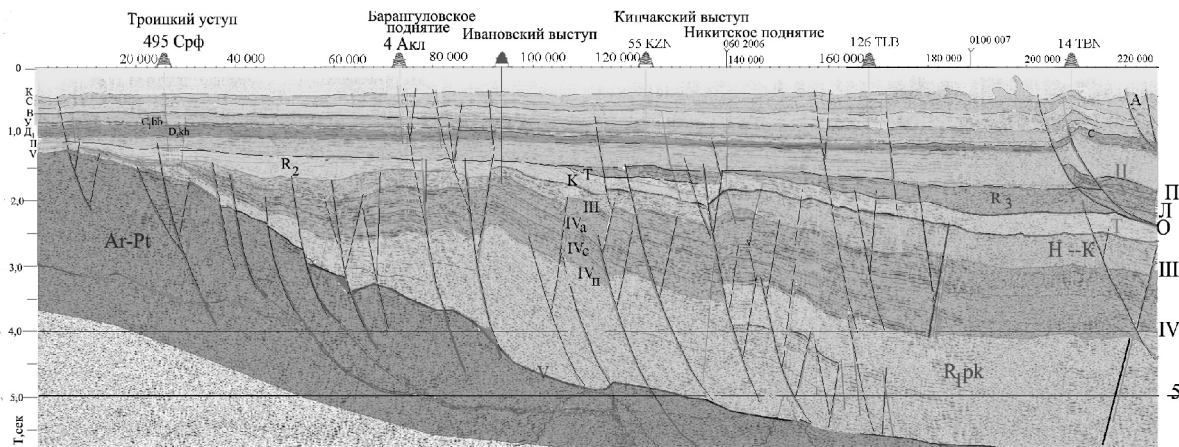


Рис.4 Листрические сбросы на удаленном западном борту осадочного бассейна по профилю № 3. На восточном борту видны надвижки и взбросы.

Анализ временных разрезов и их повторная интерпретация показали, что механизм образования разломов одинаков как для глубоких частей разреза, так и для верхней части разреза, где производственники ищут нефтяные залежи, приуроченные к разломам.

На субширотном профиле №3 (Рис.4) выделяется целая серия листрических сбросов восточного падения. Часто они осложнены разломами обратного (западного) падения. Переходя в осадочную толщу, они формируют серию грабенообразных прогибов.

На субмеридиональном профиле №7 (Рис 5), пересекающем Серноводско-Абдулинский и Камско-Бельский авлакогены видно, что Стерлибашевский и Толбазинский грабены представляют собой южный и северный борты первого авлакогена. Эти разломы являются, на наш взгляд, сдвиговыми структурами, поскольку они имеют классический вид сдвиговых зон: форму «ветвящегося цветка» (Тимурзиев,2009). Далее на север, уже в пределах Камско-Бельского авлакогена, можно наблюдать известную в Башкортостане инверсионную Кушкульскую структуру, к которой приурочено месторождение нефти. На наш взгляд инверсия произошла в результате сдвиговых деформаций, которые выжали верхнюю, более пластичную, часть разреза и образовали поднятие.

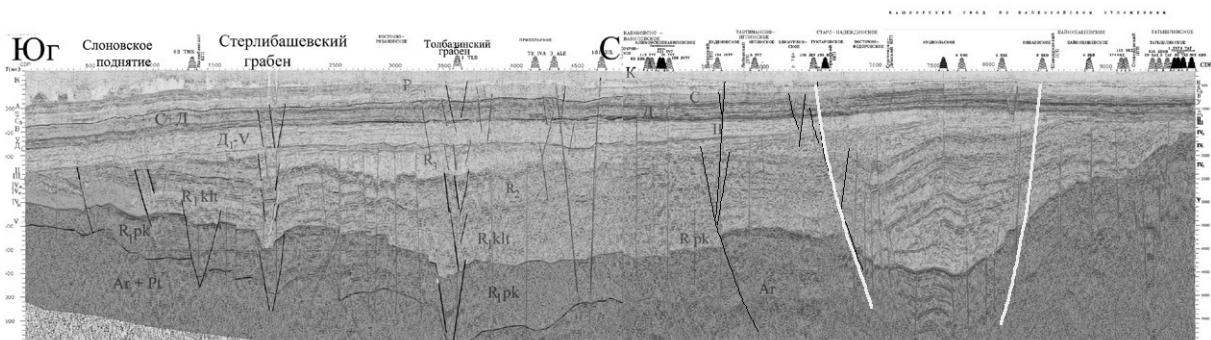


Рис.5 Профиль №7.Стерлибашевский и Толбазинский грабены являются южным и северным бортами Серноводско-Абдулинского авлакогена. В районе скв.3-Байкибашево картируется продолжение субширотного левостороннего Каратауского сдвига.

О существовании сдвига к востоку от профиля можно судить по проявлению его в гравитационном поле [15]. Сдвиг четко фиксируется в региональных полях, пересчитанных на высоты 3 км, 6 км и 9 км. Этот правосторонний сдвиг, имеющий северо-запад – юго-восточное простирание, также можно видеть на сейсмическом разрезе (Рис.6), пересекающем нарушение в северном направлении. На карте-схеме профилей (см. рис.1) показано положение сдвига в плане и профиль, пересекающий его.

В результате проведенной работы в регионе были выделены новые типы разломов: сбросы (часто листрические) и сдвиги. Те и другие играют важную роль в тектонике и в формировании зон нефтегазонаопления.

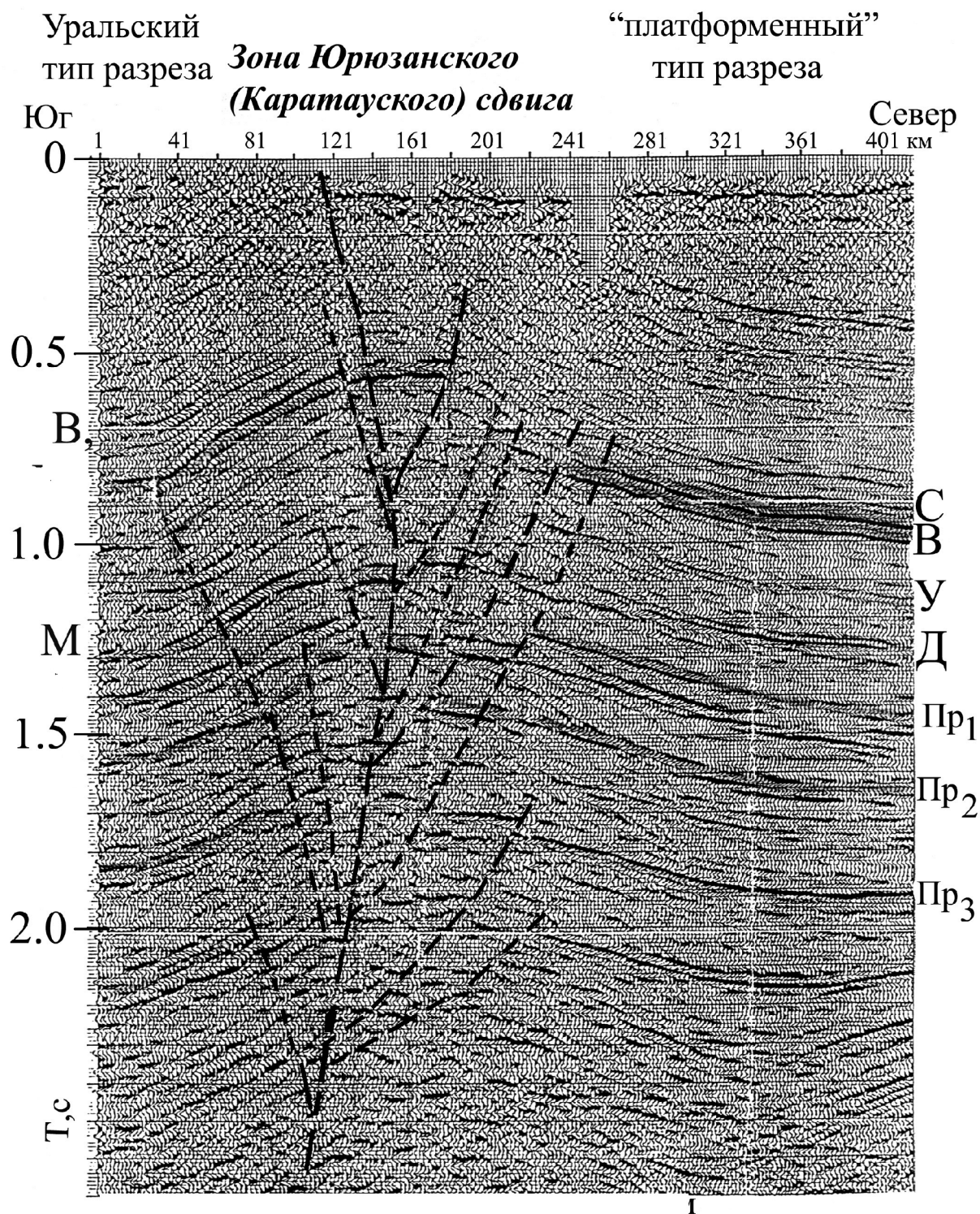


Рис.6 Каратауский правосторонний сдвиг на сейсмическом профиле 1298009

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Бинкин И.Г., Шалаевская О.А. Суммирование дифрагированных волн в методе ОГТ//Разведочная геофизика.1972. Вып 54. с. 15-21
3. Светлакова А.Н., В.И Разуваев., Е.Н. Горожанина, В.Н. Пучков, В.И. Днистрянский, В.И.Гореликов, С.М. Побережский, В.М.Горожанин. Новые данные о строении южной части Предуральяского прогиба по результатам сейсмических работ./ Доклады Академии наук. 2008.том 423. С.4
4. Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhoich P.A., Morner N.-A. The Southern Urals . Decoupled evolution of the thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // Tectonophysics, 2000, V.320. P. 271-310.
5. Jordan T.E. Thrust loads and foreland basin evolution. Cretaceous, western Unites States // Am. Ass. Petrol. Geo. Bull., 1981. V. 65. P. 2506-2520.
6. Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа, 1987, № 7, с. 54-60.
7. Suess E. THE FACE OF THE EARTH. Oxford, 1909-1914.V.IY
8. Огарин И.С., Архипов В.И., Сальников В.Е. К проблеме выделения глубинных срывов на Ю.Урале. В кн. Эволюция офиолиовых комплексов. Свердловск, 1981. С.20-22.
9. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. N 1. С.48-60.
10. Дружинин В.С., Кашубин С.Н. и др. Опыт глубинных сейсмических исследований на Урале. Свердловск, 1982.72с
11. Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // ДАН СССР, 1993, Т.333, № 3, с. 348-351
12. Дружинин В.С., Кашубин С.Н. Строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ// Советская геология.1986. № 7 .С.24-31
13. Огарин И.С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.,Наука,1973. 86 с.
14. Тимурзиев А. И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью) Автореф. Дисс. доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2009.
15. Тимашева А.Н.(Светлакова) Строение и развитие Каратауского надвигового комплекса на Южном Урале по геофизическим данным. //Докл. АН СССР, 1984 Том 275, №4, стр. 945-949

УДК 550.831.017

Применение аппроксимационного подхода для хранения, обработки и анализа геолого-геофизической информации в геоинформационных технологиях

А.А. Симанов, (342)2-16-10-08, simanov@mi-perm.ru

Горный институт Уральского Отделения Российской академии наук, г.Пермь, Россия

В настоящее время для обработки, интерпретации и комплексного анализа геолого-геофизических данных наряду с широким применением специализированных автоматизированных систем (например, использующихся во всем мире программные продукты GeoSoft) интенсивное развитие получили геоинформационные системы (ГИС). При решении практических задач заметно возрос интерес к возможностям ГИС и, главное, появилось понимание того, что многие прикладные задачи решаются значительно эффективнее с применением геоинформационных технологий. Анализ места ГИС среди других автоматизированных систем показал, что комплексная автоматизированная обработка информации в ГИС не имеет прямых аналогов с технологией обработки в других системах. В то же время геоинформационные системы сочетают в себе на разных этапах преобразования информации обкатанные элементы технологий систем автоматизации проектирования, экспертных систем, а также специализированных автоматизированных систем. Требуется лишь стыковка дополнительно

используемых программных модулей, предназначенных для решения актуальных для разработчика задач, с этой интегрированной системой – Геоинформсистемой.

В Горном институте УрО РАН создана информационно-аналитическая система «ИАС ГРАВИС» на базе геоинформационной системы ArcGis 9.0, реализующая на качественно новом уровне процедуры обработки и интерпретации результатов полевых гравиметрических наблюдений, а также ориентированная на эффективное решение задач хранения, обработки и анализа геолого-геофизической информации при необходимом быстродействии и точности с учетом специфически основных геологических задач.

Предпосылками для создания ИАС явилось резкое увеличение объемов гравиметрических работ, которое повлекло за собой непрерывно увеличивающийся объем информации и усложнение физико-геологических условий, связанное с переходом гравиразведочных работ в неисследованные труднодоступные регионы.

Ежегодный объем информации, получаемой при геофизических исследованиях, составляет многие десятки терабайт. С целью уменьшения объема памяти, выделяемой для хранения геолого-геофизической информации, минимизации вычислительных затрат и времени предлагается использовать «сжимающие» алгоритмы аналитической аппроксимации (модуль «Qtree»)[3] и вейвлет – преобразования (модуль «Wavelet»)[1]. Представленные алгоритмы существенно упростят процессы хранения, выборки, обработки и анализа геолого-геофизической информации в базах данных геоинформационных систем.

Рассматриваемые алгоритмы базируются на существовании различий в спектральном составе исходного поля на отдельных участках, в пределах области его задания, что очевидным образом приводит к идее расположения источников на различных уровнях (глубинах), что впервые было предложено в работе [1] и получило дальнейшее развитие у других исследователей, в частности – в работе [4].

Модуль «Qtree», основан на аналитической аппроксимации внешних элементов потенциальных полей системой истокообразных функций, представляющих собой поля эквивалентных источников (точечных масс). Предлагаемый алгоритм модуля «Qtree» основан на фрактальных принципах построения сеточной модели с учетом морфологических особенностей геопотенциального поля, что позволяет минимизировать количество источников при сохранении необходимой точности аппроксимации.

Основная идея заключается в делении исходной области задания поля на ранговые блоки методом квадродерева. Метод квадродерева - один из наиболее эффективных методов иерархического представления численной информации и широко применяется в практике фрактального анализа данных. Квадродерева являются фрактальными объектами, поскольку обладают выраженным самоподобием относительно масштаба.

Данный алгоритм разработан и внедрен в практику гравиразведки лабораторией геопотенциальных полей Горного института УрО РАН, а в частности д. ф.-м. н. Долгалем А.С. и к. ф.-м. н. Пугиным А.В. Автором же предлагаемый алгоритм интегрирован в геоинформационную среду в качестве программного модуля для эффективного сжатия гравиметрической информации для хранения в базах данных ГИС, и её обработки.

Рассмотрим алгоритм на примере аппроксимации наблюдаемого поля силы тяжести. В новом подходе квадродерево реализует процедуру поиска геометрии элементарных источников в модели, наиболее адекватной наблюдаемому полю. В качестве элементарных источников служат точечные массы (истокообразные функции), аномальные эффекты которых имеют вид:

$$g(x, y, z) = \frac{h - z}{(x^2 + y^2 + (h - z)^2)^{3/2}},$$

что позволяет применять в последующем довольно простые операторы преобразований L в целях получения различных трансформант поля.

Включение описанного выше алгоритма истокообразных аппроксимаций в среду ГИС позволит вместо массива значений наблюдаемого поля, содержащего десятки и сотни тысяч числовых элементов, использовать аппроксимационную конструкцию, имеющую намного

меньший объем. Такая модель несет в себе содержательную информацию об исходных значениях поля с учетом рельефа поверхности наблюдений, что позволяет достаточно быстрым и точным способом производить различные преобразования поля.

Важным моментом является то, что при построении аппроксимационных моделей происходит подавление помех негармонического характера, обусловленных: погрешностями измерений; приповерхностными неоднородностями геологической среды; погрешностями, возникающими в процессе формирования цифровых моделей поля U . Как показывает опыт, величины такого рода погрешностей в отдельных точках, как правило, многократно превосходят точность выполненных геофизических съемок.

В качестве примера работы модуля возьмем матрицу наблюденного гравитационного поля одной из площадей Западного Урала. Матрица по материалам разномасштабных площадных и профильных гравиметрических съемок и имеет размер 339 строк на 151 столбец с шагом 0.5 км (т.е. содержит 51189 значений поля). Перепад значений поля между соседними узлами матрицы достигает 1 мГал и более. С использованием модуля «Qtree», реализующий алгоритм подбора параметров эквивалентных источников методом квадродерева, построена эквивалентная модель источников поля, состоящая из 7 уровней и содержащая 27358 источников, что практически в два раза меньше содержит источников по отношению к числу значений поля (53.4%). При этом среднеквадратическое расхождение модельного и исходного поля составила ± 0.04 мГал, а максимальное (по модулю) расхождение 0.085 мГал.

Модуль «Wavelet» предназначен для построения аппроксимаций гравитационного поля совокупностями эквивалентных источников при значительном объеме исходных данных. При этом используется эффективный алгоритм «истокообразной аппроксимации», в котором построение адаптированной к полю аппроксимационной конструкции осуществляется на основе предварительно выполненного вейвлет-преобразования наблюденного поля.

Принципиально новые возможности для этого открывает использование кратномасштабного вейвлет-анализа в качестве инструмента для разложения анализируемого поля на составляющие, отвечающие разноглубинным фрагментам аппроксимационной конструкции, для выделения сингулярностей поля и предварительной экспресс-оценки качества решения при заданном количестве источников.

Любой сигнал при проведении быстрого вейвлет - преобразования может быть представлен в виде некоторого «грубого образа» и уточняющих его разномасштабных «уточняющих особенностей», что осуществляется его разложением с использованием ортонормированных масштабируемых и перемещаемых в пространстве функций с компактным носителем – вейвлетов. Существуют устойчивые численные алгоритмы вычисления вейвлет-коэффициентов при таком разложении, а также обеспечивается возможность приближенного восстановления сигнала с априори заданной точностью. В силу того, что вейвлет-коэффициенты существенно отличаются от нуля только вблизи сингулярностей (т.е. вейвлет-ряды «нормальных» функций допускают сильное «разряжение») удается отбросить мелкие детали и выделить наиболее существенные особенности анализируемого сигнала, что позволяет существенно сжать объем первоначальной информации.

Предлагаемый метод предполагает двухэтапное решение задачи построения разноуровневой аппроксимационной конструкции, адаптированной к полю $U(x, y, z)$, заданному на криволинейной поверхности $S = S(x, y, z)$ в узлах регулярной сети с шагом Δ :

- разложение матрицы анализируемого поля U методом БВП на j_n разномасштабных компонент - матриц U_1, U_2, \dots, U_{j_n} при последовательном уменьшении числа их элементов в 2^j раз ($j = 1, 2, \dots, j_n$) за счет увеличения расстояний между узлами и приближенное определение размерности аппроксимационной конструкции, обеспечивающей требуемую точность описания поля;
- уточнение координат и определение физических параметров эквивалентных источников на каждом j -ом уровне их размещения, начиная с j_n (самого нижнего).

Поясним работу алгоритма на практическом примере: площадь исследований размером 1600 км² расположена в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; колебания высот рельефа земной поверхности составляют 178 - 1533 м; гравитационное поле Δg , заданное в 16384 точках с шагом $\Delta = 350$ м, изменяется в диапазоне от -12.1 до 13.0 мГал. Результаты выполнения первого этапа вычислений приведены в графах 1-3 табл. 1, второго – в графах 4,5 табл. 1.

Таблица 1

Параметры БВП и истокообразной аппроксимации гравитационного поля

Пороговое значение δ , мГал	Процент отброшенных коэффициентов $d'_{k,l} / \sum d_{k,l}$, %	Погрешность БВП ε^* , мГал	Отношение v/m , %	Погрешность истокообразной аппроксимации ε , мГал
1	2	3	4	5
0.3	70.4	± 0.11	20.9	± 0.18
0.4	76.7	± 0.14	13.9	± 0.21
0.5	81.0	± 0.16	10.1	± 0.24
0.7	87.0	± 0.22	5.8	± 0.30
1.0	90.9	± 0.28	3.6	± 0.40

В результате применения описанного выше алгоритма для $j_n = 5$ построена сеточная модель, состоящая всего из 3980 источников (шаров), размещенных на глубинах от 350 м до 5600 м от земной поверхности. Данная модель, обеспечивает точность решения $\varepsilon = \pm 0.21$ мГал, при этом отношение числа точек исходного поля к количеству источников модели составила 13.9 %.

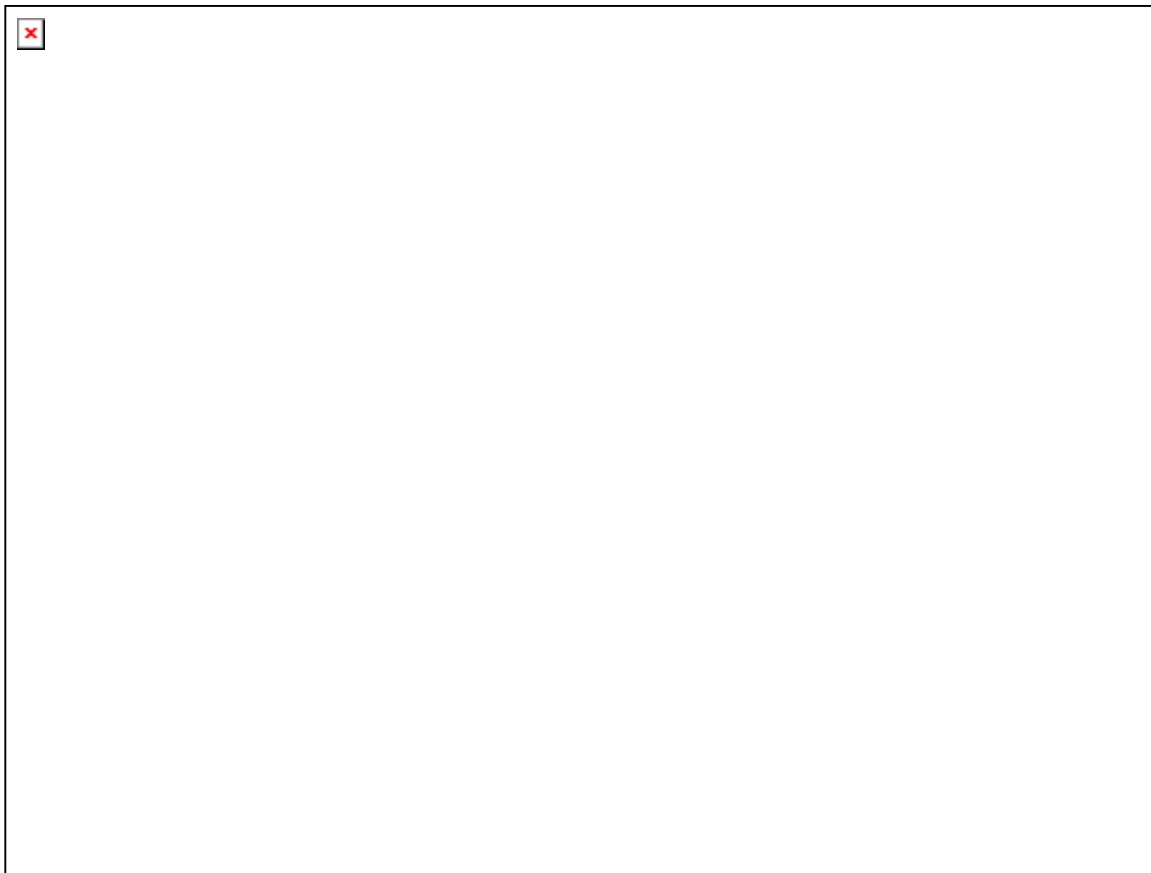


Рис.1. Аппроксимационная конструкция и структура таблицы содержания *shp*-файла сеточной модели

Программные модули «Qtree» и «Wavelet» представляют эффективные способы сжатия цифровой информации о гравитационном и магнитном полях, основанные на синтезе методов истокообразной аппроксимации, фрактального подхода и вейвлет-анализа, обеспечивающие не только компактное хранение данных, но также возможность восстановления различных компонент поля в произвольно выбранных точках пространства, располагающихся выше поверхности измерений. Созданные в процессе аппроксимации модели имеют значительно меньший размер, чем исходные данные, и используются для хранения и передачи больших объемов геолого-геофизической информации (рис. 1).

Внедрение этих алгоритмов в среду информационно-аналитической системы «ГРАВИС» с последующим применением в процессе геологического истолкования геофизических данных позволило существенно повысить качество и информативность геологоразведочных исследований при поисках месторождений нефти, газа и твердых полезных ископаемых, а также снизить временные затраты путем рационального управления большими объемами информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордин В.М. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации аномальных полей / В.М. Гордин, В.О. Михайлов, Б.О. Михайлов // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980. - № 1. - С. 78-93.
2. Долгаль А.С. Применение кратномасштабного вейвлет-анализа при аналитических аппроксимациях геопотенциальных полей / А.С. Долгаль, А.А. Симанов // Доклады академии наук. 2008. Том 418. № 2. С. 256-261.
3. Симанов А.А. Новый подход к интерпретации и хранению геолого-геофизических данных на основе геоинформационных технологий и принципов фрактального анализа / А.А. Симанов, А.В. Пугин // International Conference & Exhibition EAGE, EAGO and SEG. - Saint Petersburg, 2006. B046 (electronic format).
4. Симанов А.А. Разработка и создание информационно-аналитической системы хранения, обработки и анализа гравиметрических данных: автореф. дис. к-та. тех. наук / А.А. Симанов. – М.:РГГРУ, 2008.-24 с.
5. Тихоцкий С.А. Применение многоуровневых истокообразных аппроксимаций к задачам магнитной картографии и анализа магнитного поля / С.А. Тихоцкий, Д.Ю. Шур // Тез. докл. 28-й сессии межд. семинара им. Д.Г. Успенского. - М.:ОИФЗ РАН, 2001. - С. 130-131.

Уточненные результаты исследования геодинамики северного и среднего Урала по данным GPS. Технология обработки данных.

*А.А. Ситникова (Белоусова), +79222061896, sitnikova_ann@mail.ru
Д.С.Тягунов, +79122711292, tds74@mail.ru; Д.Л.Катанчик, +79122652812
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия.
Д.В. Баландин, +79022734427, dmitry.balandin@gmail.com
Уральский Государственный Университет, г. Екатеринбург, Россия*

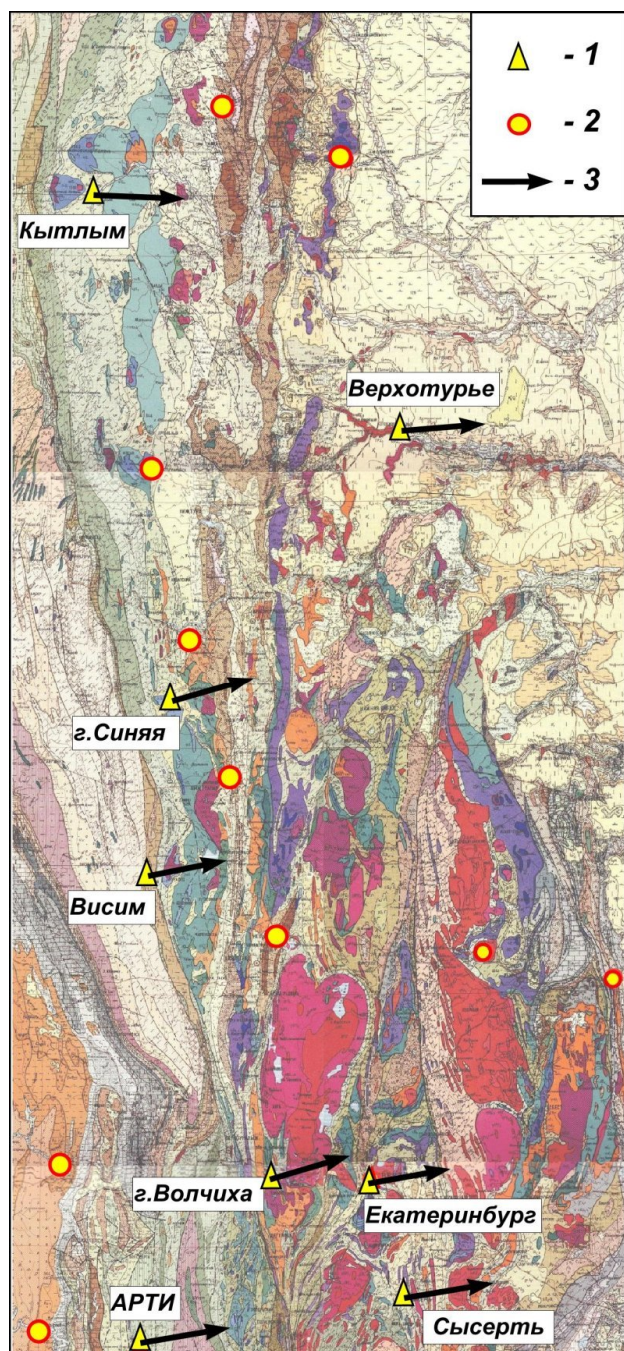
Первые работы по геодинамике Урала начали проводить еще в начале прошлого века путем высокоточного нивелирования по отдельным профилям, проходящих через Урал (Абрамов, 1980). Повторные нивелировки проведены на всей территории Урала (общая протяженность 15,5 тыс. км), по некоторым линиям проведено трехкратное нивелирование (Кононенко, 1990). В ходе этих работ были получены очень интересные результаты, дающие представление об относительных вертикальных движениях Урала и смежных областей. К сожалению, после подобные работы больше не проводились.

Развитие методов космической геодезии дало уникальную возможность прямого наблюдения, медленного перемещений сети точек земной поверхности. Благодаря системе GPS представляется возможным оценить не только вертикальные перемещения, но и получить

горизонтальные компоненты смещений с высокой точностью и меньшими физическими и экономическими затратами.

В настоящее время почти вся Европа, большая часть Азии покрыта обсерваторскими пунктами спутниковой геодезической сети. На основании данных мировой сети GPS были построены вектора движения основных блоков Евро-Азиатского континента. Несмотря на это, казалось бы, избытие станций, центральная часть континента осталась практически не охваченной. В связи с этим возникает необходимость создания сети GPS-станций в Уральском регионе, на которых в течении как минимум трех-четырёх лет будут проводиться наблюдения.

В 2006 году в Институте геофизики Уро РАН начали проводиться GPS - измерения горизонтальных движений по точкам Северного и Среднего Урала. Работы проводились для того, что бы в последствии, можно было построить карту перемещений сети точек земной поверхности в данном регионе и определить локальные движения отдельных блоков (массивов) Уральской системы.



Для исследований применялись двух-частотные приемники Trimble5700 в комплекте с антенной Zephyr Geodetic. Аппаратура устанавливалась на заранее выбранных реперах, обычно на триангуляционных пунктах Уральской сети метеостанций. Кроме того, точки измерений выбирались исходя из данных геологического строения Урала. Предпочтение отдавалось точкам, расположенных на основных геологических структурах. При этих измерениях мы руководствовались данными повторного нивелирования и картой сейсмичности региона. Для сокращения экономических и временных затрат на закладку реперов, было принято решение использовать для мониторинга пункты государственной геодезической сети. Поэтому второй задачей стало полевое обследование сохранности выбранных нами пунктов.

В летний период 2006 года был проведен большой объем полевых работ, на основании которых проанализировано состояние триангуляционной сети в пределах Свердловской и Челябинской областей. Выбраны точки для установки сети мобильных станций GPS-мониторинга. Всего обследовано свыше 30-ти точек триангуляционной сети. Кроме того, были проведены тестовые измерения на 2 реперах г. Волчиха и г. Синяя.

Рис. 1 Геологическая карта с точками GPS – мониторинга:

- 1 - метеостанции с пунктами GPS - мониторинга;
- 2 – метеостанции без измерительных пунктов;
- 3 – величина вектора скорости смещения пункта измерения (в условных обозначениях равная 20 мм / год)

В период июль-август 2007 г. и май-октябрь 2008г. проводились измерения геодезической GPS-аппаратурой (Trimble5700) положение горизонтальных координат на 6 реперах Северного и Среднего Урала, располагаются по обе стороны Главного уральского разлома (Рис.1).

Выбранные реперы соответствуют второму классу точности Государственной геодезической сети (ГГС). Два репера располагаются на вершинах г. Волчиха и г. Синяя, а 4 на территории метеостанций. Надо отметить, что репера, расположенные на территории метеостанций намного удобнее для измерений, чем расположенных на горных вершинах, поскольку эти репера имеют хорошие подъездные пути, огороженную территорию, а так же возможность подзарядки аккумуляторов.

Длительность измерения координат на каждом из реперов была равна 36 часов. Обработка данных измерений проводилась с помощью специального программного комплекса GAMIT/GLOBK разработанного в Massachusetts Institute of Technology (Массачусетский технологический институт) и любезно предоставленного Институту геофизики УрО РАН.

GAMIT изначально разрабатывался, как инструмент анализа GPS измерений для получения наивысшей точности определений координат. В отличие от коммерческих программных продуктов GAMIT разрабатывался и как инструмент изучения различных алгоритмов обработки GPS данных. В GAMIT включены возможности определения точных эфемерид наблюдаемых спутников, определения параметров вращения Земли, построения двухмерной модели тропосферной задержки сигнала и многое другое. Результатом работы GAMIT становятся вариационно-ковариационные матрицы измерений и оценки определяемых параметров. Для уравнивания обработанных наблюдений используется пакет программ GLOBK.

В процессе обработки используется множество дополнительных данных, которые позволяют повысить точность наблюдений. Кроме, собственно данных наблюдений с приемника, так же используются: данные навигационного сообщения со спутника, данные о точных эфемеридах, таблицы параметров земной ориентации, включая координаты полярного движения и универсальное время, данные прецессии, нутации, солнечных и лунных орбит, координаты и скорости движения мировых станций. В обработку должны быть также включены данные с нескольких (порядка 6 - 7) станций входящих в международные сети, это необходимо для стабилизации системы координат. В результате мы получаем данные с точностью 2-5 мм (Ситгикова, 2008) в Международной Земной Системе Относимости (ITRF2000).

В результате за три года на каждом из 6 реперов было сделано 3-4 измерения, по которым были построены графики движения этих реперов в 3 плоскостях. В таблице 1 приведены координаты станций априори и скорости их движения по осям X (север-юг) и Y (запад-восток). Координаты станций указаны в системе ITRF2000/

Таблица 1. Координаты наблюдательных станций и скорости их движения.

Название станции	Координата X, м	Движение по X мм / год	Координата Y, м	Движение по Y, мм / год
ARTU (Арти)	6281739.015	3.93±0.78	3604633.743	23.78±0.60
VISI (Висим)	6418270.359	3.72±3.05	3544839.851	19.70±2.49
SINY (г. Синяя)	6471219.035	0.59±5.26	3504658.611	20.68±4.11
VOLC(г. Волчиха)	6326016.674	5.82±2.48	3654711.718	20.45±1.91
KYTL (Кытлым)	6623368.679	-1.60±2.58	3345348.614	23.58±1.97
SYSE (Сысерть)	6289507.183	3.82±2.57	3735635.755	22.89±1.91
VERH (Верхотурье)	6552832.865	1.34±2.25	3500740.088	21.48±1.69

Из таблицы 1 видно, что по оси X происходит совсем небольшое смещение, порядка 3-4 мм в год, что сопоставимо с погрешностью измерения. Величина смещения по оси Y значительно больше и составляет примерно 20 мм в год. Таким образом, движение точек измерений, и соответственно блоков земной коры, происходит в основном на восток с небольшим смещением на север. Это согласуется с известными данными стационарных станций,

расположенных в уральском регионе (Ситникова, 2007). Очевидно, для того что бы улучшить точность, необходимы дальнейшие наблюдения на данных пунктах

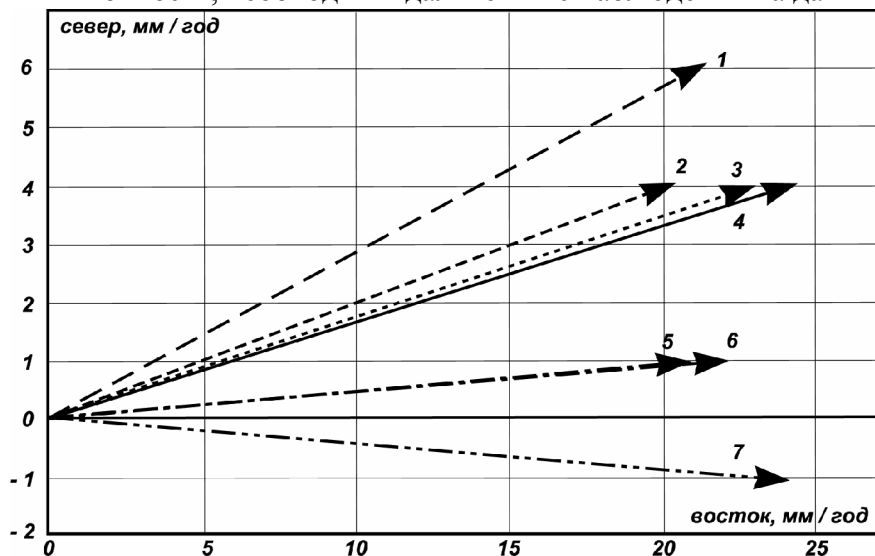


Рис.2. Векторные диаграммы смещения реперов в плоскости север-восток (XY) для станций: 1 – г.Волчиха; 2 – Висим; 3 – Сысерть; 4 – АРТИ; 5 – г.Синяя; 6 – Верхотурье; 7 – Кытлым

На рис. 2 приведены векторные диаграммы смещений реперов по X Y. А на рис. 1 эти же вектора, для наглядности, нанесены на

карту Свердловской области. Из рис. 1 видно, что у трех северных станций наблюдается большой сдвиг на север, но пока сложно сказать, реальный это сдвиг или влияние погрешности измерений.

В заключении авторы выражают признательность члену-корреспонденту РАН В. И. Уткину за постоянную поддержку и ценные советы; Рыбакову Е. Н. за помощь в проведении полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В.Е.* Некоторые результаты интерпретации данных повторных нивелировок по Свердловскому профилю ГСЗ // Кн. Современные движения земной коры на Урале. М., 1980. С.34-44.
2. *Кононенко И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Яценко В.Р.* Современная геодинамика Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 94 с
3. *Ситникова (Белоусова) А.А., Булдакова М.В.* Исследование современного движения. Евразии по данным GPS и выявление связи этих движений с сейсмичностью континента Кн. Современ. проблемы геофизики. Мат-лы восьмой Уральской молодежной научная школа по геофизике. 2007. – С. 238-243.
4. *Ситникова (Белоусова) А.А.* О некоторых методических вопросах спутниковой геодезии при геодинамических исследованиях. Кн. Проблемы современной геофизики. Мат-лы девятой Уральской молодежной научная школа по геофизике. 2008. - С. 183-186.

УДК 550.837:551.14.

Магнитные аномалии и геофизические неоднородности вулканических структур дна Западной Антарктики

*В. Д. Соловьев¹, В.Г. Бахмутов¹, И.Н. Корчагин¹, С.С. Чулков¹, С.П. Левашов²,
Н.А. Якимчук²*

1 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина, valera @ igph.kiev.ua

2 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев

В Украинских антарктических экспедициях за последние годы были получены новые геофизические данные для многих структур дна Западной Антарктики. Материалы съемок в проливах Дрейка и Брансфилда, море Скоша, а также в пределах континентальных окраин Антарктического полуострова, дали значительный объем новой информации для уточнения особенностей их глубинного строения, эволюции и геодинамики, а также детального изучения локальных вулканических структур дна Тихоокеанского побережья Антарктического по-

луострова и пролива Брансфилда [1]. Данные о глубинной неоднородности центральной впадины пролива имеют важное значение для оценки роли мантийных диапиров в формировании современного тектонического режима структур региона - важного объекта с точки зрения изучения эволюции процессов континентального и окраинного рифтогенеза. Активные и разноплановые тектонические процессы содействовали широкому развитию в структурах региона вулканизма разного типа. Это уникальная область развития молодых геодинамических процессов, сопровождающихся формированием многочисленных вулканических поднятий и хребтов (рис.1).

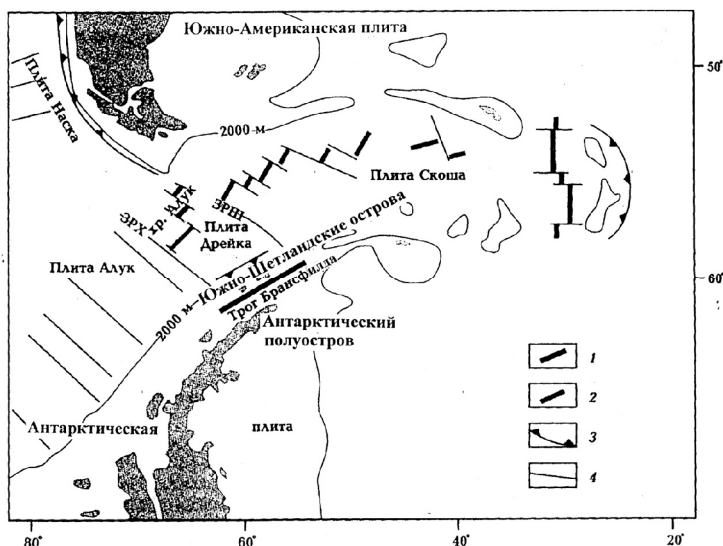


Рис.1. Схематическая карта тектоники моря Скоша и Антарктического полуострова: 1-сегменты активных срединных хребтов; 2-сегменты неактивных хребтов; 3-зоны субдукции; 4 –зоны разломов. ЗРШ-зона разломов Шеклтон; ЗРХ- зона разломов Херо.

Анализ распределения магнитных аномалий в этом районе показал, что возраст океанического дна возрастает в направлении на северо-запад и северо-восток от трех остаточных сегментов хребта Алука (Феникс), при этом минимальный возраст океанической коры не превышает 4 млн. лет. Данные о распределении изохрон дают представление о времени и последовательности формирования океанической коры в условиях сложной палеодинамики региона.

В зоне современного вулканизма пролива Брансфилда прослеживается цепочка неовулканических гребней и конусов. Наиболее крупные из них – действующий вулкан острова Десепшен, подводные вулканы Орка, Три Сестры и другие (рис.2.). Присущий центральной части котловины интенсивный локальный вулканизм сменяется в восточной ее части диффузионным вулканизмом с трещиноподобными структурами значительного объема. Важной особенностью глубинного строения структур пролива является его сегментация на отдельные блоки, которые отличаются по волновым характеристикам и коррелируют с вулканическими центрами осевой зоны. Границы этих блоков имеют важное значение для структурного контроля расположения отдельных вулканических центров.

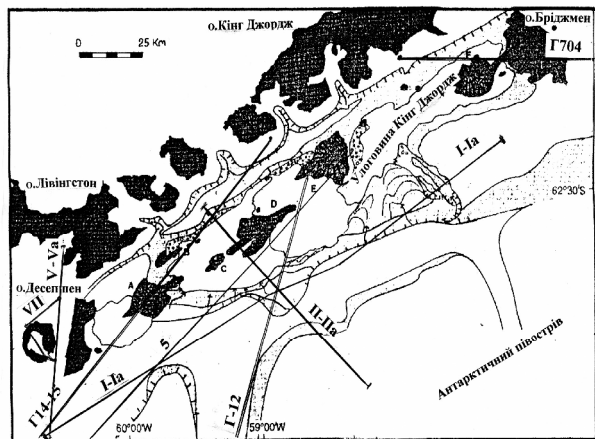


Рис.2. Схема расположения вулканических структур (А-Ф), по [8], профилей магнитной съемки (Г-12, Г14-15, Г704) и профилей ВЭРЗ (I – Ia, II – IIa, 5) в центральной части впадины Брансфилда. Вулканические структуры: Д – «Три Сестры», Е –«Орка»; F –хребет Хука.

Рассмотрим материалы геофизических (сейсмических, вертикального электрорезонансного зондирования – ВЭРЗ, магнитометрических и гравиметрических) исследований отдельных структур дна Западной Антарктики последних лет, которые дают возможность

построить модели глубинного строения вулканических структур, уточнить особенности их формирования и тектонического положения.

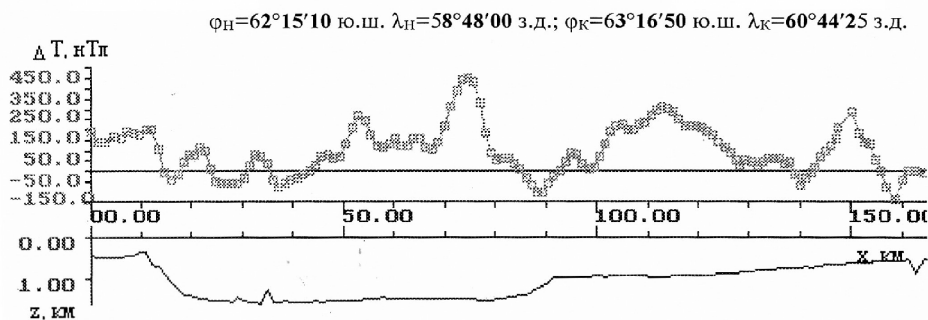


Рис. 3. Аномальное магнитное поле и рельеф дна вдоль профиля Г14-15. Положение профиля – на рис. 2.

Профиль Г14-15 (рис.3.) характеризует распределение магнитных аномалий в западной части пролива, в том числе и над подводной вулканической структурой А, положение которой показано на рис.2. Эта структура сформировалась как локальный подводный вулкан на месте протяженной интрузии, которая, в свою очередь, заполнила линейные трещины, сформированные в результате активных процессов расширения. Ширина этой зоны изменяется от 5 до 15км, что совпадает с размерами интрузий, выделенных по сейсмическим данным в разрезе неовулканических структур дна пролива Брансфилда. Распределение аномалий на этом профиле свидетельствует о значительной магнитной неоднородности верхней части земной коры, в которой магнитоактивные источники расположены на глубине от 1,0 до 10.0км. Наибольшая аномалия (до 450нТл) зафиксирована над вулканической структурой А в центральной части пролива Брансфилда. Расчеты показали, что магнитоактивное тело с намагниченностью до 2-3 А/м расположено на глубине 3-9км. Форма источников аномалий указывает на их разломное происхождение. Амплитуда магнитной аномалии над вулканической структурой, выраженной локальным поднятием рельефа дна (рис.3., ПК35), не превышает 100 нТл, что свидетельствует о наличии придонных (1.5-2.0км) источников с достаточно высокой намагниченностью (до 2А/м). Сейсмические материалы также не показывают значительной волновой неоднородности разреза коры этого подводного вулкана. Поэтому можно считать, что локальная магнитная аномалия отражает неразвитый характер этой структуры, в разрезе коры которой вулканические породы не имеют широкого распространения.

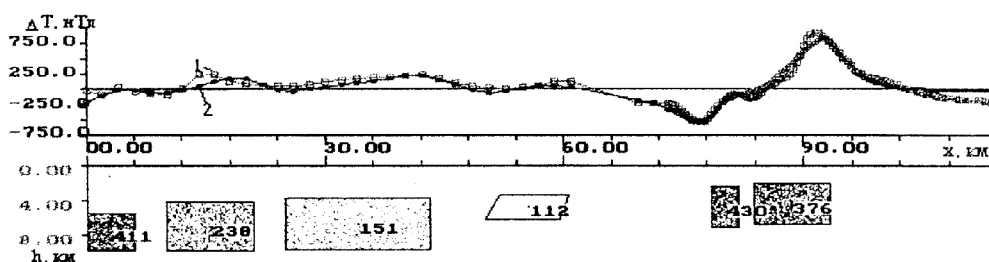


Рис. 4. Результаты моделирования магнитных аномалий (А) и гравитационной аномалии (Б) вдоль профиля Г-12 над подводным вулканом Орка. Условные обозначения: 1-измеренные значения; 2-подобранные значения аномалии. Числа – значение намагниченности.

вулканом Орка. Условные обозначения: 1-измеренные значения; 2-подобранные значения аномалии. Числа – значение намагниченности.

Профиль Г12 пересекает подводный вулкан Орка - сложную протяжную структуру дна в центральной зоне пролива Брансфилда (рис.2,4.). Результаты формальной интерпретации материалов магнитной съемки вдоль профиля Г-12 показали (рис. 4.), что над подводным вулканом аномалия превышает 750 нТл. Источники аномалии с намагниченностью 2-3 А/м расположены на глубине 4-8км. Можно также допустить, что эта структура имеет более глубокие магматические корни, общие для смежных подводных вулканов (Орка, Три Сестры). Отсутствие значительных аномалий теплового потока, современных проявлений гидротермаль-

ной активности и специфических термальных структурных форм может быть связано с более древним возрастом этого вулкана. По данным магнитной съемки (профиль Г704) над хребтом Хука наблюдается аномалия до 1250 нТл, источники которой имеют намагниченность до 6,3 А/м и расположены на глубине от 2,5 к 12 км. В разрезе коры этой подводной вулканической структуры присутствуют аномалии скорости на глубине 2,5–9,0 км, хотя они и не являются такими выразительными, как в разрезе вулкана Орка.

Рассмотрим результат построения магнитной модели подводного вулкана расположенного на краю внешнего шельфа тихоокеанского (западного) побережья Антарктического полуострова (рис. 5.). Эта локальная вулканическая структура плейстоценового возраста, расположенная на продолжении разломной зоны Анверс, восточное окончание которой разделяет побережье на отдельные сегменты.

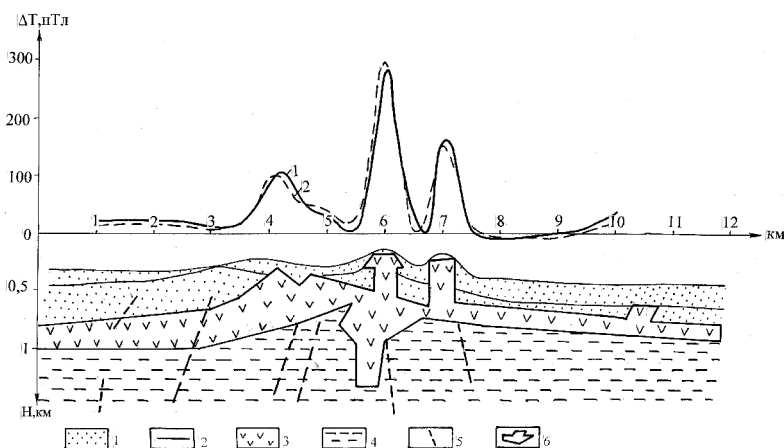


Рис.5. Результаты моделирования магнитных аномалий подводного вулкана[3]. Условные обозначения: 1- осадочные породы; 2- породы второго слоя; 3- базальт; 4- породы фундамента; 5 - разломы (по сейсмическим данным); 6- положение вулкана в разрезе. Кривые: 1-измеренные значения; 2-подобранные значения магнитных аномалий.

Над вулканом наблюдается положительная магнитная аномалия амплитудой 150-250 нТл с максимальными значениями над вершинами подводного вулкану (до 200м над уровнем дна).

Моделирование показало, что магнитоактивные породы распространены не только в центральной зоне вулкана, где их мощность составляет 1,0-1,3 км, но и формируют непрерывный горизонт мощностью до 300- 400 м на расстояние до 4-5 км от главной вершины этого подводного сооружения. Геометрия модельного тела вулканической структуры в целом отвечает данным сейсмических исследований, которые позволили определить положение вулканической толщи в разрезе верхней части земной коры вулкана и показать, что именно породы вулканического происхождения, расположенные ниже уровня дна под небольшой толщиной осадочных пород, отвечают за формирование магнитных аномалий (рис.5).

При расчетах значения магнитной восприимчивости равнялось 0,04 ед.СИ, близкие к значениям магнитной восприимчивости разнообразных интрузивных пород (0,001-0,05 ед.СИ) Антарктического полуострова.

Исследование глубинной структуры о.Десепшен. Остров Десепшен - это стратовулкан, который образует небольшую надводную часть подводного хребта длиной 300 км, расположенного между островами Десепшен и Бриджмен. Для этого хребта характерно наличие современных тектонических процессов, сопровождающихся активной вулканической деятельностью с голоцена до наших дней на островах Десепшен, Пингвин, Бриджмен и др.

По данным исследований методом ВЭРЗ вдоль профиля VII-VIIa (рис.2), полученных во время проведения сезонных работ УАЭ в 2004 году, общая мощность осадочной толщи в кальдере вулкану и за ее границами колеблется от 0,5-0,7 км до 1,3-1,7 км. В центральной части профиля была закартирована значительная по размерам (до 3-5 км шириной) зона пониженного сопротивления фундамента (зона дробления), существование которой можно объяснить наличием частично расплавленного вещества на глубине 1,5-6,5 км. Осложняют глубинный разрез отдельные локальные зоны повышенного сопротивления и поляризации, которые

были проинтерпретированы как зоны даек, расположенные в центральной части профиля и за пределами кальдеры.

Если сравнить эти данные с результатами сейсмо-томографических исследований [2], то можно найти общие характеристики верхней части земной коры о. Десеппшен, полученные разными методами. В первую очередь, это касается кальдеры, где размеры магматической камеры расплавленного вещества, определенные морфологией интенсивной аномалии пониженной скорости, близки к размерам зоны пониженного сопротивления по данным ВЭРЗ. Мозаичное распределение аномалий скорости в значительной мере совпадает с наличием неоднородности разреза кальдери по геоэлектрическим данным (существенные колебания мощности осадков, включения даек и зоны возможного прогрева).

Региональные изменения мощности земной коры вблизи о. Десеппшен, выявленные по данным сейсмических исследований и материалам интерпретации потенциальных полей, также находят четкое отображение по данным ВЭРЗ. Исследование структуры земной коры региона до глубин более 32 км показало существенное сокращение ее мощности в районах локального расположения подводных вулканов пролива Брансфилда.

Выводы

Особенности пространственного распределения геофизических неоднородностей структур дна Западной Антарктики отвечают существованию региональной и локальной неоднородностей строения земной коры и литосферы региона. Значительные пространственные вариации распределения поверхности Мохо пролива Брансфилда связаны со сложной глубинной архитектурой литосферы пролива, сформированной под воздействием региональных процессов подъема нагретого вещества верхней мантии в условиях формирования рифтовых структур неокеанического типа. Подъем разогретого глубинного вещества способствует и, в значительной степени, контролирует развитие вулканизма вдоль оси рифта. Моделирование локальных магнитных аномалий над вулканическими структурами свидетельствует о коровом размещении их источников на глубинах до 8-12 км. Локальный, без региональной составляющей, характер исследованных аномалий магнитного поля объясняется особенностями термодинамического режима, скоростью кристаллизации горных пород и, возможно, отсутствием значительных вторичных изменений глубинных горизонтов. Закартованное существенное сокращение мощности земной коры в районах локального расположения подводных вулканов пролива Брансфилда подтверждает наличие в литосфере благоприятных условий для формирования в процессе рифтообразования зон промежуточной кристаллизации глубинного вещества.

Неоднородности земной коры структур о. Десеппшен могут свидетельствовать о существовании магматической камеры с частично расплавленным веществом на глубине 1,5-6,5 км. Анализ геофизических материалов показывает, что для о. Десеппшен мозаичное распределение аномалий скорости в земной коре в значительной мере совпадает с наличием неоднородности разреза по геоэлектрическим данным (существенные колебания мощности осадков, включения даек и зон возможного прогрева). Региональные изменения мощности земной коры вблизи о. Десеппшен, выявленные по данным сейсмических исследований и материалами интерпретации потенциальных полей, также находят четкое отображение по данным ВЭРЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левашов С.П., Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М., Якимчук Н.А. Геоэлектрические исследования во время проведения сезонных работ 11-ой Украинской антарктической экспедиции // Геоинформатика. – 2006. – № 2. – С. 24-33.
2. Hole M.J., Larter R.D. Trench-proximal volcanism following ridge crest-trench collision along the Antarctic Peninsula // *Tectonics* -1993 –V.12, №4. - P.897-910.
3. Ben-Zvi T., Wilcock W.S.D., Barclay A.H., et al. The P-way velocity structure of Deception Island, Antarctica, from two-dimensional seismic tomography // U.S. Geological Survey and The National Academies, USGS OF-2007-1047, Extended Abstract 078.
